



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

**ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INTRAPLACA ASOCIADA AL TERREMOTO MW 8.4
DE ILLAPEL 2015**

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

ALEJANDRO SEBASTIÁN CARRASCO MORALES

PROFESOR GUÍA:
JAVIER ANTONIO RUIZ PAREDES

PROFESOR CO-GUÍA:
EDUARDO ELISEO CONTRERAS REYES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIANA PATRICIA COMTE SELMAN
JUAN AUGUSTO BECERRA MIRANDA

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE: Magíster en ciencias, mención Geofísica
POR: Alejandro Sebastián Carrasco Morales
FECHA: Marzo de 2018
PROFESOR GUÍA: Javier Ruiz Paredes

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INTRAPLACA ASOCIADA AL TERREMOTO M_w 8.4 DE ILLAPEL 2015

El presente trabajo busca caracterizar sismotectónicamente el efecto del terremoto M_w 8.4 de Illapel del 16 de septiembre de 2015 en su entorno, y el gatillamiento de sismicidad principalmente al interior de las placas de Nazca y Sudamericana. Para esto, se utilizaron registros sismológicos de las estaciones permanentes operadas por el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile para determinar parámetros hipocentrales y de la fuente sísmica de la sismicidad precursora, desde septiembre de 2013 hasta septiembre de 2015, y de las réplicas hasta tres meses después de ocurrido el terremoto principal.

El análisis de la sismicidad constó de tres etapas principales. En primer lugar se tiene la localización hipocentral de la sismicidad, para la cual se obtuvo un total de 264 eventos (69 precursores y 199 réplicas) con magnitud local superior a M_l 4.5. Posteriormente, se llevó a cabo el cálculo del tensor de momento sísmico a través de la inversión, mediante búsqueda de grilla, de las formas de onda de 225 sismos, con el fin de obtener tanto una mejor estimación de la profundidad del centroide del evento como de los parámetros de la fuente. Por último, se realizó una clasificación de la sismicidad en función de la profundidad en la que ocurre cada evento y de los parámetros de la fuente sísmica asociada.

La clasificación de sismicidad permitió identificar cuatro grupos principales de eventos, cuyo comportamiento antes y después del terremoto principal da cuenta de su efecto tanto en el contacto interplaca como al interior de cada placa involucrada. La sismicidad interplaca tipo *thrust* es la más abundante tanto antes como después del terremoto M_w 8.4, además, en ambos casos su distribución tiene lugar alrededor de un área de mayor acoplamiento sísmico, la que, a su vez, coincide con la zona de mayor deslizamiento cosísmico. Por otro lado, en la secuencia de réplicas no se observa un aumento sustancial de la sismicidad intraplaca cortical, no obstante esta no es nula, ya que se tiene registro de un evento con fallamiento transpresivo dextral en torno a la Zona de Falla de Atacama y un sismo con fallamiento normal en la bahía de Coquimbo. Por el contrario, tras el terremoto principal ocurre un aumento en la cantidad de sismicidad en el *outer-rise* respecto a la etapa precursora. Esta sismicidad de réplicas presenta mecanismos focales con profundidades de centroide entre 4 y 10 km de profundidad, y dan cuenta de fallamiento extensional paralelo a la fosa en la parte más superficial de la placa de Nazca. Además, se concluye que este desencadenamiento es una consecuencia directa del alto deslizamiento cosísmico que ocurrió cerca de la fosa oceánica, lo que ocasionó una transferencia de esfuerzos desde el contacto interplaca hacia la zona detrás de la fosa, en esta línea, y debido a la extensión de esta sismicidad, se proponen dos asperezas más cercanas a la fosa, una hacia el Norte y hacia el Sur de la aspereza principal. Más aún, se plantea la hipótesis de que la sismicidad *outer-rise* puede ser utilizada como un parámetro de restricción para el modelamiento de deslizamiento cosísmico de grandes terremotos interplaca tipo *thrust*.

*Para Víctor, mi abuelo, mi papi,
porque a pesar de todo,
y contra todo escenario adverso,
lograste forjar una hermosa familia,
de la que hoy orgullosamente formo parte...*

Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a CONICYT, quienes a través del proyecto USA2012-001 me han permitido financiar parte de este magíster, además de entregarme la oportunidad de realizar una pasantía en la Universidad de Oregon, USA, donde pude dar mis primeros pasos en el área que hoy agradablemente desarrollo en este trabajo de tesis.

Doy gracias también a los integrantes de mi comisión, por su gran disposición, sus críticas, comentarios, observaciones y, en general, por su apoyo para poder lograr este trabajo, muy especialmente a Javier Ruiz y Eduardo Contreras-Reyes, por compartir sus infinitos conocimientos, por darme la oportunidad de crecer un poco más de nuestros límites y, sobretodo, por la paciencia a lo largo de este trabajo.

Agradezco enormemente a quienes han estado desde siempre conmigo, incluso mucho antes de empezar este proceso: mi familia. Gracias por enseñarme las cosas más importantes de la vida: el sonreír, el amar, el vivir y una infinidad de valores. Agradecerles es poco al lado de todo lo que ustedes me han entregado. Un especial agradecimiento a mi abuelo, quien, a su modo, ayudó a formar los cimientos de lo que soy actualmente. Gracias papi.

Agradezco a Barby, por todo su apoyo y amor incondicional en todo este proceso, por entregarme la alegría y la fuerza necesaria cuando más hacía falta, y por acompañarme y permitirme acompañarte en la búsqueda y el trabajo permanente para cumplir nuestros sueños. Nuevos desafíos vienen y sé que seguiremos ahí, entregándonos todo el amor, alegría, cariño y compañía en todo momento.

Y cómo no agradecer a aquellos que hacen el día a día más alegre, ameno y llevadero en esta ciudad con un ritmo muchas veces tan hostil. A BH, con quienes he compartido gran parte de esta trayectoria por la U, a mis pichi-amigos, a los colegas del CSN, a los futuros colegas del DGF, gracias por todas las risas, pichangas ganadas y perdidas, vasos llenos y vacíos, asados de carne y de vidrio (y de vegetales ahora también) y por todas esas conversaciones serias e ilógicas a la vez. Todas experiencias enriquecedoras que espero seguir teniendo junto a ustedes. Muchas gracias!

Finalmente, y aunque suene *cliché*, gracias a la vida, porque realmente me ha dado tanto...

Tabla de contenido

| | |
|--|-----------|
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1. Antecedentes | 1 |
| 1.2. Objetivos | 2 |
| 1.3. Metodología general | 3 |
| 1.4. Estructura de Tesis | 4 |
| 2. Contexto Sismotectónico | 5 |
| 2.1. Tectónica Regional | 5 |
| 2.1.1. Geodinámica del margen | 5 |
| 2.1.2. Estructuras Tectónicas | 7 |
| 2.2. Sismicidad en la zona | 12 |
| 2.2.1. Clasificación de la sismicidad | 12 |
| 2.2.2. Sismicidad histórica y brecha sísmica | 15 |
| 2.2.3. Terremoto de Illapel de 2015 | 16 |
| 3. Base de Datos | 19 |
| 3.1. Catálogo de sismicidad | 19 |
| 3.1.1. Completitud del catálogo: Ley de Gutenberg-Richter | 23 |
| 3.2. Estaciones y registros sismológicos | 25 |
| 4. Marco Teórico | 27 |
| 4.1. La fuente sísmica | 27 |
| 4.2. Teoría de localización hipocentral | 29 |
| 4.2.1. Método lineal de localización hipocentral | 30 |
| 4.2.2. Método no lineal de localización hipocentral | 31 |
| 4.3. Inversión del tensor de momento sísmico | 32 |
| 4.3.1. Funciones de Green | 32 |
| 4.3.2. Tensor de momento sísmico | 33 |
| 4.3.3. Representación y descomposición del tensor de momento sísmico | 35 |
| Descomposición DC + CLVD | 36 |
| Obtención del mecanismo de foco | 38 |
| 4.3.4. Método de inversión del tensor de momento | 40 |
| 4.4. Cálculo de la Envolvente de resistencia límite (YSE) | 42 |
| 5. Metodología | 44 |
| 5.1. Localización hipocentral | 44 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 5.2. | Inversión del Tensor de Momento Sísmico | 45 |
| 5.2.1. | Cálculo de las funciones de Green | 46 |
| 5.2.2. | Procesamiento de las formas de onda | 47 |
| | Rango de frecuencia de la inversión | 50 |
| | Consideraciones generales | 53 |
| 5.2.3. | Rutinas de inversión | 53 |
| 6. | Resultados | 56 |
| 6.1. | Localización de sismicidad | 56 |
| 6.2. | Tensores de momento sísmico | 60 |
| 6.2.1. | Comparación de algoritmos | 60 |
| 6.2.2. | Profundidad del centroide | 62 |
| 6.2.3. | Descripción de resultados | 65 |
| | Indicador de ajuste (VR) | 66 |
| | Magnitud Mw | 69 |
| | Profundidad | 71 |
| | Rumbo | 73 |
| | Manteo | 75 |
| | Ángulo de deslizamiento | 77 |
| 7. | Análisis y discusión de resultados | 79 |
| 7.1. | Caracterización de la sismicidad | 79 |
| 7.2. | Distribución de sismicidad y acoplamiento sísmico | 82 |
| 7.3. | Distribución de sismicidad y etapa cosísmica | 84 |
| 7.4. | Implicancias tectónicas de la sismicidad intraplaca | 87 |
| 7.4.1. | Sismicidad <i>outer-rise</i> | 87 |
| | Resistencia litósferica | 91 |
| 7.4.2. | Sismicidad intraplaca cortical | 93 |
| 7.5. | Análisis comparativo de sismicidad intraplaca | 97 |
| 7.5.1. | Valparaíso 1985, Mw 8.0 | 97 |
| 7.5.2. | Maule 2010, Mw 8.8 | 98 |
| 7.5.3. | Tohoku 2011, Mw 9.0 | 100 |
| 7.5.4. | Iquique 2014, Mw 8.2 | 102 |
| 7.5.5. | Comentarios generales | 103 |
| 8. | Conclusiones | 104 |
| | Bibliografía | 107 |

Índice de tablas

| | |
|---|----|
| 2.1. Parámetros terremoto de Illapel 2015 | 16 |
| 2.2. Parámetros del tensor de momento sísmico, Terremoto de Illapel 2015 | 17 |
| 3.1. Parámetros espacio-temporales de catálogo preliminar | 19 |
| 3.2. Características catálogo completo | 24 |
| 5.1. Modelo de velocidad de ondas sísmicas utilizado en este trabajo de tesis | 45 |
| 5.2. Frecuencias típicas generadas por diferentes fuentes sísmicas. | 50 |
| 6.1. Resumen estadístico de los principales resultados complementarios de la localización hipocentral | 56 |
| 6.2. Comparación de tensores de momento utilizando distintas metodologías | 61 |
| 6.3. Evolución de solución de TMS con número de estaciones | 63 |
| 6.4. Solución para TMS utilizando 20 estaciones | 64 |
| 7.1. Caracterización de sismicidad para etapa pre y postsísmica | 80 |
| 7.2. Parámetros de fuente sísmica y mecanismos focales de sismos <i>outer-rise</i> estudiados | 91 |
| 7.3. Valores de constantes utilizadas para la construcción de YSE en zona de estudio . . | 92 |
| 7.4. Comparación de TMS utilizando inversión de formas de onda y polaridades | 93 |

Índice de figuras

| | | |
|------|---|----|
| 2.1. | Perfiles esquemáticos de márgenes erosivo y acrecionario | 7 |
| 2.2. | Contexto geodinámico de la zona de estudio | 8 |
| 2.3. | Perfil de reflexión sísmica 31°S | 9 |
| 2.4. | Principales fallas corticales de la zona de estudio | 10 |
| 2.5. | Esquema de sismicidad en zona de subducción | 12 |
| 2.6. | Contexto sísmico en la zona de estudio | 16 |
| 2.7. | Modelo de acoplamiento intersísmico y de deslizamiento cosísmico de Terremoto de Illapel 2015 | 17 |
| 2.8. | Diferentes modelos cosísmicos del terremoto de Illapel 2015 | 18 |
| 3.1. | Distribución temporal de catálogo preliminar | 20 |
| 3.2. | Distribución espacial de catálogo preliminar | 21 |
| 3.3. | Distribución de frecuencia-magnitud de catálogo preliminar | 24 |
| 3.4. | Distribución espacial RSN | 25 |
| 4.1. | Esquema de plano de falla | 28 |
| 4.2. | Representación esquemáticas de los nueve posibles pares de fuerzas | 34 |
| 4.3. | Fuentes sísmicas y pares de fuerzas asociados | 37 |
| 4.4. | Esquema de plano de falla y parámetros involucrados | 38 |
| 4.5. | Equivalencia de mecanismo focal y tensor de momento sísmico | 39 |
| 5.1. | Registros saturados de sismómetros banda ancha | 48 |
| 5.2. | Saturación de estación CO06 por pulso de período largo | 49 |
| 5.3. | Espectro de registro de sismómetro banda ancha durante sismo Mw 4.5 | 51 |
| 5.4. | Comparación espectros de Fourier de señal y ruido registrados en acelerómetro en estación CO06 durante sismos de magnitud Mw 4.5 y Mw 6.2 | 52 |
| 6.1. | Error de localización vs gap azimutal | 57 |
| 6.2. | Localización hipocentral de secuencia de sismicidad precursora | 58 |
| 6.3. | Localización hipocentral de secuencia de réplicas | 59 |
| 6.4. | Reducción de la varianza según método utilizado | 60 |
| 6.5. | Curva de ajuste con variación suave de solución final | 65 |
| 6.6. | Diagrama de Kaverina para precursores y réplicas | 66 |
| 6.7. | Distribución espacial de TMS para secuencia de precursores según reducción de la varianza | 67 |
| 6.8. | Distribución espacial de TMS para secuencia de réplicas según reducción de la varianza | 68 |

| | |
|--|-----|
| 6.9. Distribución epicentral de TMS en función de la magnitud para secuencia de precursores y réplicas | 69 |
| 6.10. Histogramas de magnitud y relación con VR | 70 |
| 6.11. Distribución espacial de TMS para secuencia de precursores | 71 |
| 6.12. Distribución espacial de TMS para secuencia de réplicas | 72 |
| 6.13. Distribución de TMS para secuencia de precursores de acuerdo al rumbo del mecanismo focal | 73 |
| 6.14. Distribución de TMS para secuencia de réplicas de acuerdo al rumbo del mecanismo focal | 74 |
| 6.15. Distribución de TMS para secuencia de precursores de acuerdo al manto del mecanismo focal | 75 |
| 6.16. Distribución de TMS para secuencia de réplicas de acuerdo al manto del mecanismo focal | 76 |
| 6.17. Distribución de TMS para secuencia de precursores de acuerdo al ángulo de deslizamiento del mecanismo focal | 77 |
| 6.18. Distribución de TMS para secuencia de réplicas de acuerdo al ángulo de deslizamiento del mecanismo focal | 78 |
| | |
| 7.1. Vista en perfil de la clasificación de sismicidad | 81 |
| 7.2. Comparación de secuencias sísmicas y modelo de acoplamiento intersísmico | 83 |
| 7.3. Comparación de secuencias sísmicas y modelo de deslizamiento cosísmico | 84 |
| 7.4. Secuencia de réplicas <i>outer-rise</i> y deslizamiento cosísmico | 86 |
| 7.5. Inversión del sismo <i>outer-rise</i> del 2 de octubre de 2015 a las 16:33:30 UTC | 88 |
| 7.6. Modelamiento de sismo <i>outer-rise</i> precursor y comparación con polaridades | 89 |
| 7.7. Perfil termal del <i>outer-rise</i> | 90 |
| 7.8. Envoltorio de resistencia límite (YSE) para litósfera de 39 Ma | 92 |
| 7.9. Distribución en planta de sismicidad cortical | 94 |
| 7.10. Esquema de fallamiento de rumbo en margen con convergencia oblicua | 96 |
| 7.11. Deslizamiento cosísmico e YSE para terremoto de Valparaíso de 1085 Mw 8.0 | 98 |
| 7.12. Distribución de réplicas <i>outer-rise</i> luego del terremoto del Maule 2010 Mw 8.8 | 99 |
| 7.13. Envoltorios de resistencia límite para placa de 30 y 34 Ma | 100 |
| 7.14. Distribución de réplicas y envoltorio de resistencia límite para placa del Pacífico | 101 |
| 7.15. Distribución de sismicidad y envoltorio de resistencia límite para placa de Nazca durante secuencia de terremoto de Iquique 2014 | 102 |

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

El territorio chileno continental forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, el cual involucra los bordes convergentes de placas más activos del mundo. Dentro de este contexto, Chile se emplaza sobre la zona de subducción que involucra la subsidencia de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, lo que da paso a la alta actividad sísmica registrada durante las últimas décadas. Más precisamente, en Chile ocurrió el terremoto Mw 9.5 de Valdivia de 1960 ([Barrientos and Ward, 1990](#)), el de mayor magnitud que se haya registrado instrumentalmente, además de otros eventos recientes de gran magnitud como Maule 2010 Mw 8.8 ([Delouis et al., 2010](#)), Iquique 2014 Mw 8.2 ([Hayes et al., 2014](#)) o Illapel 2015 Mw 8.4 ([Heidarzadeh et al., 2016](#)), los cuales se caracterizan por estar relacionados directamente con el contacto interplaca en la zona de subducción. Así como éstos, diariamente se registran sismos de diversa magnitud a lo largo de gran parte de nuestro país, no obstante, no toda esta sismicidad tiene relación directa con el contacto interplaca, sino que algunas veces esta ocurre al interior de cada placa involucrada, la denominada sismicidad intraplaca.

Ciertamente, la información sobre la sismicidad intraplaca es menor respecto a su símil interplaca, lo cual no significa que la primera sea menos relevante. Por el contrario, terremotos como Chillán 1939 Ms 7.0 ([Beck et al., 1998](#)), Las Melosas 1958 Mw 6.3 ([Alvarado et al., 2009](#)), Aroma 2001 Mw 6.3 ([Legrand et al., 2007](#)) o, más recientemente, Pichilemu 2010 Mw 7.0 ([Ruiz et al., 2014a](#)) corresponden a terremotos intraplaca con efectos claramente perceptibles. Más en detalle, el terremoto de Chillán de 1939 ocurrió a unos 80 km de profundidad, al interior de la placa de Nazca ([Beck et al., 1998](#)), y es uno de los sismos más devastadores de la historia chilena. Por otro lado, el terremoto de Pichilemu del 11 de marzo de 2010, que ocurrió dentro de los primeros 20 km de profundidad ([Ruiz et al., 2014a](#)), al interior de la placa Sudamericana, está asociado a un sistema de fallas reactivado tras el terremoto de Maule de 2010 ([Farías et al., 2011](#)) y, si bien no generó gran devastación, es importante reconocerlo como una potencial fuente sismogénica para estudios de peligro sísmico. En este sentido, y a modo de motivación, el conocimiento de las diversas fuentes sismogénicas activas se convierte en un aspecto vital al momento de la planificación territorial y la regulación de construcciones civiles a lo largo del territorio nacional.

En la actualidad existen distintas técnicas que permiten la caracterización de fuentes sismogénicas, dependiendo del nivel de conocimiento requerido. Por un lado, la localización de hipocentros de la sismicidad de una determinada zona permite observar ciertos lineamientos que pueden estar relacionados a alguna estructura geológica capaz de generar sismicidad (e.g. [Lieser et al., 2014](#)), por otra parte, el cálculo del tensor de momento sísmico entrega los planos de ruptura posibles para un determinado sismo, lo que, junto con el conocimiento de la tectónica de la zona, permite diferenciar las posibles fuentes sismogénicas (e.g. [Asano et al., 2011](#); [León-Ríos et al., 2016](#)).

A modo de hipótesis, en este trabajo se asume que la ocurrencia de grandes terremotos, como el de Maule 2010, generan cambios importantes en el estado de esfuerzos en la zona, tanto en la interfaz del contacto interplaca como al interior de cada una de ellas (en este caso, Nazca y Sudamericana). Esto desencadena una secuencia de réplicas no sólo en el contacto interplaca, sino que también puede generar sismicidad importante al interior de las placas involucradas, mediante la reactivación de fallas preexistentes o creación de nuevas zonas de fallamiento, ya sea en la placa subductante (e.g. [Ruiz and Contreras-Reyes, 2015](#)), o bien al interior de la placa cabalgante (e.g. [Ruiz et al., 2014a](#)).

Coincidentemente, el 16 de septiembre de 2015 ocurrió el terremoto tipo *thrust* (falla inversa de bajo ángulo) de Illapel Mw 8.4 ([Heidarzadeh et al., 2016](#)), el cual generó una gran secuencia de réplicas entorno a la región de Coquimbo. Este fenómeno ocurre en una ventana espacio-temporal en que la cobertura de estaciones sismológicas operadas por el Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN) ha permitido registrar la sismicidad previa y posterior al evento principal, generando así una gran base de datos sismológicos que permiten caracterizar las diversas fuentes sismogénicas en esta zona.

Dado este escenario, este trabajo se concentra básicamente en la región afectada por el terremoto de Illapel 2015, por lo que la zona de estudio se encuentra delimitada por los paralelos 29°S y 33.5°S, y por los meridianos 74°W y 70°W.

1.2. Objetivos

Objetivo Principal

- Analizar y caracterizar la sismotectónica de la zona del terremoto Mw 8.4 de Illapel 2015, para comprender, en particular, el desencadenamiento de sismicidad intraplaca.

Objetivos específicos

- Localizar la sismicidad de magnitud mayor o igual a ML 4.5 en la zona de estudio, entre el 16 de septiembre de 2013 y el 16 de noviembre de 2015.
- Calcular los tensores de momento sísmico para eventos de magnitud $ML > 4.5$ en la zona de estudio, entre el 16 de septiembre de 2013 y el 16 de noviembre de 2015.

- Estudiar la distribución espacial de las réplicas, su relación con el acoplamiento intersísmico propuesto por [Métois et al. \(2014\)](#) y con el deslizamiento observado en la etapa cosísmica.
- Realizar un análisis comparativo de la distribución espacio-temporal de sismicidad intraplaca asociada al terremoto principal para los casos: Valparaíso 1985, Maule 2010, Tohoku 2011, Iquique 2014, Illapel 2015.
- Construir modelos de Yield Strength Envelope (YSE) para las zonas anteriormente señaladas y relacionarlos con la sismicidad observada previa y posteriormente al evento principal, con el fin de discutir los posibles factores geodinámicos responsables de gatillar la sismicidad intraplaca y los efectos de ésta en la sismotectónica de la zona.

1.3. Metodología general

Tal como fue mencionado anteriormente, la región de estudio se restringe a la zona delimitada por los paralelos 29°S y 33.5°S, y por los meridianos 74°W y 70°W, hasta una profundidad máxima de 100 km, mientras que la ventana temporal de estudio comienza el 16 de septiembre de 2013, y finaliza el 16 de Diciembre de 2015, abarcando así correctamente el área de ruptura estimada para el terremoto Mw 8.4 de Illapel de 2015.

En base a estos criterios, la metodología de trabajo corresponde a la siguiente secuencia:

1. Creación base de datos

Creación de catálogo de sismicidad de acuerdo a los criterios previamente mencionados, utilizando como base el catálogo sismológico del CSN. Mediante Matlab, se realiza un análisis estadístico previo de este nuevo catálogo con el fin de determinar una magnitud de corte para la cual se procesarán los datos, utilizando la técnica propuesta por [Cao and Gao \(2002\)](#).

2. Localización de sismicidad

Cálculo del hipocentro de sismicidad perteneciente al nuevo catálogo cuya magnitud sea mayor que ML 4.5. La localización se lleva a cabo mediante la utilización del programa SEISAN ([Havskov and Ottemöller, 2008](#)).

3. Inversión de Tensor de momento sísmico

Cálculo del tensor de momento sísmico de sismicidad previamente localizada, para lo cual se utiliza el paquete de programas sismológicos propuesto por [Herrmann \(2013\)](#).

4. Análisis e interpretación de resultados

La distribución de sismicidad y tensores de momento sísmico obtenidos son analizados y comparados con la geología y tectónica de la zona de estudio, para lo cual se utilizó el paquete de códigos de mapeo GMT ([Wessel and Smith, 1998](#)) junto a las grillas topográficas de GEBCO. Adicionalmente, esta información es comparada con modelos de deslizamiento cosísmico del terremoto de Illapel 2015 y modelo de acoplamiento intersísmico previo al terremoto. Por otro lado, se compara la distribución de sismicidad intraplaca respecto a otros grandes terremotos, y se realiza un análisis geodinámico de su gatillamiento.

1.4. Estructura de Tesis

El presente trabajo se divide en 7 secciones, las cuales se detallan a continuación:

El **primer capítulo** consiste en introducir el trabajo a desarrollar durante esta tesis, además de plantear los objetivos propuestos y la metodología general a seguir.

El **capítulo dos** detalla el contexto sismotectónico de la zona de estudio de este trabajo, donde se presentan principalmente rasgos tectónicos y morfoestructurales de esta área. Adicionalmente, se expone la sismicidad histórica y sismogenética de esta región.

El **tercer capítulo** describe la red sismológica utilizada y la generación y análisis preliminar del nuevo catálogo sismológico con el que se trabajará posteriormente.

El **capítulo tres** explica los fundamentos teóricos de las técnicas utilizadas durante esta tesis, más precisamente, entrega detalles sobre la localización de hipocentros, el tensor de momento sísmico y el concepto de Yield Strength Envelope.

El **quinto capítulo** explica detalladamente la metodología de trabajo seguida durante esta tesis. En particular, se muestran detalles de los programas utilizados, además de diversas consideraciones respecto a su uso.

El **capítulo seis** presenta los resultados obtenidos en cada uno de los procesos descritos en el capítulo cinco. Se muestran los resultados de las localizaciones hipocentrales y de las inversiones de tensor de momento sísmico, esto tanto para la sismicidad precursora como para las réplicas del terremoto de Illapel 2015.

El **séptimo capítulo** consiste en un análisis e interpretación general de la sismicidad y mecanismos focales obtenidos. Para ello, se analiza el desencadenamiento de la sismicidad en base a la geodinámica observada, y, en particular para el caso intraplaca, se realiza un análisis comparativo respecto a otros terremotos interplaca tipo *thrust*.

Finalmente, el **octavo capítulo** resume las conclusiones generales del trabajo expuesto, donde se destacan los resultados más relevantes y las conclusiones de los análisis comparativos realizados.

Capítulo 2

Contexto Sismotectónico

2.1. Tectónica Regional

2.1.1. Geodinámica del margen

La región de estudio, comprendida entre los paralelos 29°S y 33.5°S y entre los meridianos 74°W y 70°W, corresponde geográficamente a la zona centro norte de Chile, la cual incluye importantes ciudades como La Serena y Coquimbo. Esta área se encuentra ubicada en un borde convergente de placas, en donde la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana, en el caso chileno, desde el Codo de Arica hasta aproximadamente la Península de Taitao.

En la región de estudio, la placa oceánica de Nazca presenta edades que varían desde los ~38 Ma hasta ~45 Ma (Müller et al., 2008), por otro lado, la tasa de convergencia a la cual subducta esta placa bajo la placa Sudamericana de tipo continental es de 76 mm/yr (DeMets et al., 2010), mientras que su dirección de convergencia corresponde aproximadamente a N78°E (Khazaradze and Klotz, 2003). Esta convergencia genera una fosa oceánica de rumbo principalmente Norte-Sur, la cual, en esta región, presenta profundidades promedio de 6000 m (e.g. Contreras-Reyes and Osses, 2010).

A lo largo de esta zona, la placa de Nazca subductada bajo la placa Sudamericana se encuentra subdividida en un área de subducción inclinada y una zona de subducción plana (Barazangi and Isacks, 1976). La subducción inclinada comienza en el contacto interplaca a profundidades someras, donde el ángulo del plano de contacto es de alrededor de 10° e incrementa con la profundidad, alcanzando un manteo máximo de 40° a 80 km de profundidad (Pardo et al., 2002a). A partir de aquí, el ángulo de contacto comienza a disminuir gradualmente hasta los 100 km de profundidad, donde la placa de Nazca adopta una trayectoria subhorizontal, la cual se extiende por varios cientos de kilómetros hacia el Este, y se observa desde los ~27°S hasta aproximadamente los ~33°S (Barazangi and Isacks, 1976).

Precisamente, alrededor de los 33°S se produce la colisión de la Dorsal Juan Fernández (DJF) con el margen continental. Este proceso, junto a una fosa pobremente sedimentada debido al bajo

aporte sedimentario desde los Andes, además de la alta tasa de convergencia, son factores fundamentales que han permitido reconocer esta área de colisión dorsal-fosa como una zona de transición, desde sur a norte, de un margen acrecionario a margen erosivo (Rutland, 1971; Clift and Vannucchi, 2004; Ranero et al., 2006).

Con base en lo anterior, el área de interés se subdivide entonces en un margen erosivo desde los $\sim 33^\circ\text{S}$ hacia el Norte, y un margen acrecionario desde este límite hacia el sur (Contreras-Reyes and Osses, 2010), por lo que, consecuentemente, es posible definir esta zona como un margen convergente principalmente erosivo.

En términos generales, un margen convergente puede ser clasificado como erosivo o acrecionario dependiendo de su modo de transferencia de material. Particularmente, un margen erosivo corresponde a aquellas zonas donde material de la placa superior es removido y transportado hasta el manto a través del canal de subducción (Kukowski and Oncken, 2006). Este mecanismo de remoción de material cortical es conocido como *erosión por subducción*, el cual es magnificado cuando se presentan grandes estructuras batimétricas en la placa subductante, y que puede darse en dos modalidades diferentes:

- **Erosión frontal:** ocurre en el extremo del antearco, donde estructuras topográficas de la placa entrante colisionan con el extremo del margen, dando paso al transporte de material erodado hacia el talud inferior mediante flujo de detritos.
- **Erosión basal:** remueve material desde la base del antearco externo, debido al debilitamiento por contacto de la parte inferior de la cuña externa.

Finalmente, y a modo de complemento, existen diversas características que permiten definir un margen erosivo como tal, dentro de las cuales es posible mencionar principalmente: la escasez de relleno sedimentario y la carente acreción, ya sea basal o frontal, de sedimentos en la fosa (Kukowski and Oncken, 2006); la extensión y subsidencia del antearco debido a la presencia de grandes fallas normales en el talud continental (Kudrass et al., 1998; Pelz, 2000; Contreras-Reyes et al., 2014) y una alta convexidad de la cuña externa del antearco debido a la alta pendiente del talud continental y un mayor ángulo de subducción (Von Huene et al., 1999; Patzwahl et al., 1999).

2.1.2. Estructuras Tectónicas

Frente a Chile norcentral, y tal como proponen los modelos flexurales de placa oceánica en zonas de subducción (e.g. [Manríquez et al., 2014](#)), el borde oriental de la placa de Nazca presenta un abombamiento y fallamiento aproximadamente paralelo al eje de la fosa ([Ranero et al., 2005](#)), ambos efectos asociados a la flexión de la placa de Nazca en la región del *outer-rise* o abombamiento, en su intento de subducir bajo la placa Sudamericana. No obstante lo anterior, y sin lugar a dudas, la estructura batimétrica más relevante de esta zona es la Dorsal de Juan Fernández (DJF).

Dorsal Juan Fernández

La DJF corresponde a una cadena de hotspot cuya primera colisión con el margen convergente ocurrió en el norte de Chile, alrededor de los $\sim 20^\circ\text{S}$, hace aproximadamente 22 Ma, y que ha migrado hacia el sur hasta su actual colisión cerca de los $\sim 32.5^\circ\text{S}$ ([Yáñez et al., 2001](#)). Hacia el sur de la zona de colisión, el borde continental se caracteriza por una amplia plataforma continental y, en la zona inferior externa de la placa superior, por la existencia de un gran prisma acrecionario ([Contreras-Reyes et al., 2013](#)). Por su parte, hacia el norte de la zona de colisión y donde se encuentra gran parte de la zona de estudio, se observa una delgada y alzada plataforma continental que desciende bruscamente hasta el pie de talud, donde es truncado debido a los procesos de erosión por subducción ya mencionados ([Laursen et al., 2002](#); [Ranero et al., 2006](#)). Dado este escenario, se entiende que la DJF actuaría como una barrera para el transporte de sedimentos desde el sur hacia el norte, contribuyendo, a la vez, a la transición de un margen acrecionario a erosivo ([Von Huene et al., 1997](#)), cuyas principales características son esquematizadas en los perfiles de la Figura 2.1.

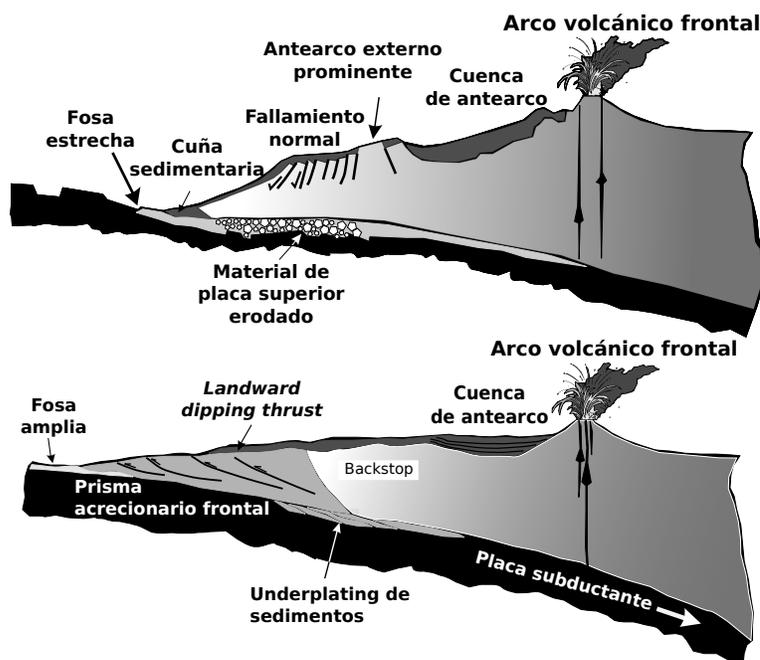


Figura 2.1: Perfiles esquemáticos que muestran características principales observadas en márgenes erosivos (**arriba**) y márgenes acrecionarios (**abajo**). Modificado de [Clift and Vannucchi \(2004\)](#).

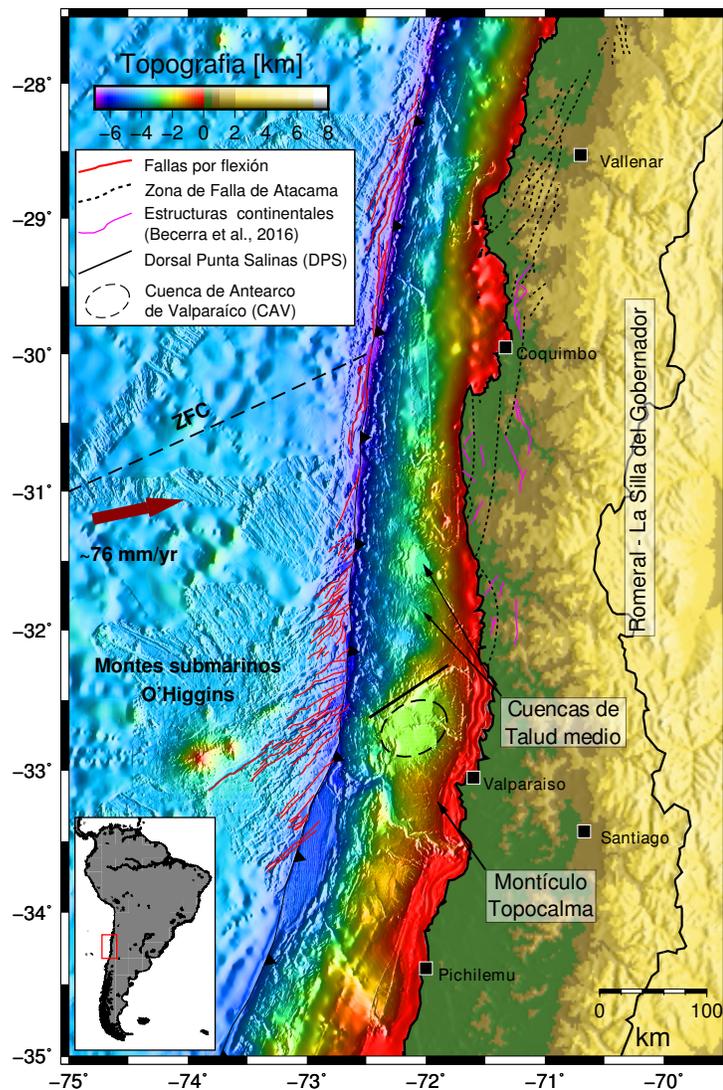


Figura 2.2: Contexto geodinámico-morfológico de la zona centro-norte de Chile. La imagen muestra las principales unidades tectónicas de esta zona, donde destacan la Dorsal de Juan Fernández (DJF), la Cuenca de antearco de Valparaíso (CAV) y la Dorsal de Punta Salinas (DPS). Distintas ciudades son ilustradas también a modo de referencia. La grilla topográfica es de GEBCO, mientras que grilla batimétrica es de Reichert and Schreckenberger (2002).

Las principales estructuras morfológicas de la DJF son el *guyot O'Higgins* y el grupo de *montes submarinos O'Higgins* (ver Figura 2.2), que corresponden a los principales montes submarinos más cercanos a subducir bajo la placa Sudamericana. Adicionalmente, Yáñez et al. (2001) entregan evidencia magnética de la subducción del *monte submarino Papudo*, alrededor de los 72.5°W/32.6°S, precisamente donde ocurre el quiebre de un margen acrecionario, desde el sur, a un margen erosivo, hacia el norte.

Zona de Fractura de Challenger

Además de la DJF, en la placa oceánica de Nazca se presenta también la *Zona de Fractura de Challenger (ZFC)*, intersectando el margen alrededor de los 30°S, tal como se muestra en la Figura 2.2, no obstante, esta estructura no presenta un relieve significativo.

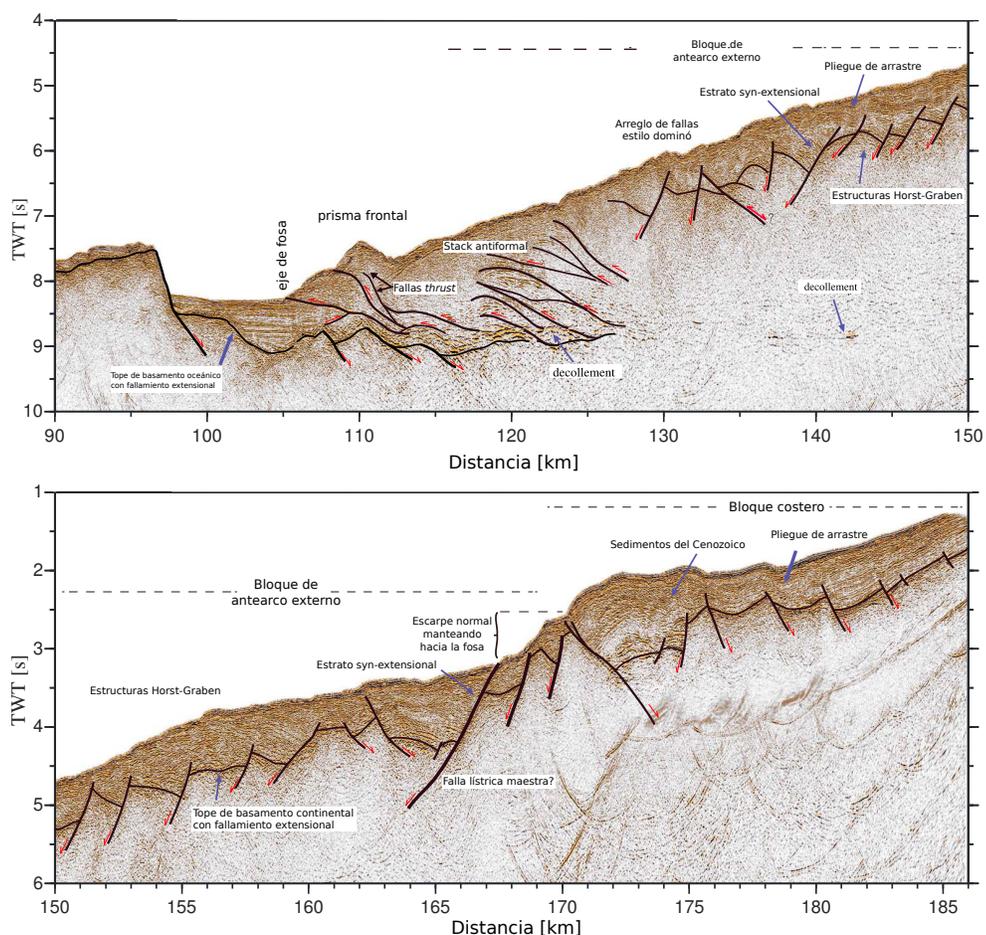


Figura 2.3: Perfil de reflexión sísmica del talud continental ubicado en 31°S, donde se ilustran las principales estructuras geomorfológicas observadas. **Arriba:** perfil occidental del talud continental. **Abajo:** continuación oriental de imagen superior. Modificado de Contreras-Reyes et al. (2014).

Margen Continental

En cuanto a la placa continental Sudamericana, gracias a datos de batimetría de alta resolución y reflexión sísmica (e.g. Figura 2.3), es posible caracterizar morfológicamente el talud continental, cuyas características reflejan el cambio en el régimen de convergencia.

Primeramente, existen diferencias claras en el sector más occidental del talud continental. Hacia el norte de la subducción del monte Papudo, el espesor de sedimento en la fosa varía entre 100 y 1000 metros, y el ancho de la cuenca asociada es menor a 10 km debido a la baja sedimentación desde el continente y al bloqueo, por parte de la DJF, del transporte de sedimentos desde el sur. Adicionalmente, el material erodado desde la placa superior cae hasta el pie del talud continental, dando forma a un pequeño prisma frontal de 5-10 km de ancho (Contreras-Reyes et al., 2014). En contraste con lo anterior, hacia el sur de la subducción del monte Papudo, el relleno sedimentario de la fosa supera los 1000 metros de espesor, mientras que el material erodado desde la placa superior conforma un gran prisma acrecionario frontal de 30-50 km de ancho (Flueh et al., 1998; Contreras-Reyes et al., 2013).

Luego de esto, en el talud continental intermedio y superior, muy cerca de donde colisiona

la DJF, se observa un alzamiento de la superficie, la *Dorsal Punta Salinas (DPS)*, cuyas causas están asociadas precisamente a la subducción de la DJF (Von Huene et al., 1997; Laursen et al., 2002). Por su parte, hacia el sur de la DPS se observa otro levantamiento del talud continental, denominado *Montículo Topocalma*, asociado a la subducción del *monte submarino San Antonio*, cuya colisión con el frente continental deformó el talud medio y, además, controló la evolución tectónica del montículo Topocalma y el *Cañón de San Antonio* (Laursen et al., 2002), este último ubicado directamente al sur del Montículo Topocalma. Por otro lado, frente a los $\sim 33^\circ\text{S}$ se observa una gran subsidencia del talud continental, la denominada *Cuenca de Antearco de Valparaíso (CAV)*, flanqueada por la Dorsal Punta Salinas (por el norte) y el Montículo Topocalma (por el sur), cuya génesis está asociada al efecto conjunto de la erosión basal de la placa continental y la deformación compresional de la parte frontal del margen continental, esto último debido a la subducción de montes submarinos en la DJF (Laursen et al., 2002). Hacia el norte de la CAV, en el talud intermedio también se observan otras cuencas de menor envergadura, sin embargo, estas últimas están relacionadas a fallamiento extensional, sin estructuras contraccionales asociadas y con muy pocos metros de subsidencia (Ranero et al., 2006).

En términos generales, hacia el norte de la CAV, el talud continental presenta menor ancho y una pendiente más empinada que hacia el sur. En este subsector, la presencia de un gran escarpe de falla, observado en los perfiles de reflexión sísmica, evidencia una abrupta subsidencia del talud continental inferior e intermedio respecto al talud superior (Figura 2.3). Este gran escarpe de falla está asociado a la expresión superficial de una falla cortical que se extiende a lo largo del rumbo, observada tanto en perfiles de tomografía como de reflexión sísmica (Contreras-Reyes et al., 2014). Más en detalle, esta estructura ha sido referida como una falla lístrica que controla esta subsidencia del talud intermedio respecto al superior (Figura 2.4a), debido al colapso gravitacional del bloque de antearco externo (Becerra et al., 2016). Muy por el contrario, hacia el sur de la CAV, el margen presenta un talud continental con una pendiente topográfica más bien suave y un prisma acrecionario frontal más ancho (Contreras-Reyes et al., 2013), y además, mediante el cálculo de tensores de momento regional, Contreras-Reyes et al. (2015) observaron fallamiento superficial inverso de bajo ángulo en el flanco oriental de la CAV (Figura 2.4b), interpretado como efectos de contracción intersísmica debido al fuerte acoplamiento en la zona de subducción asociada.

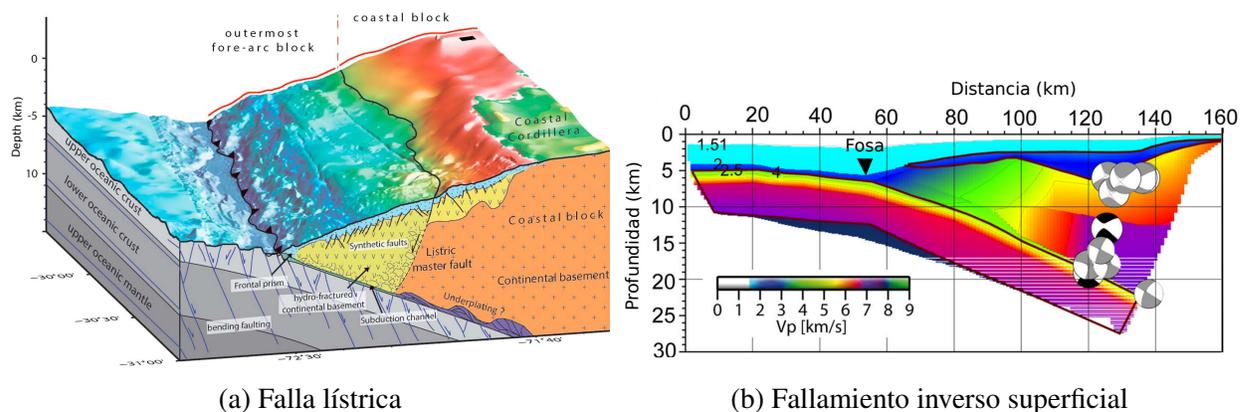


Figura 2.4: Principales fallas observadas en la zona de estudio. (a) Perfil esquemático donde destaca la falla lístrica que eleva el bloque costero respecto al bloque de antearco externo, tomado de Contreras-Reyes et al. (2014). (b) Perfil tomográfico tomado a lo largo del paralelo 32.7°S , donde se sobreponen los mecanismos focales inversos superficiales que dan cuenta de una estructura contraccional (modificado de Contreras-Reyes et al., 2015).

Cordillera de la Costa

Junto a las estructuras observadas en el margen continental, también en la placa Sudamericana, una de las características más relevantes del área costera es la Cordillera de la Costa, la cual se formó debido al alzamiento y exhumación de un arco paleomagmático del Mesozoico (e.g. Coira et al., 1982; Charrier et al., 2007). El argumento más utilizado para explicar este alzamiento está precisamente relacionado al carácter erosivo de esta área, donde el *underplating* de sedimentos en la base de la corteza continental juega un rol fundamental (Scheuber et al., 1994; Hartley et al., 2000; Allmendinger and González, 2010), sin embargo, esta hipótesis está débilmente sostenida por la falta de datos geofísicos que constriñan la estructura cortical profunda de la Cordillera de la Costa (Contreras-Reyes et al., 2014).

En esta misma área costera, se observa un sistema de fallas corticales que se extiende desde 29.5°S hasta 30.5°S (e.g. Emparan and Pineda, 2000; Charrier et al., 2007) y desde Los Molles hasta Los Vilos (Arancibia, 2004), el cual es denominado “Romeral-La Silla del Gobernador“ (Fig. 2.2), y es considerado como una extensión hacia el sur de la Zona de Falla de Atacama (ZFA, Charrier et al., 2007), donde se tiene evidencia de fallamiento tanto normal como de rumbo e inverso (Heinze, 2003). Más específicamente, por ejemplo, las fallas observadas en el área de Altos de Talinay son predominantemente fallas *dip-slip* normales con rumbo cuasi-paralelo a la fosa (Emparan and Pineda, 2006).

2.2. Sismicidad en la zona

2.2.1. Clasificación de la sismicidad

En cuanto a la sismicidad de la región de estudio, ésta se encuentra fuertemente constreñida por el contexto tectónico en el que se encuentra, vale decir, la distribución de eventos sísmicos sigue los patrones típicos observados en zonas de subducción, tal como se evidencia en el esquema de la Figura 2.5.

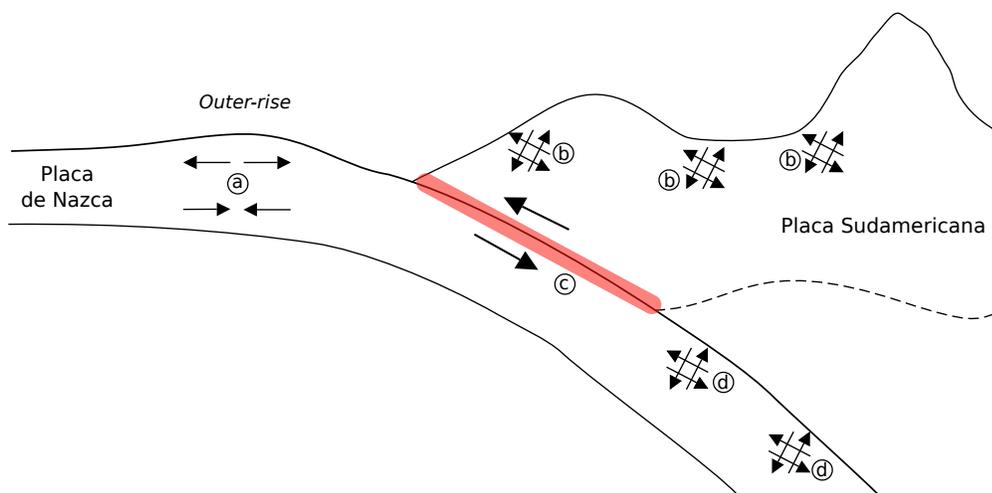


Figura 2.5: Perfil esquemático de distribución de distintos tipos de sismos que se generan en un ambiente de subducción. Es posible diferenciar cuatro tipos de sismos principales (a) Outer-rise, (b) intraplaca cortical, (c) interplaca tipo *thrust* y (d) intraplaca de profundidad intermedia. El área enrojecida corresponde a la zona sismogénica asociada a terremotos interplaca tipo *thrust*.

Consiguientemente, es posible clasificar la sismicidad en zonas de subducción en cuatro tipos principales, los cuales son detallados a continuación:

(a) Sismicidad outer-rise

La sismicidad *outer-rise*, *outer-trench* o costa afuera, corresponde a aquellos sismos que ocurren al Oeste de la fosa, al interior de la placa subductante, y ha estado clásicamente relacionada con la flexión de ésta antes de descender bajo la placa subductada. Esta actividad sísmica puede potencialmente alcanzar grandes magnitudes ($M_w > 8.0$) (Ammon et al., 2008; Lynnes and Lay, 1988; Ruiz and Contreras-Reyes, 2015) e incluso llegar a ser de carácter tsunamigénico, como por ejemplo el terremoto de Sanriku de 1933 (Uchida et al., 2016), ocurrido en Japón.

De acuerdo a modelos mecánicos del ciclo sísmico (Dmowska et al., 1988, 1996), la distribución espacial y temporal de sismicidad *outer-rise* depende de la transmisión de esfuerzos a lo largo de la interfaz de la zona de subducción. Más precisamente, estos modelos, junto a diversas observaciones de esta sismicidad (e.g. Christensen and Ruff, 1988; Lay et al., 2009; Jaumé and Estabrook, 1992) han permitido sugerir que, por un lado, la sismicidad *outer-rise* compresiva ocurre durante

el período intersísmico en zonas de alto acoplamiento sísmico, mientras que, por su parte, la sismicidad *outer-rise* extensiva es desencadenada tras la ocurrencia de un gran terremoto interplaca tipo *thrust*, no obstante, esta última también se presenta durante el período intersísmico y en zonas de bajo acoplamiento sísmico, lo cual está relacionado con esfuerzos extensionales asociados a la flexión de la placa subductante.

En términos generales, este tipo de sismicidad ocurre en un rango de profundidades (espesor sismogénico) dentro de la placa subductante, cuyo límite inferior corresponde a la transición entre una zona sísmica y una asísmica, la cual depende fuertemente de la temperatura de la placa a dicha profundidad. Más específicamente, diversos autores (e.g. [Abercrombie and Ekström, 2001](#); [Craig et al., 2014](#)) han estimado que este límite corresponde a la isoterma 600°C, la cual, para este caso, se ubica alrededor de los ~ 36 km. Adicionalmente, al interior de esta zona sísmica se ubica el plano neutral, el cual corresponde a una zona de transición de fallamiento inverso a fallamiento extensional, desde mayor a menor profundidad, respectivamente.

Esta hipótesis de distribución espacio-temporal es un esquema ideal de sismicidad *outer-rise*, sin embargo, en la práctica se ha observado que estos patrones no siempre son correctos. Por ejemplo, la ocurrencia de un gran terremoto *outer-rise* extensional previo a un megaterremoto tipo *thrust* en Tonga ([Lay et al., 2010](#)), o el gatillamiento de un gran sismo *outer-rise* compresivo tras los megaterremotos de Kuril y Japón ([Lay et al., 2009](#)), ponen aún en discusión estas ideas.

En la zona de estudio, los mayores terremotos de este tipo registrados corresponden al evento Ms 7.2 del 16 de octubre de 1981 ([Korrat and Madariaga, 1986](#)) y el sismo Mw 7.0 del 9 de abril de 2001 ([Clouard et al., 2007](#)). A pesar de la diferencia temporal, ambos sismos ocurrieron en la Dorsal de Juan Fernández y sus mecanismos focales dan cuenta de fallamiento extensional.

(b) Sismicidad intraplaca cortical

En una zona de subducción como la chilena, los sismos intraplaca cortical o superficiales son aquellos que ocurren al interior de la corteza de la placa cabalgante (Sudamericana). En este caso en particular, corresponden a aquellos que se originan en la zona comprendida entre el talud continental inferior y la zona cordillerana, comúnmente entre 0 y 30 kilómetros de profundidad.

Esta sismicidad se origina debido a la transmisión de esfuerzos al interior de la placa cabalgante, cuyo factor principal es el campo regional de esfuerzos asociado a la convergencia de placas tectónicas ([Zoback, 1992](#)). En este sentido, estos eventos corticales están fuertemente relacionados con el *ciclo sísmico* en zonas de subducción. Por un lado, el campo de deformación *intersísmico* produce un aumento notable de actividad de fallas corticales inversas ([Melnick et al., 2006](#); [Aron et al., 2013](#); [Contreras-Reyes et al., 2015](#)), la que en consecuencia genera acortamiento y subsidencia del antearco externo en la corteza continental. Por otra parte, durante el período de liberación de *strain* cósmico y post-sísmico temprano, se espera observar un alzamiento y extensión elástica del antearco externo, lo cual está asociado a fallamiento normal al interior de éste ([Loveless and Pritchard, 2008](#); [Toda et al., 2011](#); [Ruiz et al., 2014a](#)).

Además de lo anterior, el estilo geodinámico del margen también afecta los esfuerzos regionales al interior del antearco de la placa cabalgante. Más precisamente, las zonas donde se evidencia

un margen convergente erosivo (e.g. norte de Chile) se encuentran sometidas a un régimen de esfuerzos extensionales, mientras que aquéllas donde se observa un estilo acrecionario (e.g. centro-sur de Chile) presentan un régimen tectónico compresional en el antearco (Von Huene and Ranero, 2003), lo cual se traduce en mayor susceptibilidad a fallamiento normal e inverso, respectivamente.

En el área de interés no existe evidencia de sismicidad cortical de gran magnitud, no obstante, Contreras-Reyes et al. (2015) reportaron actividad sísmica asociada a fallamiento superficial inverso frente a la costa de Quintero, la cual presenta eventos que no superan la magnitud Mw 5.

(c) Sismicidad interplaca tipo *thrust*

Los sismos interplaca tipo *thrust* son aquellos terremotos que se generan en la zona de contacto, en este caso, entre las placas Sudamericana y de Nazca, en la parte más somera de la zona de Wadati-Benioff. Para esta área de estudio, la zona sismogénica se distribuye desde el inicio del contacto interplaca (~ 7 km) hasta una profundidad aproximada de 55 km (Pardo et al., 2002a).

El origen de esta sismicidad está relacionada directamente con la convergencia interplaca, donde el roce entre placas permite genera un ambiente regional compresivo, y, además, permite la acumulación de esfuerzo-deformación, la cual es posteriormente liberada, dando paso a un terremoto interplaca tipo *thrust*. Precisamente, el carácter compresivo de la zona de subducción es reflejado en los mecanismos focales observados de este tipo de eventos, cuyos parámetros *strike* ϕ , *dip* δ y *rake* λ pueden ser asociados al rumbo cuasi-paralelo al norte de la fosa, el bajo ángulo del plano de subducción y al sentido de la convergencia, respectivamente.

De acuerdo a registros históricos (Beck et al., 1998; Lomnitz, 2004), los terremotos más grandes en esta zona de estudio han sido de este tipo. Entre ellos, cabe destacar el sismo de Valparaíso de 1906 Ms 8.4 (Abe and Noguchi, 1983) que provocó alrededor de 3000 víctimas fatales, y además, el terremoto de Illapel de 1943 Ms 7.9 (Abe, 1981) que generó un tsunami pero sin mayores daños.

(d) Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia

Finalmente, los terremotos intraplaca de profundidad intermedia son aquellos sismos que ocurren aproximadamente entre los 60 y 300 kilómetros de profundidad, y cuyo origen está generalmente asociado a procesos que ocurren al interior de la placa subductante, tales como fragilización por deshidratación o fugas térmicas (Frohlich, 2006).

A pesar de la menor recurrencia de grandes terremotos de este tipo, el potencial de daño de éstos es igualmente importante. Dentro de ellos, cabe destacar el terremoto Ms 7.8 de Chillán de 1939 que se originó a una profundidad estimada de 80 kilómetros (Campos and Kausel, 1990; Beck et al., 1998) y provocó más víctimas fatales que el terremoto Mw 9.5 de Valdivia de 1960. Más acotadamente, en la zona de estudio tuvo lugar el terremoto Ms 7.5 de La Ligua de 1965, a una profundidad de 70 km (Malgrange et al., 1981), el cual generó gran destrucción en las comunas de Illapel, Combarbalá, La Ligua, Valparaíso y San Felipe (Leyton et al., 2009).

2.2.2. Sismicidad histórica y brecha sísmica

Según datos históricos, y tal como se ilustra en la figura 2.6 (izquierda), la zona de estudio ha sido afectada por procesos que involucran la generación de toda la sismicidad anteriormente mencionada, donde destacan terremotos interplaca de gran magnitud, además de secuencias sísmicas con distinta sismogénesis. Por ejemplo, aquella secuencia ocurrida en el *outer-rise* debido al terremoto Mw 7.1 del 4 de septiembre de 2001, cuyo mecanismo normal da cuenta de fallamiento extensional en la Dorsal de Juan Fernández, o también, la secuencia sísmica que tiene relación con el sismo Mw 7.1 del 15 de octubre de 1997, el que ocurre bajo la ciudad de Punitaqui, al interior de la placa oceánica de Nazca. Junto a lo anterior, también destaca el enjambre de sismos interplaca tipo *thrust* frente a la bahía de Coquimbo ocurrida durante julio de 1997 (Lemoine et al., 2001).

Dentro de toda esta variedad de actividad sísmica, los sismos interplaca tipo *thrust* presentan la mayor tasa de ocurrencia, y pueden tener las mayores magnitudes máximas esperadas (Leyton et al., 2010). Una gran magnitud está asociada a una extensa área de ruptura en la que debe existir una alta acumulación de esfuerzos durante un período de tiempo determinado, de modo de generar un gran terremoto al momento de relajar los esfuerzos. Luego, si esta área no es afectada por un sismo de gran magnitud durante un largo período de tiempo, esta se denomina como una zona de *gap* o brecha sísmica. Bajo este contexto, y previo al terremoto Mw 8.4 de Illapel de 2015, el área de estudio estaba catalogada como una zona de brecha sísmica (Kelleher, 1972), donde los últimos grandes sismos corresponden al terremoto de Illapel de 1943 y, previamente, el terremoto del 15 de agosto de 1880. Ambos eventos alcanzan una magnitud de alrededor de Mw 8.0 (Beck et al., 1998) y abarcan un área similar, correspondiente a la zona comprendida entre 30°S y 32°S, tal como es ilustrado en la figura 2.6 (derecha).

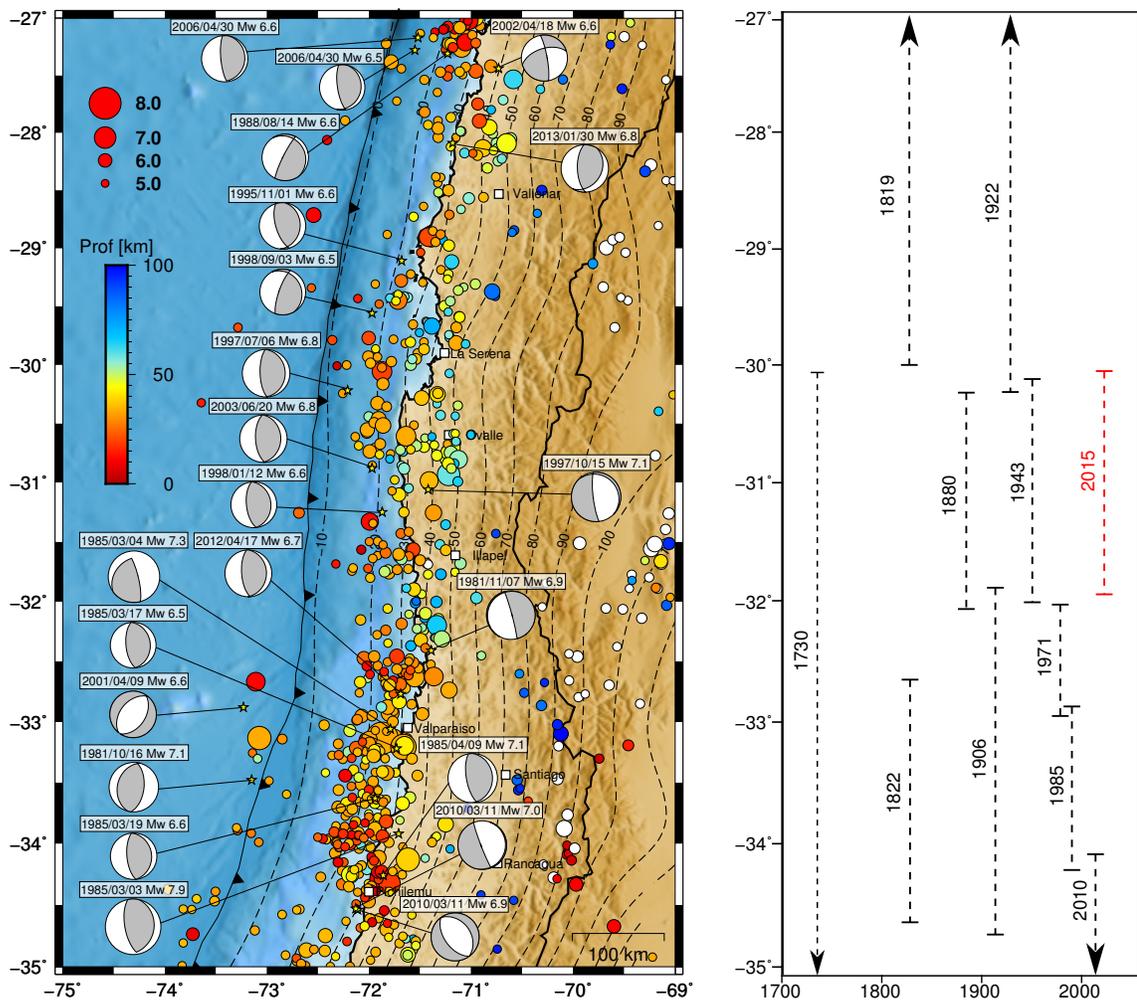


Figura 2.6: Contexto sísmico en la zona de estudio. **Izquierda:** Sismicidad de magnitud $M \geq 5$, a partir del catálogo de NEIC, desde 1976 hasta 2013. Mecanismos focales corresponden a las soluciones del tensor de momento de gCMT Harvard para los sismos de magnitud $M \geq 6.5$. Los círculos están escalados de acuerdo a su magnitud, mientras que la escala de colores da cuenta de la profundidad hipocentral. Las líneas segmentadas corresponden a las líneas de contorno de la profundidad del top de la placa subductante según el modelo Slab1.0 (Hayes et al., 2012). **Derecha:** largos de ruptura de los terremotos interplaca tipo *thrust* más grandes en la zona desde el año 1700 hasta 2015.

2.2.3. Terremoto de Illapel de 2015

El terremoto Mw 8.4 de Illapel 2015 ocurrió en una zona identificada como una brecha sísmica, la cual, de acuerdo a trabajos como el de Métois et al. (2014), se encontraba altamente acoplada (Figura 2.7a). Esta región de alto acoplamiento sísmico abarca un área que va desde los 30°S a 32°S , la cual no había generado grandes terremotos como el de 1880 Ms 7.9 o el de 1943 Ms 7.9 (Abe, 1981) hasta el año 2015. En este sentido, los parámetros focales del terremoto de Illapel de 2015 Mw 8.4 son mostrados en la Tabla 2.1.

| Tiempo de inicio t_0 | Latitud [$^{\circ}$] | Longitud [$^{\circ}$] | Profundidad [km] | Mw |
|------------------------|------------------------|-------------------------|------------------|-----|
| 22:54:31 UTC | -31.637 | -71.741 | 23.3 | 8.4 |

Tabla 2.1: Parámetros focales del terremoto de Illapel 2015 (Fuente: Centro Sismológico Nacional de la U. de Chile).

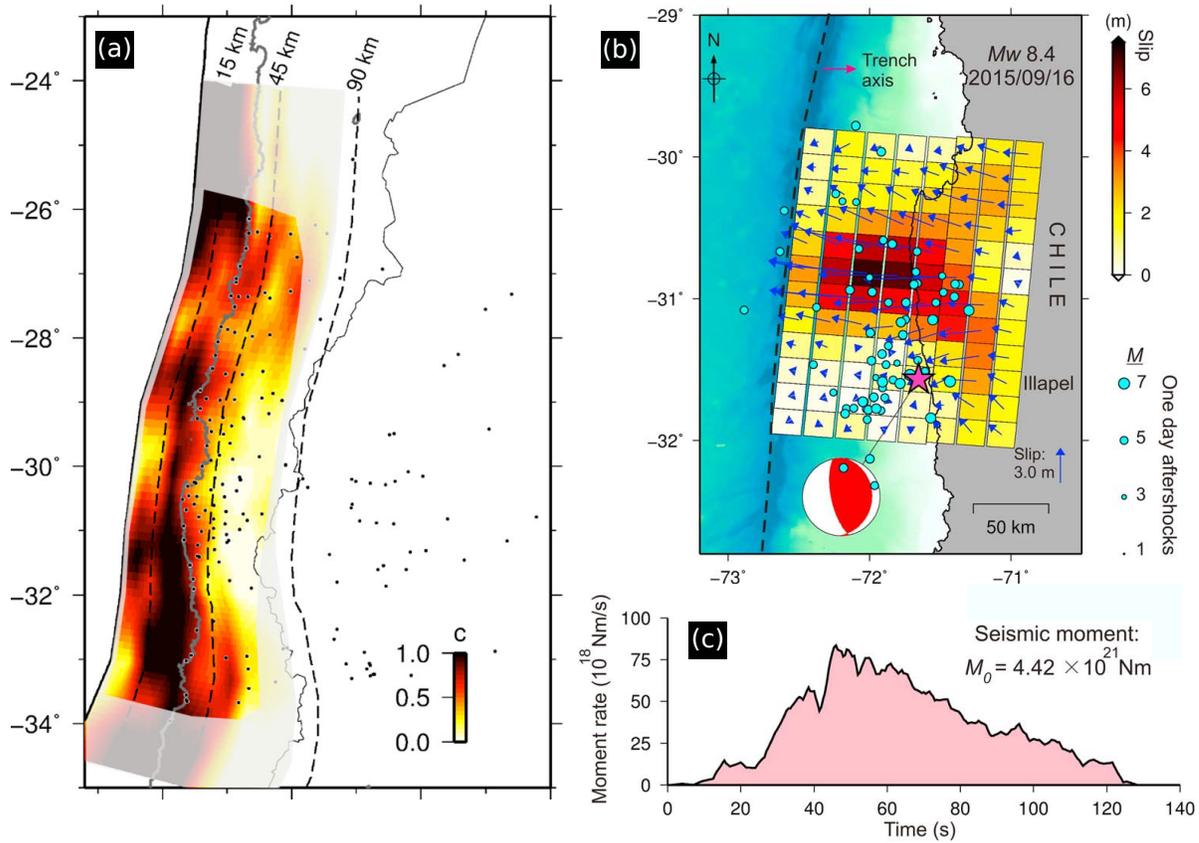


Figura 2.7: **(a)** Modelo de acoplamiento intersísmico, modificado de Métois et al. (2014). **(b)** Modelo de deslizamiento cosísmico basado en datos telesísmicos y de tsunamis, modificado de Heidarzadeh et al. (2016). **(c)** Función de tasa de momento sísmico \dot{M}_0 , modificado de Heidarzadeh et al. (2016)

De acuerdo al modelo de deslizamiento cosísmico propuesto por Heidarzadeh et al. (2016) (Fig. 2.7b), que asume una velocidad de ruptura $V_r = 1.75$ km/s, esta se inició en profundidad, bajo la localidad de Illapel, y luego se propagó preferentemente hacia el noroeste, alcanzando deslizamientos máximos de 5-6 metros muy cerca del eje de la fosa, mientras que su duración fue de alrededor de 120 segundos, presentando un peak alrededor de los 50 segundos (Figura 2.7c).

Por otro lado, el momento sísmico total, estimado a partir de la función fuente temporal, equivale a $M_0 = 4.42 \times 10^{21}$ Nm, lo cual implica directamente una magnitud de momento Mw 8.4. Adicionalmente, la solución para el mejor plano de falla, inferido a partir del contexto tectónico y el tensor de momento sísmico propuesto por gCMT, corresponde a los datos presentados en la Tabla 2.2.

| Rumbo [°] | Manteo [°] | Deslizamiento [°] | Profundidad [km] | Longitud [°] | Latitud [°] |
|-----------|------------|-------------------|------------------|--------------|-------------|
| 7 | 19 | 109 | 17.4 | -72.09 | -31.13 |

Tabla 2.2: Parámetros angulares que definen el mejor plano de ruptura. La profundidad, longitud y latitud aquí presentada corresponde a la solución dada para la localización del centroide (Fuente: Global Centroid Moment Tensor Catalogue).

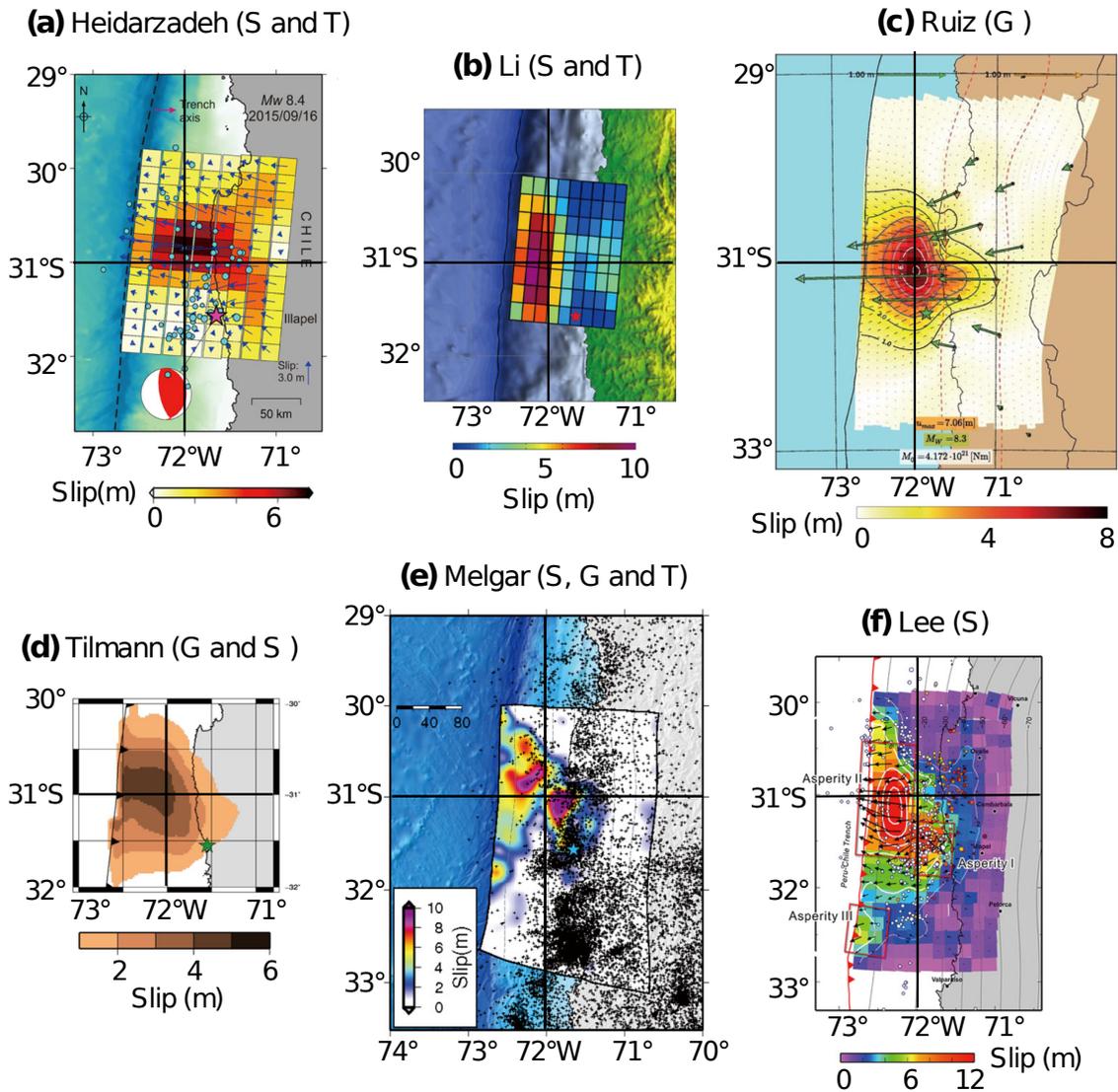


Figura 2.8: Modelos cosísmicos del terremoto de Illapel 2015 propuestos por diferentes autores utilizando distintas técnicas. S, T y G corresponden a datos sismológicos, de *tsunami* y geodéticos, respectivamente. (a) Heidarzadeh et al. (2016), (b) Li et al. (2016), (c) Ruiz et al. (2016), (d) Tilmann et al. (2016), (e) Melgar et al. (2016), (f) Lee et al. (2016). Tomada de Satake and Heidarzadeh (2017).

De este modo, los datos presentados en la Tabla 2.2 dan cuenta de un fallamiento inverso de bajo ángulo, concordante con lo observado en clásicos terremotos interplaca tipo *thrust*, además, la localización del centroide indica que este se ubicó al noroeste del hipocentro, lo cual coincide con lo propuesto por distintos modelos de deslizamiento cosísmico (Fig. 2.8). En este sentido, cabe destacar que los distintos modelos propuestos coinciden en que la ruptura cosísmica de este terremoto tuvo una duración de ~ 100 s, con un *peak* alrededor de los 50 s. En cuanto a la distribución espacial, todos los modelos presentados en la figura 2.8 concuerdan en que existe un máximo de deslizamiento en torno a $32^{\circ}\text{S}/72^{\circ}\text{W}$ que alcanza incluso los 10 m en algunos casos (e.g. Li et al., 2016; Melgar et al., 2016; Lee et al., 2016), mientras que parte de este deslizamiento pareciera haberse extendido hasta la fosa (Satake and Heidarzadeh, 2017). Estas últimas consideraciones son de especial interés al momento de realizar un análisis sismotectónico, por lo que son destacadas para su respectivo uso.

Capítulo 3

Base de Datos

Un estudio sismológico como el que se presenta en esta tesis debe utilizar una buena base de datos, la cual debe estar conformada, por un lado, por un buen catálogo preliminar de la sismicidad y, por otro, por una disponibilidad de registros sismológicos de formas de onda de alta calidad.

Bajo esta premisa, en este capítulo se presenta y revisa el catálogo sísmico preliminar utilizado para confeccionar el catálogo final de este estudio y, adicionalmente, se realiza una revisión y análisis de las estaciones y registros sismológicos utilizados para la localización e inversión del tensor de momento sísmico de la sismicidad del catálogo final.

En términos generales, tanto el catálogo sísmico preliminar como los registros sismológicos que a continuación se presentan fueron obtenidos desde la base de datos del Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile, la que a su vez es adquirida a partir de los registros de las estaciones que conforman la Red Sismológica Nacional (RSN).

3.1. Catálogo de sismicidad

Con el fin de tener un panorama general de la actividad sísmica presente en la zona de estudio, es necesario contar con un catálogo de sismicidad de esta región, el cual se obtiene mediante una solicitud enviada directamente al Centro Sismológico Nacional. Los parámetros espaciales y temporales que definen la zona de estudio y ventana de tiempo seleccionada para este catálogo se presentan en la Tabla 3.1, la cual establece una región rectangular que incluye eventos con profundidades menores a 100 km y un lapso de 2 años y 3 meses.

| | Latitud [°] | Longitud [°] | Profundidad [km] | Fecha [dd/mm/aaaa] |
|--------|-------------|--------------|------------------|--------------------|
| Mínimo | -33.5 | -74.0 | 0 | 16/09/2013 |
| Máximo | -29.0 | -70.0 | 100 | 16/12/2015 |

Tabla 3.1: Parámetros espacio-temporales que definen el catálogo sísmico preliminar.

Además de los parámetros espacio-temporales, también es necesario indicar magnitudes de corte, tanto mínima como máxima, que permiten acotar el catálogo. Para la selección de estas últimas, es necesario considerar que el Centro Sismológico Nacional es capaz de reportar sismicidad dentro del territorio chileno de magnitud superior a M_L 2.5, e incluso algunas veces es posible notificar sismicidad de menor magnitud, dependiendo de la cobertura de estaciones disponibles y la ubicación del foco sísmico (Héctor Massonne, comunicación personal). Por otra parte, la magnitud máxima del catálogo viene dada por el sismo de mayor magnitud registrado durante el período solicitado, vale decir, en este caso M_w 8.4. Consiguientemente, las magnitudes de corte mínima y máxima del catálogo preliminar vienen dadas entonces por las magnitudes anteriormente señaladas.

Con base en lo anterior, el catálogo sismológico preliminar consiste de 3505 eventos, donde destacan el terremoto M_w 8.4 de Illapel, ocurrido el 16 de septiembre de 2015 a las 22:54:31 UTC, junto a la sismicidad previa a éste (1233 sismos) y su respectiva secuencia de réplicas (2272 sismos) dentro del período investigado. Luego, la evolución temporal de esta secuencia sísmica es ilustrada en la Figura 3.1.

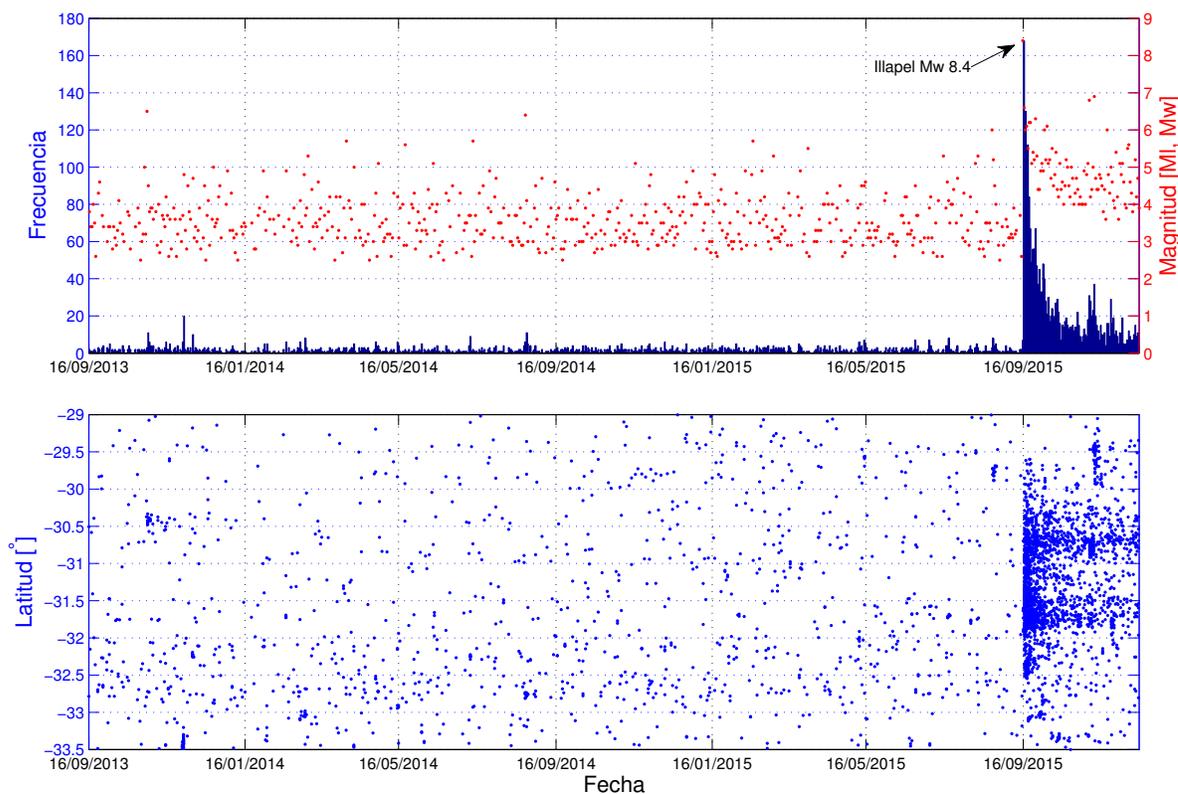


Figura 3.1: Estadística temporal de sismicidad registrada en el período 16/09/2013 a 16/09/2015 en la región de estudio. **Arriba:** el histograma (azul, eje izquierdo) da cuenta de la cantidad de eventos ocurridos diariamente. Por su parte, los asteriscos rojos (eje derecho) indican la magnitud del mayor sismo registrado para un determinado día. **Abajo:** distribución espacio-temporal en planta de la sismicidad, graficando latitud versus tiempo de ocurrencia.

En complemento a lo anterior, es posible graficar la distribución espacial de este catálogo sismológico, tanto antes como después del terremoto principal, lo cual es ilustrado en la Figura 3.2.

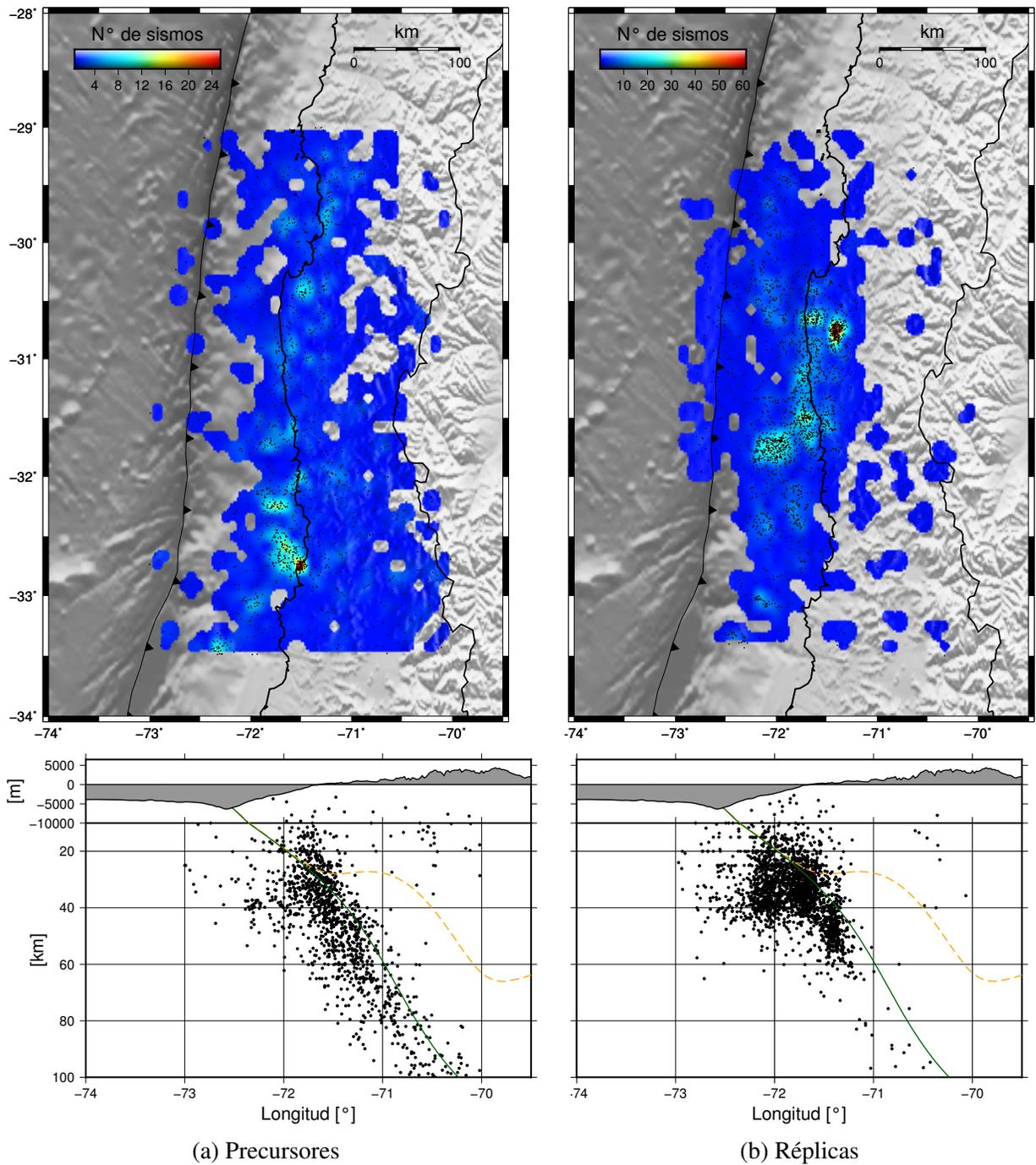


Figura 3.2: Distribución espacial de sismicidad tanto precursora (izquierda) como de réplicas (derecha). **Arriba:** distribución en planta de sismicidad (puntos negros) superpuesta a un mapa de calor generado en una grilla de espaciamiento de 5', donde los colores cálidos indican mayor cantidad de sismos. **Abajo:** distribución en profundidad de sismicidad (puntos negros) superpuesta por los modelos de geometría de zona de subducción Slab1.0 (Hayes et al., 2012) y de Moho continental (Tassara and Echaurren, 2012), denotados por las curvas verde y naranja segmentado, respectivamente.

A partir de las Figuras 3.1 y 3.2 se desprenden varias características generales de esta secuencia sísmica que permiten contextualizar mejor la situación de estudio, donde es posible destacar los siguientes aspectos:

1. La sismicidad previa al terremoto principal presenta una tasa de ocurrencia promedio de 4 sismos diarios, cuya magnitud máxima fluctúa principalmente entre M_L 3 y M_L 4, la cual se distribuye principalmente en la zona costera de la región y hacia el valle central de ésta, más precisamente, a lo largo de la zona de contacto interplaca.
2. En la secuencia previa se observan eventos de mayor magnitud ($M_w > 6$), los cuales tienden a presentar réplicas que incrementan la tasa de sismicidad diaria y la densidad espacial de sismos en la zona. Adicionalmente, es posible evidenciar otras zonas de alta densidad espacial y tasa diaria de sismicidad donde no destaca un evento de gran magnitud, la cual puede asociarse a zonas de enjambre sísmico, tal como han reportado [Poli et al. \(2016\)](#).
3. El terremoto principal desencadena una gran secuencia de réplicas, donde destaca la de mayor magnitud (M_w 7.0) ocurrida a las 23:18:38 UTC del mismo día. Esta secuencia, al término del primer día, presenta un valor máximo de tasa de sismicidad diaria de 168 sismos ($M > 3.0$) que posteriormente decae a medida que transcurre el tiempo, además, las magnitudes máximas diarias registradas durante este período son típicamente mayores que M 4.5. Parte de lo anterior implica que esta secuencia de eventos cumple tanto con la Ley de Omori como con la Ley de Bath.
4. La sismicidad de réplicas se concentra principalmente entre las latitudes $30^\circ S$ y $32^\circ S$, más precisamente, entorno a los $30.7^\circ S$ y $31.7^\circ S$, no obstante, se observa también una secuencia sísmica importante alrededor de los $29.5^\circ S$, la cual es originada dos meses después del evento principal, y cuyas magnitudes máximas corresponden a M_w 6.9 y M_w 6.8.
5. Uno de los aspectos más interesantes, para fines de esta tesis, es el rápido y alto (en comparación a la situación previa) desencadenamiento de sismicidad *outer-rise* en la zona de estudio. Adicionalmente, dada la alta concentración de sismicidad entorno a la zona de contacto (perfiles en profundidad, Fig. 3.2) y la configuración tectónica que presenta esta zona, existe la posibilidad de que parte de aquella sismicidad corresponda a actividad cortical.

Dado este escenario, es menéster generar una caracterización más específica de esta sismicidad, para lo cual, en este caso, se utiliza la técnica de inversión de tensor de momento sísmico a escala regional para caracterizar los mecanismos focales de estos eventos. No obstante, para un correcto análisis de sismicidad, es fuertemente necesario que el catálogo utilizado presente la estadística correcta de sismos ocurridos, es decir, que sea *completo*, para lo cual es necesario determinar los parámetros sísmicos asociados a la Ley de Gutenberg-Richter para el catálogo preliminar, lo cual es realizado en la siguiente subsección.

3.1.1. Completitud del catálogo: Ley de Gutenberg-Richter

Tal como fue mencionado anteriormente, un correcto análisis sismológico requiere que la base de datos utilizada (catálogo) presente *completitud*, es decir, que sea una representación fidedigna de la actividad sísmica de la zona, o más bien, que la cantidad de eventos que se encuentran en dicho catálogo sea efectivamente la correcta. Lo anterior no siempre ocurre, ya que existen diversos factores que no permiten detectar toda la sismicidad, de los cuales es posible destacar:

- Eventos pequeños e indistinguibles al ruido de la estación, o que no es registrado en varias estaciones a la vez (asociado a densidad de estaciones).
- Operadores de redes deciden no guardar el evento (o en algunos casos, involuntariamente).
- En secuencias de réplicas, eventos de magnitud pequeña se pierden ya sea en la coda de un evento previo o en el abundante ruido.

Dado lo anterior, es posible extraer un catálogo completo desde un catálogo preliminar, mediante el cálculo de una magnitud de corte M_c , a partir de la cual toda la sismicidad de la zona es fielmente registrada. Una estimación correcta de M_c es crucial, ya que, por un lado, un valor muy alto puede generar un infra-muestreo, porque un set de datos importante sería descartado, y, por otro lado, un valor muy pequeño entrega parámetros erróneos de sismicidad lo que concluye en un análisis sismológico sesgado (Mignan and Woessner, 2012).

Actualmente, existen diversos métodos que permiten estimar M_c a partir de un catálogo pre-existente, sin embargo, y a pesar de esta variedad, la mayoría de éstos está basado en la validez de la Ley de Gutenberg-Richter (LG-R), la cual establece que, para un área y un período determinado, el número de sismos registrados N de magnitud mayor o igual que M es indirectamente proporcional al logaritmo de M , es decir:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (3.1)$$

Donde a y b son los parámetros de la recta que ajusta esta relación log-lineal, los cuales son asociados a la productividad sísmica del área de estudio y a la razón de ocurrencia entre pequeños sismos y grandes eventos, respectivamente (Gutenberg and Richter, 1944).

Dado este contexto, tanto la estimación de M_c como los parámetros de LG-R dependen de la distribución de magnitud-frecuencia de la sismicidad de la zona, la cual es ilustrada en el gráfico de la Figura 3.3, donde se observa que sismos de magnitud MI 3.3 y MI 3.5 son los más recurrentes, alcanzando frecuencias de 250 y 248 eventos, respectivamente.

Con base en esta distribución, se confecciona un programa basado en Matlab® que permite determinar los parámetros a y b solicitados, para lo cual se realiza un ajuste lineal de los datos mediante el método de mínimos cuadrados. Cabe destacar que, para este efecto, el dato correspondiente al terremoto principal (Mw 8.4) fue eliminado previamente del catálogo, ya que es considerado un *outlier* dentro de toda la muestra de datos.

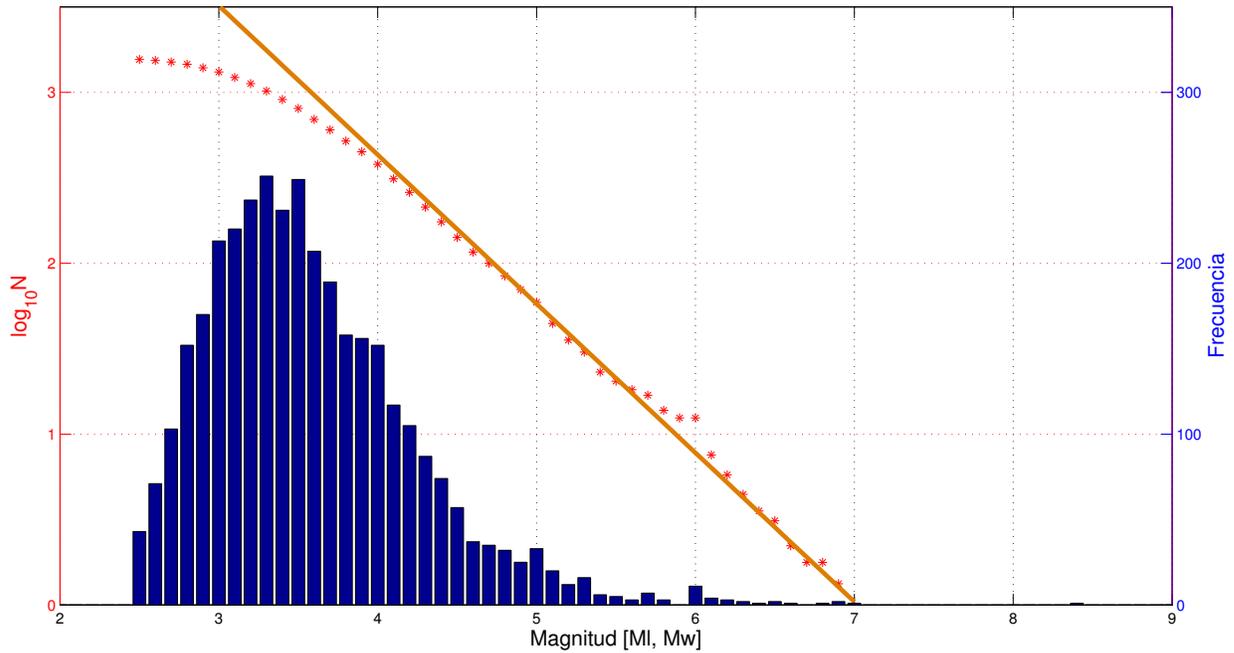


Figura 3.3: Distribución de frecuencia-magnitud de catálogo preliminar. El histograma (azul, escala derecha) muestra la cantidad de eventos sísmicos ocurridos para una determinada magnitud. La curva (asterisco rojo, escala izquierda) corresponde al logaritmo decimal del número acumulado y normalizado de sismos de magnitud mayor que M . La recta (naranja) corresponde a aquella que mejor ajusta los datos observados de la curva logarítmica con lo predispuesto por la LG-R, y cuyos coeficientes son los parámetros presentados en la Tabla 3.2.

Por su parte, la estimación de la magnitud M_c es realizada mediante el análisis numérico de estabilidad del coeficiente b , más precisamente, se utiliza la técnica propuesta por [Cao and Gao \(2002\)](#), la que determina una magnitud a partir de la cual se observa cierta estabilidad del parámetro b y que, además, presente un buen coeficiente de ajuste lineal R^2 . Adicionalmente a este análisis numérico, es fuertemente necesario también tener un panorama general de la curva que relaciona $\log_{10}N$ y la magnitud M , ya que ésto permite discriminar o confirmar empíricamente el resultado obtenido mediante el cálculo previo.

De acuerdo a lo anterior, el segmento a partir de $M_c \simeq 4.0$ presenta la mayor estabilidad y, además, presenta un muy buen coeficiente de ajuste entre los valores teóricos y observados: ($R^2 = 0.967$). Junto a esto, la observación empírica permite estimar que a partir de $M \simeq 4.3$ los datos se ajustan correctamente a la recta LG-R.

Finalmente, se concluye que el catálogo preliminar es *completo* a partir de la magnitud M 4.3, es decir, durante este período, todos los sismos de magnitud superior a este límite son fielmente registrados y localizados. A modo de resumen, la Tabla 3.2 muestra los parámetros característicos de este nuevo catálogo completo.

| Parámetro | a | b | M_c | N° de sismos |
|-----------|------------------|------------------|-------|--------------|
| Valor | 6.147 ± 1.18 | 0.876 ± 0.14 | 4.3 | 255 |

Tabla 3.2: Parámetros característicos de sismicidad sobre M 4.3, a partir de la cual el catálogo preliminar es *completo*, donde a y b son los coeficientes de la Ley de Gutenberg-Richter, mientras M_c es la magnitud de corte inferior.

3.2. Estaciones y registros sísmológicos

La zona y período de interés de este trabajo de tesis se ha visto fuertemente beneficiada por la creación del Centro Sismológico Nacional (CSN), el cual ha fortalecido la Red Sismológica Nacional (RSN) desde el año 2013, dando paso a una densa red de estaciones en la zona centro norte de Chile.

Las estaciones presentes en esta área corresponden principalmente a aquellas pertenecientes a las redes C y C1 (nacional), además de las estaciones LCO y PEL, que están asociadas a las redes internacionales IU y G, respectivamente, y cuya distribución espacial es ilustrada en la Figura 3.4.

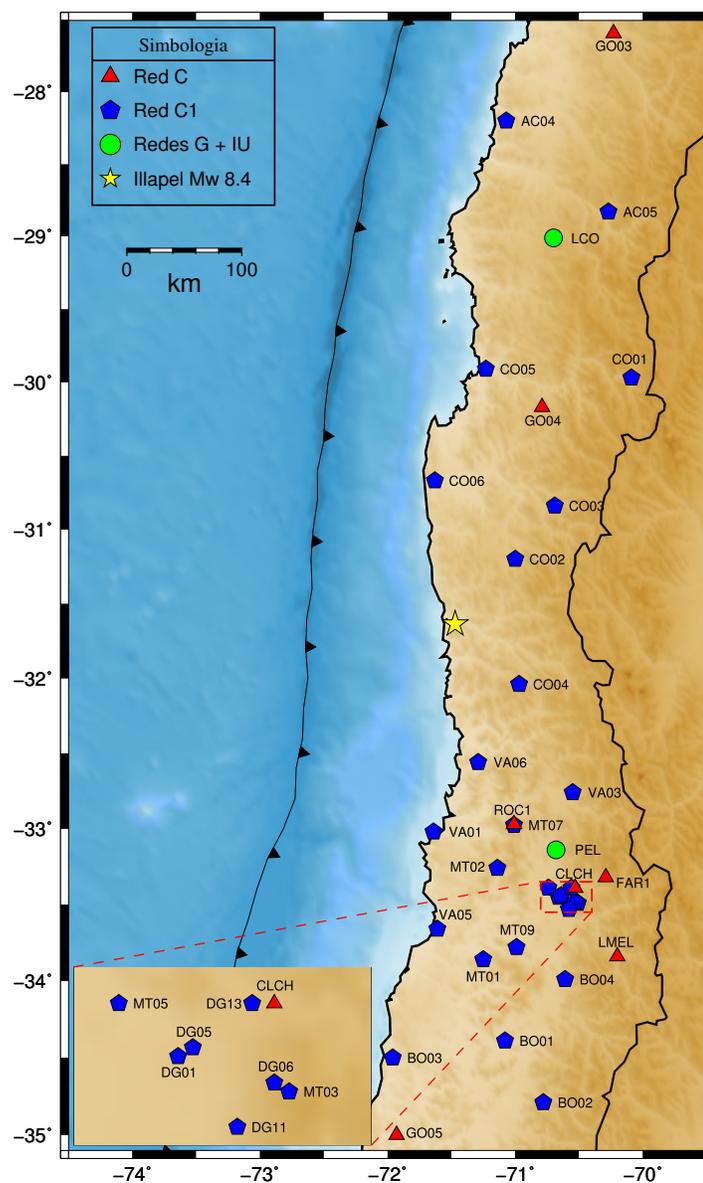


Figura 3.4: Distribución espacial de estaciones de la RSN disponibles durante el período de estudio, además, se destaca el epicentro del terremoto principal de Illapel 2015 Mw 8.4 (estrella amarilla). La simbología indica la red a la cual está asociada cada estación, mientras que el recuadro inferior izquierdo muestra un acercamiento de la distribución de estaciones en la Región Metropolitana.

Tal como muestra el mapa de la Figura 3.4, durante el período de estudio, la RSN contó con alrededor de 36 estaciones sismológicas en total, de las cuales algunas no estuvieron operativas todo este tiempo. No obstante, en general, el área con mayor densidad de estaciones es aquella que involucra las regiones Metropolitana y de Valparaíso (aproximadamente entre 32°S y 34°S) donde la distancia interestación promedio es alrededor de 40 km. Por otra parte, la densidad de estaciones de la RSN disminuye hacia el norte, donde el promedio de distancias interestación es alrededor de 80 km. En resumen, la zona de estudio presenta una mayor densidad de estaciones hacia el sureste del área de ruptura del terremoto de Illapel de 2015.

La mayoría de las estaciones anteriormente señaladas cuentan con un sismómetro banda ancha y un acelerómetro, ambos de tres componentes, por lo que es posible obtener el registro de un sismo tanto en velocidad como en aceleración. En este sentido, las trazas sísmicas de cada evento a procesar fueron obtenidas desde la base de datos del CSN, donde para cada sismo se tiene un archivo en formato *miniseed*, el cual contiene las formas de onda de los registros, tanto en velocidad como en aceleración, de estaciones ubicadas en un radio de 400 km alrededor del epicentro del respectivo sismo. A su vez, la metadata de estas estaciones, la cual también fue obtenida desde la base de datos del CSN, corresponde a un archivo tipo *seed* que contiene las coordenadas geográficas de cada instrumento y la respuesta instrumental de cada uno de éstos, entre otros parámetros intrínsecos de cada sensor.

A modo de resumen, la base de datos utilizada en este trabajo corresponde a 255 archivos *miniseed*, los cuales serán posteriormente utilizados para determinar el hipocentro de cada sismo y para calcular, cuando sea posible, el tensor de momento sísmico regional asociado.

Capítulo 4

Marco Teórico

En el marco de este trabajo de tesis, el procesamiento de los datos consiste, en primer lugar, en la localización del hipocentro de cada sismo y, posteriormente, en la inversión del tensor de momento sísmico asociado a cada evento. Por otro lado, la interpretación de la sismicidad intraplaca, en particular aquella que ocurre en el *outer-rise*, involucra también el concepto de *Yield Strength Envelope* (YSE) litosférica, el cual permite asociar el estado de esfuerzos de la litósfera con el mecanismo focal de la sismicidad. Bajo este contexto, el presente capítulo explica la teoría tras las técnicas que permiten obtener los parámetros de la fuente sísmica, así como también los conceptos sobre esfuerzo-deformación que involucra el cálculo de la YSE litosférica.

4.1. La fuente sísmica

El sismograma observado en cada una de las estaciones sismológicas corresponde a una combinación de las características propias de la fuente sísmica y de los efectos de la propagación de las ondas sísmicas a través del medio. A pesar de que no todas las fuentes sísmicas son iguales, existen características generales que permiten caracterizarlas y así tener un mejor entendimiento de la dinámica detrás de los terremotos.

Clásicamente, los terremotos tectónicos son producidos por fuentes sísmicas que presentan fallamiento de corte a lo largo de una superficie plana, denominada como plano de falla o plano de ruptura, tal como se ilustra en la Figura 4.1. Un sismo se caracteriza, fundamentalmente, por su tiempo de ocurrencia (t_0) y lugar de origen, vale decir, su hipocentro, el cual es representado por coordenadas de longitud (x_0), latitud (y_0) y profundidad (z_0). Entre otros parámetros más específicos, un sismo tiene asociado también un plano de ruptura y un desplazamiento $\Delta\vec{u}$ a lo largo de éste, el que a su vez se relaciona con el momento sísmico M_0 , y consiguientemente, con la magnitud del evento. En este sentido, el movimiento a lo largo del plano de ruptura queda bien definido a partir de tres parámetros esenciales, los cuales conjuntamente determinan el mecanismo focal del sismo, dicho de otro modo, el mecanismo focal entrega los parámetros geométricos de la estructura que genera el sismo. Actualmente, uno de los métodos más utilizados para la obtención de mecanismos focales es el cálculo del tensor de momento sísmico, el que, además, entrega información sobre el

momento sísmico total del evento.

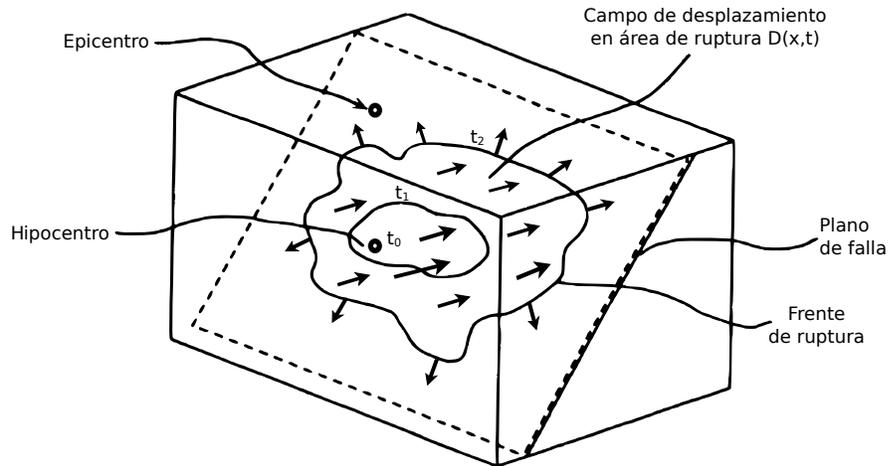


Figura 4.1: Representación esquemática del plano de falla. La ruptura inicia en el hipocentro y se propaga a lo largo del plano de falla, generando un campo de desplazamientos $\Delta\vec{u}(x, t)$ a medida que la ruptura se propaga. (Modificado de Lay and Wallace (1995))

El tensor de momento sísmico (TMS) corresponde a la fuente equivalente representada por pares de fuerzas que mejor representa las características observadas durante el terremoto, incluyendo el patrón de radiación y momento sísmico, entre otros parámetros. De este modo, el cálculo del TMS involucra también la determinación de la ubicación del centroide espacial, es decir, el lugar geográfico donde se ubicaría esta fuente. La ubicación del centroide espacial no necesariamente coincide con el hipocentro del terremoto, ya que, mientras el primero está asociado a la liberación final de energía, el segundo corresponde al lugar donde se inicia la ruptura, los cuales dependerán de la complejidad del terremoto y no necesariamente coincidirán. No obstante lo anterior, al trabajar en una escala regional como la de este estudio, es posible asumir que, para sismos de magnitud baja a moderada ($M < 6$), la fuente sísmica es de carácter puntual, por lo que es posible hipotetizar que la ubicación del centroide sísmico es muy cercana a la del hipocentro. Este supuesto es posible siempre que, tanto la distancia D del observador a la fuente como la longitud de onda λ emitida por el sismo en cuestión, sean mucho más grandes que las dimensiones espaciales de la fuente.

4.2. Teoría de localización hipocentral

El hipocentro h de un terremoto es el lugar en el espacio y tiempo donde se inicia la ruptura sísmica, quedando bien definido por tres parámetros espaciales (x_0, y_0, z_0) y un parámetro temporal (t_0) , vale decir, $h = (x_0, y_0, z_0, t_0)$. Una vez iniciada la ruptura, esta dislocación generará ondas sísmicas que, de acuerdo a la teoría de rayos, se transmitirán a través de la Tierra hasta el receptor i , y cuyo tiempo de llegada t_i^c a este receptor dependerán de los parámetros hipocentrales (t_0, x_0, y_0, z_0) , de la ubicación del receptor (x_i, y_i, z_i) y del modelo de velocidad del medio asumido $V(x, y, z)$, vale decir que la relación entre estos parámetros se puede escribir como:

$$t_i^c = t_0 + T_i(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0, V(x, y, z)), \quad (4.1)$$

donde T_i corresponde al tiempo de viaje de la onda desde el hipocentro hasta el receptor i .

Ahora bien, asumiendo que el receptor i corresponde a una estación sismológica, es posible entonces observar en ella el tiempo de llegada t_i^o de las ondas sísmicas generadas por esta ruptura, por lo que la diferencia entre el tiempo de llegada calculado t_i^c y el observado t_i^o , para una determinada estación, puede denotarse como:

$$\Delta t_i = t_i^o - t_i^c \quad (4.2)$$

Si existen n tiempos de llegada observados, asociados a distintas estaciones y distintas fases, entonces se tendrán n ecuaciones similares a la anterior, luego, si $n > 4$ entonces el problema queda sobredeterminado y es posible encontrar una solución.

La resolución de este problema consiste en comenzar con un modelo hipocentral inicial m_0 para el cual se calcula el tiempo de llegada de una determinada onda a una estación específica t_i^c . A partir de este modelo inicial, se determinan las diferencias respecto a los tiempos de llegada observados, luego, dado que posiblemente el modelo inicial no se ajuste a lo observado, éste será modificado por Δm , y así se obtiene un nuevo modelo:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (4.3)$$

El objetivo entonces es obtener el mejor modelo $m = (t_0, x_0, y_0, z_0)$ que minimice los residuales de tiempo Δt_i , para lo cual existen metodologías lineales (e.g. Hypo71 (Lee and Lahr, 1972)) y no lineales (e.g. NonLinLoc (Lomax et al., 2009)) de resolver este problema. Una revisión general de ambas metodologías son detalladas a continuación, sin embargo, a lo largo de este trabajo se utiliza la metodología lineal de localización.

4.2.1. Método lineal de localización hipocentral

La resolución de este problema mediante linealización fue propuesta por primera vez por Geiger (1910), y consiste en expandir el residual Δt_i como una Serie de Taylor en función de los parámetros hipocentrales, los que en este caso corresponderán al modelo a encontrar.

$$\Delta t_i \simeq \Delta t + \frac{\partial T}{\partial x} \Delta x + \frac{\partial T}{\partial y} \Delta y + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z \quad (4.4)$$

En forma matricial, lo anterior puede reescribirse como:

$$\Delta t = G \Delta m, \quad (4.5)$$

donde Δt es el vector de tiempos residuales, G es la matriz de derivadas parciales descritas en ecuación 4.4, y Δm es el vector de cambio de parámetros respecto al modelo inicial que permitirá obtener el modelo m que minimice los tiempos de llegada calculados, respecto a los observados.

Así, el problema se convierte entonces en un conjunto de ecuaciones lineales de cuatro incógnitas (correcciones al hipocentro y tiempo de origen), ya que existe una ecuación por cada tiempo de llegada observado. Luego, la solución para el vector de ajuste del modelo Δm viene dada por:

$$\Delta m = (G^T G)^{-1} G^T \Delta t \quad (4.6)$$

Con este resultado, la solución inicial m variará Δm , obteniéndose una nueva solución de prueba para una próxima iteración, la cual se repetirá hasta que un criterio pre-definido de convergencia sea alcanzado. En este sentido, se define el error cuadrático medio (RMS) del vector de tiempos residuales Δt como la diferencia total entre todos los tiempos de llegada observados y sus respectivos tiempos de llegada calculados, lo cual matemáticamente equivale a:

$$\text{RMS} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{\Delta t_i^2}{n}} \quad (4.7)$$

De este modo, la resolución del problema consiste en resolver y aplicar la ecuación 4.6 iterativamente hasta que el vector de residuales Δt sea mínimo.

Esta metodología es computacionalmente rápida ya que no involucra búsquedas de gran escala, sin embargo, las soluciones linealizadas pueden entregar una pobre representación de la solución final y pueden ser inestables cuando existen datos insuficientes u *outliers* (Lomax et al., 2009). Además, la solución de este tipo de métodos depende de la solución inicial entregada, por lo que puede caer en un mínimo local.

4.2.2. Método no lineal de localización hipocentral

Por otro lado, el problema de localización hipocentral puede ser abordado mediante una metodología no lineal, donde, a diferencia de los métodos lineales, no se requiere el cálculo de las derivadas parciales de la ecuación 4.4, sino que, en su lugar, se realiza una búsqueda determinística o estocástica directa sobre todos los parámetros hipocentrales (Husen, 2010). Es por esto que estos métodos son típicamente denominados como algoritmos de localización de búsqueda directa (Lomax et al., 2009).

Los métodos no lineales se basan en la utilización de la función de densidad de probabilidad (*pdf*) dada por:

$$Q(\mathbf{d}, m) = k \frac{p(\mathbf{d})F(\mathbf{d}, \mathbf{m})p(\mathbf{m})}{\mu(\mathbf{d}, \mathbf{m})} \quad (4.8)$$

donde k es un factor de normalización, $p(\mathbf{d})$ es la incerteza de los datos observados, $F(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ es la distribución de probabilidad de \mathbf{d} cuando el hipocentro \mathbf{m} es fijado, $p(\mathbf{m})$ es la información asociada al modelo utilizado, y $\mu(\mathbf{d}, \mathbf{m})$ corresponde a la función densidad con información sobre los datos \mathbf{d} y el modelo \mathbf{m} . Consiguientemente, estos métodos realizan un mapeo de funciones que estiman la confiabilidad de la solución obtenida, como por ejemplo el error cuadrático medio (RMS) definido anteriormente en la ecuación 4.7 o, de una manera más sofisticada, la función de verosimilitud (*likelihood*), la cual se basa en la *pdf* y, según Lomax et al. (2009), está dada por:

$$L(\mathbf{x}) = \exp \left\{ -\frac{1}{2} \sum_i \frac{[T_i^o - T_i^c(\mathbf{x})]^2}{\sigma_i^2} \right\} \quad (4.9)$$

donde $\mathbf{x} = (x, y, z)$ es el vector espacial del hipocentro propuesto, mientras que T_i^o y T_i^c son los tiempos de viaje observados y calculados al elemento i de la grilla, respectivamente, y σ_i es la desviación estándar correspondiente a las incertezas del hipocentro utilizado. Para lo anterior, existen diversas técnicas de búsqueda directa de la mejor solución, donde destacan:

- Búsquedas determinísticas regulares, las cuales incluyen búsquedas de grilla, búsquedas de grilla anidadas y búsquedas de Monte-Carlo «crudas» (e.g. Sambridge and Mosegaard (2002)). Estos algoritmos mapean completamente la *pdf*, no obstante, requieren un alto costo computacional.
- Muestreo de importancia, donde destacan metodologías como el algoritmo de Metrópolis (Mosegaard and Tarantola, 1995), el algoritmo *neighborhood* (Sambridge, 1998), y para problemas tridimensionales, *oct-tree* (Lomax and Curtis, 2001). Para estos casos, se elige una densidad de muestreo que sigue la función *pdf* y, para cada punto de la grilla evaluado, se utiliza la probabilidad de la búsqueda previa. Lo anterior es útil para manejar un gran número de datos y es solo 10 veces más lento que algunos métodos lineales (Lomax et al., 2009).

Finalmente, la mejor solución hipocentral corresponde a aquel modelo \mathbf{m} donde, luego de esta búsqueda directa, la función de verosimilitud $L(\mathbf{x})$ sea máxima.

4.3. Inversión del tensor de momento sísmico

Si bien el hipocentro de un terremoto permite tener una estimación de dónde se origina la ruptura sísmica, este no permite realizar un análisis detallado del proceso de ruptura de la fuente sísmica, para lo cual es necesario conocer otros parámetros. En este sentido, el tensor de momento sísmico (TMS) entrega una descripción completa de las fuerzas de cuerpo equivalentes de una fuente sísmica puntual.

Dado lo anterior, es necesario detallar algunos aspectos teóricos importantes relacionados con la fuente sísmica y el cálculo del tensor de momento sísmico.

4.3.1. Funciones de Green

Se entiende por funciones de Green como el campo de desplazamientos en un medio elástico, el cual representa la respuesta del medio debido a una fuente puntual e impulsiva inicial (Aki and Richards, 2002). Este campo de desplazamientos es representado por un tensor de segundo orden \mathbf{G} que depende de las características del medio, sus coeficientes elásticos, su densidad y, además, de la ubicación tanto de la fuente como del receptor, tal que a través de un volumen V se satisface la ecuación de movimiento,

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \mathbf{G}_{in} = \delta_{in} \delta(\mathbf{x} - \vec{\xi}) \delta(t - \tau) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(c_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_l} \mathbf{G}_{kn} \right), \quad (4.10)$$

donde δ_{in} es la delta de Kronecker y c_{ijkl} es el tensor de cuarto orden que relaciona linealmente el tensor de esfuerzo y el de deformación. Esta ecuación asume un impulso unitario aplicado en la posición $\mathbf{x} = \xi$, en un tiempo $t = \tau$ y en la dirección n , de modo que \mathbf{G}_{in} corresponde a la i -ésima componente del desplazamiento en (\mathbf{x}, t) . Además, las condicionales iniciales asumidas son tales que $\mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \vec{\xi}, \tau)$ y $\partial\{\mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \vec{\xi}, \tau)\}/\partial t$ equivalen a cero para $t \leq \tau$ y $\mathbf{x} \neq \vec{\xi}$.

La solución y unicidad de \mathbf{G} en la ecuación 4.10 dependerá entonces de las condiciones de borde, por lo que las funciones de Green serán distintas para cada caso. En particular, para el caso de un medio elástico infinito, homogéneo e isotrópico de densidad ρ y velocidades de onda P y S, α y β , respectivamente, la expresión para la función de Green está dada por:

$$\mathbf{G}_{in} = \frac{1}{4\pi\rho} \left[\frac{3\gamma_n\gamma_i - \delta_{ni}}{r^3} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau \delta(t - \tau) d\tau + \frac{\gamma_n\gamma_i \delta(t - r/\alpha)}{\alpha^2 r} - \frac{1}{\beta^2 r} (\gamma_n\gamma_i - \delta_{in}) \delta(t - r/\beta) \right] \quad (4.11)$$

Donde γ_n y γ_i corresponden a los cosenos directores asociados a la dirección de la fuerza aplicada en la fuente y a la dirección de la respuesta observada en el receptor, respectivamente. De esta manera, es explícito que la respuesta registrada en un sismograma depende tanto de las condiciones del medio como de las características de la fuente.

Cabe destacar que, si las condiciones de borde del caso son independientes del tiempo y son homogéneas, entonces las funciones de Green cumplen con reciprocidad tanto temporal como espacial, es decir:

$$\mathbf{G}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, t - \tau; \xi, 0) = \mathbf{G}(\mathbf{x}, -\tau; \xi, -t) \quad (4.12)$$

$$\mathbf{G}_{nm}(\xi_2, \tau_2; \xi_1, \tau_1) = \mathbf{G}_{mn}(\xi_1, -\tau_1; \xi_2, -\tau_2) \quad (4.13)$$

4.3.2. Tensor de momento sísmico

Tal como fue previamente ilustrado, la fuente sísmica puede ser representada como un fallamiento de corte a lo largo de un plano de falla. Este modelo de dislocación puede ser analogado por un sistema de fuerzas que serían dinámicamente equivalentes, es decir, que producen una radiación de ondas sísmicas equivalente. Bajo esta premisa, estas fuerzas equivalentes no pueden ser solo un par de fuerzas, ya que esto implicaría una rotación de la estructura. Por esto, es necesario incluir otro par de fuerzas para balancear el momento del sistema dinámico. Este modelo de dos pares de fuerzas equivalentes es la denominada doble-cupla (DC).

Luego, es posible representar el plano de falla como un volumen infinitesimal al interior de un cuerpo de volumen V con superficie externa S , superficie interna Σ (asociado a la superficie de ruptura) y vector normal $\hat{\nu}$, tal que, de acuerdo al teorema de representación para una superficie interna (Aki and Richards, 2002), es posible establecer una expresión para el campo de desplazamientos $\vec{u}(\vec{x}, t)$,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int \int_{\Sigma} [u_i(\vec{\xi}, \tau)] c_{ijpq} \nu_j \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np}(\mathbf{x}, t - \tau; \vec{\xi}, 0) d\Sigma, \quad (4.14)$$

o equivalentemente,

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int \int_{\Sigma} [u_i] \nu_j c_{ijpq} * \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{np} d\Sigma, \quad (4.15)$$

en donde $[u_i(\vec{\xi}, t)]$ representa la discontinuidad de desplazamiento que ocurre a través de Σ . Esta ecuación asume que las tracciones a través de Σ son continuas.

Esta igualdad utiliza las derivadas de G_{np} respecto a las coordenadas de la fuente ξ_q , las cuales pueden ser entendidas como el equivalente a un par de fuerzas impulsivas con brazo de aplicación en la dirección ξ_q , actuando sobre la superficie Σ . Dado esto, es posible entender que cada componente del desplazamiento observado en \mathbf{x} corresponde al mismo efecto que generaría una suma de pares de fuerzas distribuidas sobre Σ .

Con esta idea en mente, se definen nueve combinaciones de cuplas generalizadas (ver figura 4.2) que corresponden a los posibles pares de fuerzas que, mediante una combinación de ellos, equivalen a la fuerza aplicada en la fuente sísmica para generar los desplazamientos observados por el receptor.

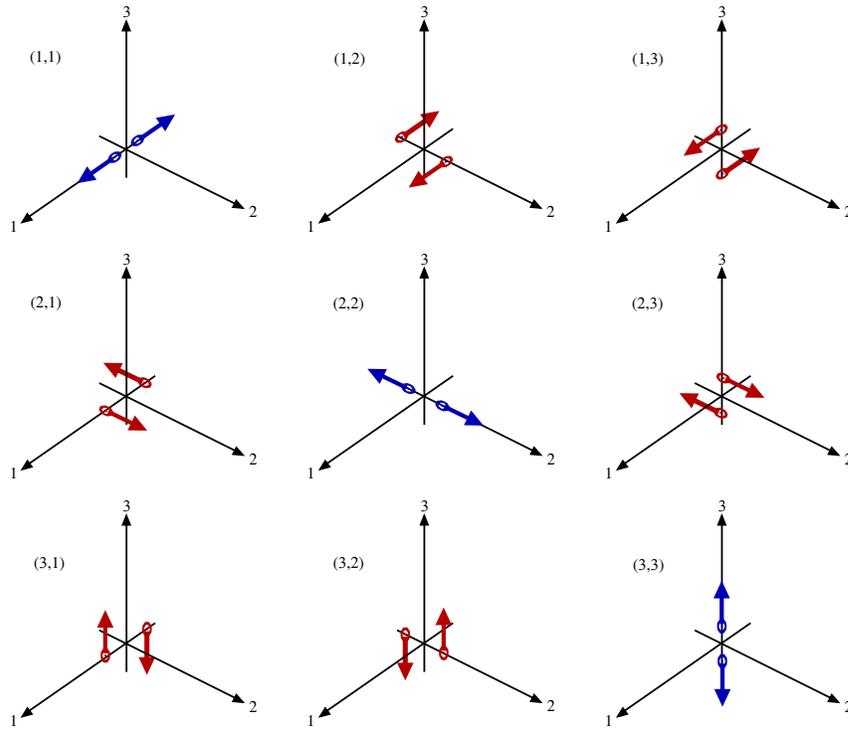


Figura 4.2: Representación esquemática de las nueve posibles cuplas que son requeridas para obtener las fuerzas equivalentes que, aplicadas sobre una superficie Σ con una orientación generalizada, generan una discontinuidad de desplazamiento en un medio anisotrópico.

Por su parte, la magnitud de la cupla (p, q) corresponde a $[u_i] \nu_j C_{ijpq}$, cuyas dimensiones físicas son de momento por unidad de área, por lo que, consecuentemente, se define el tensor de densidad de momento \mathbf{m} como:

$$\mathbf{m}_{pq} = [u_i] \nu_j C_{ijpq} \quad (4.16)$$

Las componentes m_{11} , m_{22} y m_{33} de este tensor son llamados dipolos lineales, sin un momento asociado, vale decir, los brazos de aplicación van en la misma dirección de las fuerzas. Por otro lado, las otras componentes tienen brazos de aplicación perpendiculares a la fuerza respectiva, por lo tanto, tienen un momento asociado. No obstante, la condición de momento total nulo implica que el tensor debe ser simétrico, esto es, $m_{ij} = m_{ji}$, es decir, las cuplas con momentos opuestos deben ser iguales, lo que implica que existen solo seis componentes independientes en \mathbf{m} .

De este modo, de acuerdo a esta última definición (ec. 4.16), se tiene que el desplazamiento registrado por un receptor equivale a:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int \int_{\Sigma} \mathbf{m}_{pq}(\xi, t) * \mathbf{G}_{np,q}(\mathbf{x}, t; \vec{\xi}, \tau) d\Sigma \quad (4.17)$$

Luego, para el caso de fuente puntual, se define el tensor de momento sísmico como la integral de la densidad de momento \mathbf{m} sobre la superficie Σ :

$$\mathbf{M}_{pq} = \int \int_{\Sigma} \mathbf{m}_{pq} d\Sigma = \int \int_{\Sigma} [u_i] \nu_j c_{ijpq} d\Sigma = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{pmatrix} \quad (4.18)$$

Este tensor posee propiedades similares a \mathbf{m} , es simétrico y tiene 6 componentes independientes, luego, se puede reescribir la ecuación (4.17) como sigue:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \mathbf{M}_{pq}(\vec{\xi}, t) * \mathbf{G}_{np,q}(\mathbf{x}, t; \vec{\xi}, \tau) \quad (4.19)$$

Esta última ecuación permite entender el concepto de tensor de momento sísmico, ya que indica que los desplazamientos elásticos en \mathbf{x} corresponden a la convolución de las distribuciones de cuplas asociadas al TMS con los desplazamientos debido a las cuplas por efecto de las derivadas espaciales de las funciones de Green. Por su parte, el tensor de momento sísmico \mathbf{M}_{pq} caracteriza la magnitud de un sismo, el tipo de fallamiento y la orientación del mismo. Cabe señalar que en esta aproximación la fuente sísmica se asume de carácter puntual.

4.3.3. Representación y descomposición del tensor de momento sísmico

A partir de lo señalado anteriormente, el tensor de momento sísmico describe las fuerzas equivalentes involucradas en la fuente sísmica, vale decir, es posible descomponer el tensor \mathbf{M} en una fuente física (e.g. doble-cupla, tensil), o bien, en una combinación de ellas. Una de las descomposiciones más utilizadas actualmente es aquella propuesta por [Knopoff and Randall \(1970\)](#), en la cual se basa esta sección y que es utilizada a lo largo de este trabajo de tesis. A continuación se presenta una revisión general de esta representación, para más detalles se recomienda recurrir a [Jost and Herrmann \(1989\)](#).

La primera etapa consiste en descomponer el tensor \mathbf{M} en su sistema de ejes principales, vale decir, obtener los vectores y valores propios, así:

$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e_1 & 0 & 0 \\ 0 & e_2 & 0 \\ 0 & 0 & e_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{pmatrix} \quad (4.20)$$

donde $\mathbf{a}_i = (a_{ix}, a_{iy}, a_{iz})^T$ con $i = 1, 2, 3$ son los vectores propios y los escalares e_i equivalen a los valores propios de \mathbf{M} . Estos últimos conforman el tensor de momento diagonalizado \mathbf{m} , la cual puede ser descompuesta en una parte isotrópica y otra deviatórica:

$$\mathbf{m} = \frac{1}{3} \begin{pmatrix} tr(\mathbf{m}) & 0 & 0 \\ 0 & tr(\mathbf{m}) & 0 \\ 0 & 0 & tr(\mathbf{m}) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} e_1^d & 0 & 0 \\ 0 & e_2^d & 0 \\ 0 & 0 & e_3^d \end{pmatrix} \quad (4.21)$$

$$\mathbf{m} = \mathbf{M}^{\text{ISO}} + \mathbf{M}^{\text{DEV}} \quad (4.22)$$

Con $tr(\mathbf{m}) = e_1 + e_2 + e_3$ la traza de la matriz \mathbf{m} (y también de \mathbf{M}), y $e_i^d = e_i - \frac{tr(\mathbf{m})}{3}$. A partir de esta expresión, es notable entonces que el tensor de momento sísmico puede ser únicamente representado como la suma de una componente isotrópica \mathbf{M}^{ISO} y otra componente deviatórica \mathbf{M}^{DEV} ,

La componente isotrópica \mathbf{M}^{ISO} da cuenta de cambios de volumen en la fuente sísmica, la cual radía energía sísmica igualmente en todas las direcciones, solo en forma de ondas P, de Rayleigh y modos normales esferoidales (e.g. una explosión).

Por otra parte, la componente deviatórica representa un tipo general de mecanismo deviatórico, no necesariamente una fractura de cizalle o doble-cupla. Un tensor de momento puramente deviatórico corresponde a una fuente sísmica sin cambio neto de volumen, vale decir, que la traza del tensor de momento sísmico es nula, i.e. $tr(\mathbf{M}) = tr(\mathbf{m}) = 0$. Dadas las altas condiciones de esfuerzo al interior de la Tierra, típicamente se asume que los sismos tectónicos no presentan cambios de volumen inelástico, por lo tanto, la condición de componente isotrópica nula es aceptable. A diferencia de la descomposición única del tensor \mathbf{m} , el tensor deviatórico \mathbf{M}^{DEV} no tiene una única forma de ser descompuesto, por el contrario, muchas metodologías y descomposiciones han sido propuestas, entre las cuales destacan: tres doble-cuplas (Jost and Herrmann, 1989), mayor y menor doble-cupla (Kanamori and Given, 1981), y una doble-cupla más un vector dipolo lineal compensado (CLVD) (Knopoff and Randall, 1970). Esta última descomposición ha sido muy útil para interpretaciones físicas, por lo que, consecuentemente, ha sido ampliamente aceptada y utilizada.

Descomposición DC + CLVD

Siguiendo lo presentado por (Knopoff and Randall, 1970) y (Jost and Herrmann, 1989), la descomposición del tensor deviatórico \mathbf{M}^{DEV} en una doble cupla y un CLVD consiste en reescribir el tensor \mathbf{M}^{DEV} en función del elemento de mayor valor absoluto, luego, asumiendo que $|e_3^d| \geq |e_2^d| \geq |e_1^d|$ se tiene:

$$\mathbf{M}^{\text{DEV}} = e_3^d \begin{pmatrix} -F & 0 & 0 \\ 0 & (F-1) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (4.23)$$

donde se asume componente isotrópica nula, i.e. $e_1^d + e_2^d + e_3^d = 0$, tal que se define $F = -e_1^d/e_3^d$ y $(F-1) = e_2^d/e_3^d$. Con esto, luego de un reordenamiento se puede escribir el tensor deviatórico como la suma de una componente doble cupla pura y un vector dipolo lineal compensado:

$$\mathbf{M}^{\text{DEV}} = e_3^d(1-2F) \underbrace{\begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}}_{\text{DC}} + e_3^d F \underbrace{\begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix}}_{\text{CLVD}} \quad (4.24)$$

Físicamente, la componente DC representa un fallamiento de cizalle puro, típico de los sismos tectónicos, mientras que la componente CLVD puede ser entendido como una apertura (o

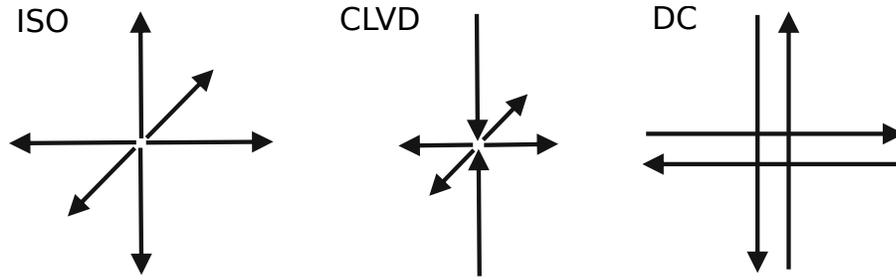


Figura 4.3: Representación esquemática de los tres tipos de fuente sísmica y los pares de fuerzas asociados. De izquierda a derecha: isotrópica (ISO), vector dipolo lineal compensado (CLVD) y doble cupla (DC).

compresión) en una dirección normal al plano de falla. En adición, altas componentes CLVD son comúnmente reportados para grandes sismos de profundidad intermedia y terremotos muy profundos, no obstante, esta componente CLVD puede deberse también a la superposición de diferentes fuentes con diferentes mecanismos doble-cupla (Kuge and Kawakatsu (1990), Frohlich (2006)).

Cabe destacar que, dada la naturaleza de los terremotos tectónicos, el tensor deviatorico aquí presentado es la mejor representación de la fuente sísmica asociada a ellos. Más aún, los catálogos de TMS de muchas instituciones sismológicas mundiales utilizan el tensor deviatorico para caracterizar la sismicidad reportada (e.g. Harvard, NEIC, GFZ).

Finalmente, el tensor de momento sísmico queda bien definido como la contribución de tres fuentes distintas: isotrópica, doble-cupla y vector dipolo lineal compensado, las cuales son ilustradas en la Figura 4.3. De este modo, el tensor de momento \mathbf{m} puede reescribirse como:

$$\mathbf{m} = \frac{1}{3} \underbrace{\begin{pmatrix} tr(\mathbf{m}) & 0 & 0 \\ 0 & tr(\mathbf{m}) & 0 \\ 0 & 0 & tr(\mathbf{m}) \end{pmatrix}}_{\mathbf{M}^{ISO}} + e_3^d(1 - 2F) \underbrace{\begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}}_{\mathbf{M}^{DC}} + e_3^d F \underbrace{\begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 2 \end{pmatrix}}_{\mathbf{M}^{CLVD}} \quad (4.25)$$

Luego, asumiendo que la componente isotrópica es nula, vale decir, el tensor de momento es deviatorico puro, entonces es posible obtener la contribución de cada componente, DC y CLVD, por separado. Para esto, es necesario conocer los valores propios del tensor deviatorico \mathbf{M}^{DEV} tal que, si e_{min} y e_{max} son el menor y mayor valor propio, respectivamente, entonces se define:

$$\varepsilon = \left| \frac{e_{min}}{e_{max}} \right| \quad (4.26)$$

Este parámetro adimensional da cuenta de la contribución de componente doble-cupla al tensor deviatorico, es decir, indica si corresponde a un tensor puramente DC ($\varepsilon = 0$), o bien, a un tensor CLVD puro ($\varepsilon = 0.5$), pudiendo ser también una combinación de estos. La representación más típica es mediante un porcentaje de contribución de doble-cupla (%DC), el cual se obtiene mediante la igualdad $\%DC = (1 - 2\varepsilon) \times 100$.

Es posible ejemplificar estas fuentes con diversos tipos de fallamiento: explosiones/implosiones corresponden a fuentes isotrópicas con nula componente DC y CLVD; fallamiento de corte puro

está asociado a fuentes DC con componentes ISO y CLVD nulas, aunque si ocurre a lo largo de una superficie no plana, entonces sí existe una componente CLVD; fallamiento puramente compresivo o tensional (sin cizalle) representa una fuente CLVD sin componente DC, pero con componente isotrópica, mientras que fallamiento tensional con cizalladura involucra todas las componentes ISO, DC y CLVD.

Obtención del mecanismo de foco

Retomando la expresión dada para el tensor de momento \mathbf{M} en la ecuación (4.18), y siguiendo lo expuesto por [Lay and Wallace \(1995\)](#), se tiene que las componentes del tensor de momento \mathbf{M} pueden escribirse en función de los parámetros de la fuente, tal como sigue:

$$M_{ij} = \mu A (D_i v_j + D_j v_i) \quad (4.27)$$

Donde μ es el módulo de corte del medio o rigidez, A es el área total desplazada del plano de falla, $\vec{\mathbf{D}}$ es el vector de deslizamiento a lo largo del plano de falla y $\hat{\mathbf{v}}$ corresponde al vector normal a este. Luego, asumiendo que los parámetros geométricos de este plano, vale decir, rumbo, manteo y ángulo de deslizamiento, se denotan respectivamente como ϕ , δ y λ , tal como se muestra en la figura 4.4. Así, $\vec{\mathbf{D}}$ y $\hat{\mathbf{v}}$ pueden escribirse en función de estos, tal como sigue:

$$\mathbf{D} = D_m (\cos \lambda \cos \phi + \cos \delta \sin \lambda \sin \phi) \hat{\mathbf{x}}_1 + D_m (\cos \lambda \sin \phi - \cos \delta \sin \lambda \cos \phi) \hat{\mathbf{x}}_2 - D_m \sin \delta \sin \lambda \hat{\mathbf{x}}_3 \quad (4.28)$$

$$\mathbf{v} = -\sin \delta \sin \phi \hat{\mathbf{x}}_1 + \sin \delta \cos \phi \hat{\mathbf{x}}_2 - \cos \delta \hat{\mathbf{x}}_3 \quad (4.29)$$

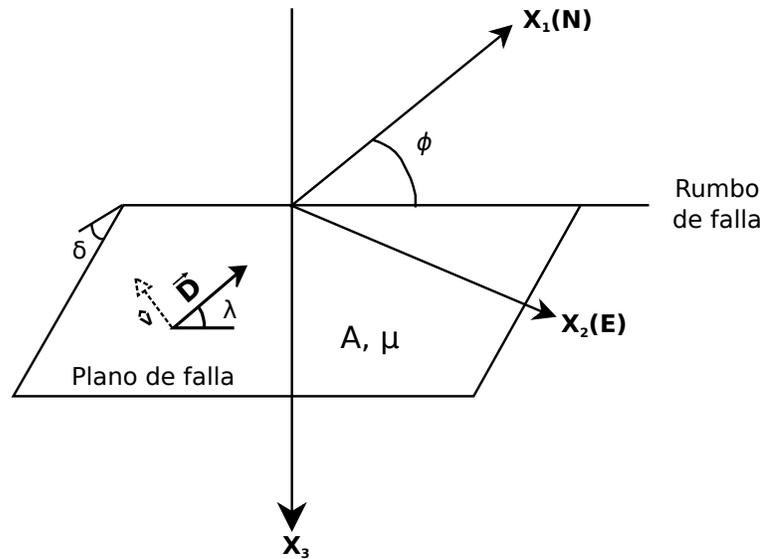


Figura 4.4: Esquema de plano de falla y parámetros involucrados. Los parámetros geométricos del plano de falla son representados por ϕ (rumbo), δ (manteo) y λ (ángulo de deslizamiento). Adicionalmente, se denotan el vector de deslizamiento $\vec{\mathbf{D}}$ y el vector normal al plano de falla $\hat{\mathbf{v}}$. Figura modificada de [Lay and Wallace \(1995\)](#).

De esta manera, reemplazando las ecuaciones (4.28) y (4.29) en (4.27), es posible describir los elementos del tensor de momento sísmico en función de los parámetros geométricos del plano de falla, así, se obtiene:

$$\mathbf{M}_{11} = -\mathbf{M}_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi) \quad (4.30)$$

$$\mathbf{M}_{22} = \mathbf{M}_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi - \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi) \quad (4.31)$$

$$\mathbf{M}_{33} = \mathbf{M}_0(\sin 2\delta \sin \lambda) = -(\mathbf{M}_{11} + \mathbf{M}_{22}) \quad (4.32)$$

$$\mathbf{M}_{12} = \mathbf{M}_0(\sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi) \quad (4.33)$$

$$\mathbf{M}_{13} = -\mathbf{M}_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) \quad (4.34)$$

$$\mathbf{M}_{23} = -\mathbf{M}_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi - \cos 2\delta \sin \lambda \sin \phi) \quad (4.35)$$

Donde $\mathbf{M}_0 = \mu AD_m$ es el momento sísmico del terremoto, el cual relaciona las propiedades del medio μ , con el área desplazada A y el deslizamiento promedio D_m a lo largo del plano de falla, y es el parámetro fundamental que permite medir el tamaño de un terremoto.

Con lo anterior, se muestra que entonces es posible obtener las componentes del tensor de momento conociendo los parámetros geométricos del plano de falla y el momento sísmico asociado, y, de manera inversa, es posible determinar el mecanismo de foco de un sismo y su momento sísmico a partir de las componentes \mathbf{M}_{ij} de este tensor.

A modo de ejemplo, se define el siguiente tensor de momento:

$$\mathbf{M}_1 = \mathbf{M}_0 \begin{pmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}, \quad (4.36)$$

el cual representa una contribución de las cuplas (1, 2) y (2, 1) ilustradas en la Figura 4.2. Es posible encontrar un mecanismo focal que, de acuerdo a lo establecido anteriormente, permita obtener el tensor \mathbf{M}_1 . En este caso, el mecanismo focal está relacionado a un fallamiento de rumbo, el cual puede ser dextral, o bien, dado que existen dos planos de falla que corresponden al mismo par de cuplas, existe la posibilidad de que la fuente sísmica esté asociado a un fallamiento sinistral, tal como se muestra en la Figura 4.5. Las observaciones geológicas de la zona de estudio, acopladas a este resultado, permitirán resolver esta dicotomía y concluir el mejor plano de falla.

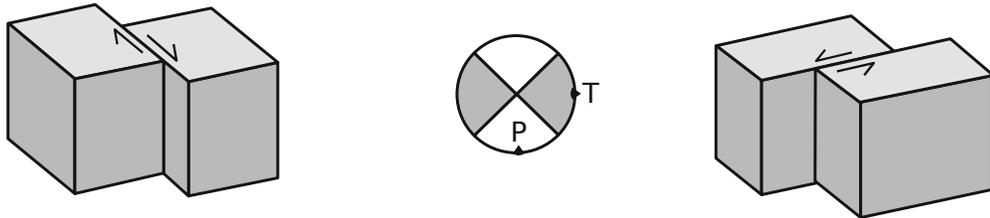


Figura 4.5: Mecanismo focal asociado al tensor de momento sísmico \mathbf{M}_1 (dado por la ecuación 4.36). Dependiendo de la geología de la zona, este mecanismo focal puede representar un fallamiento de rumbo dextral (izquierda) o sinistral (derecha).

4.3.4. Método de inversión del tensor de momento

La obtención del TMS se basa en la comparación de los registros observados de un sismo y su representación teórica, es decir, mediante el modelamiento de las formas de onda. En esta línea, el desplazamiento registrado por un sismómetro depende, por un lado, de los efectos de la propagación de las ondas sísmicas a través del medio desde la fuente al receptor, representado por las funciones de Green $G_{np,q}(\mathbf{x}, \vec{\xi}, t)$, y, por otro lado, de las características físicas de la fuente, dadas por el tensor de momento sísmico $M_{pq}(\xi, t)$. Más precisamente, retomando la ecuación (4.19), se tiene:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq}(\vec{\xi}, t) * G_{np,q}(\mathbf{x}, t; \vec{\xi}, \tau) \quad (4.37)$$

Luego, bajo la hipótesis de fuente puntual, en la que la longitud de ondas sísmicas observadas es mayor que las dimensiones de la fuente, resulta innecesario calcular la integral espacial, y lo anterior puede reescribirse como una convolución:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = \int M_{pq}(\tau) G_{np,q}(\mathbf{x}, \vec{\xi}, t - \tau) d\tau \quad (4.38)$$

Esta ecuación representa el caso general en el que cada elemento del tensor de momento sísmico puede tener una evolución temporal diferente. No obstante, es posible asumir que todos estos elementos tienen el mismo comportamiento temporal, vale decir, $M_{pq}(\tau) = M_{pq} \cdot S(\tau)$, donde $S(\tau)$ representa la evolución temporal de la fuente sísmica (*source time history*). Más aún, esta función fuente temporal $S(\tau)$ puede ser considerada como una función delta de Dirac, es decir, como un pulso instantáneo, el cual al aplicar en la integral de la ecuación (4.38) se obtiene:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{pq} G_{np,q}(\mathbf{x}, \vec{\xi}, t) \quad (4.39)$$

Esta igualdad corresponde a un sistema lineal de ecuaciones que puede escribirse como sigue:

$$\mathbf{u} = \mathbf{GM} \quad (4.40)$$

$$\begin{pmatrix} u_1 \\ u_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ u_N \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_1^{11}(t) & G_1^{12}(t) & G_1^{13}(t) & G_1^{22}(t) & G_1^{23}(t) & G_1^{33}(t) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ G_N^{11}(t) & G_N^{12}(t) & G_N^{13}(t) & G_N^{22}(t) & G_N^{23}(t) & G_N^{33}(t) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_{11} \\ M_{12} \\ M_{13} \\ M_{22} \\ M_{23} \\ M_{33} \end{pmatrix} \quad (4.41)$$

Donde N se refiere al número total de observaciones de desplazamiento en un tiempo t , para distintas estaciones, y los términos G_i^{pq} corresponden a términos asociados a la función de Green para la componente M_{pq} del tensor de momento sísmico. Luego, asumiendo que el desplazamiento teórico \mathbf{u} equivale, aproximadamente, al desplazamiento observado \mathbf{u}^{obs} , entonces se tiene:

$$\mathbf{u}^{obs} = \mathbf{GM} + \mathbf{e}, \quad (4.42)$$

donde \mathbf{e} es el error entre el desplazamiento teórico y observado. De este modo, este sistema de ecuaciones puede ser resuelto mediante una matriz inversa generalizada, dada por:

$$\mathbf{M} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{u}^{obs}, \quad (4.43)$$

en este caso, \mathbf{G} es una matriz de dimensión $N \times 6$ o $N \times 5$, donde hay 6 o 5 parámetros independientes del tensor de momento que representan las cuplas fundamentales. El caso de seis parámetros independientes se tiene cuando se considera una fuente volumétrica, mientras que, al constreñir el resultado a una fuente puramente deviatórica, el tensor presenta solamente 5 elementos independientes (debido a que $M_{33} = -(M_{11} + M_{22})$). Adicionalmente, la determinación del tensor de momento sísmico de una fuente puramente doble cupla (i.e., sin componente CLVD ni isotrópica) implica una nueva restricción donde, siguiendo lo expuesto en la ecuación (4.26), se impone que el mínimo valor propio del tensor \mathbf{M} debe ser nulo ($e_{min} = 0$).

La solución para \mathbf{M} puede ser obtenida también mediante una búsqueda de grilla, para lo cual se utilizan las ecuaciones (4.30) a (4.35) que relacionan los parámetros del mecanismo focal con los elementos del tensor de momento sísmico \mathbf{M} . Esta metodología realiza todas las combinaciones posibles de manto, rumbo y ángulo de deslizamiento, recorriendo un conjunto de los valores posibles para cada uno.

Ahora bien, para obtener una solución aún más rápida cuando no se conoce la ubicación del centroide espacial, independiente de la metodología utilizada para la determinación de \mathbf{M} (inversión de matriz o búsqueda de grilla), es necesario constreñir la ubicación del centroide, vale decir, imponer una localización epicentral y, además, la profundidad del centroide, para la cual, generalmente, se realiza la inversión iterativa para un rango de profundidades determinado. Conociendo estos parámetros iniciales, más la distribución de estaciones, las funciones de Green y la solución evaluada, es posible confeccionar sismogramas sintéticos y compararlos con los observados mediante un estimador de ajuste estadístico, de modo que aquella solución que presente el menor desajuste es considerada como la mejor solución. Más detalles de esto son presentados en el siguiente capítulo.

4.4. Cálculo de la Envolvente de resistencia límite (YSE)

Uno de los objetivos de esta tesis consiste en analizar la sismicidad intraplaca tipo *outer-rise* en el contexto geodinámico detallado en el capítulo 2. Dado que esta sismicidad está asociada principalmente a la litósfera oceánica, es necesario entonces detallar algunos conceptos que, a posteriori, permitirán realizar un correcto análisis sismotectónico.

La sismicidad en la litósfera, ya sea oceánica o continental, está directamente relacionada a la deformación de ésta, tanto en escala espacial como temporal, y consecuentemente, está ligada fuertemente a las propiedades mecánicas de la litósfera. En este sentido, la litósfera puede presentar deformación elástica, frágil o dúctil, donde una deformación frágil está asociada a escalas de tiempo pequeñas (sismicidad), mientras que la dúctil se relaciona con escalas de tiempo más grandes.

La resistencia de la litósfera a estas deformaciones depende de la estructura, relaciones constitutivas y propiedades geológicas observadas en el contexto geodinámico de estudio. Más aún, es posible cuantificar esta resistencia litósferica mediante el concepto de «Envolvente de resistencia límite» (YSE, por sus siglas en inglés: *Yield Strength Envelope*), el cual fue introducido por [Goetze and Evans \(1979\)](#). Esta envolvente es un perfil vertical que predice el esfuerzo diferencial máximo soportado por un tipo de roca en función de la profundidad. YSEs son usados tanto para validar datos de mecánica de rocas, como para explicar el comportamiento mecánico de las placas litosféricas, particularmente este último propósito es el utilizado en este trabajo de tesis.

La construcción de la YSE se basa en el modelamiento de la litósfera oceánica como un medio elástico, el cual involucra deformación frágil en la parte superior de la placa, y deformación dúctil en la zona inferior, hasta una profundidad que valide el comportamiento mecánico de ésta. En este sentido, [Scholz \(2002\)](#) ha propuesto que el límite inferior de la litósfera mecánica coincide usualmente con una isoterma T_{li} ubicada entre 600° y 800°C.

Dentro de este contexto, la deformación de la parte frágil de la litósfera mecánica es gobernada por las leyes de fallamiento friccional propuestas por [Byerlee \(1978\)](#), dadas por:

$$\Delta\sigma = \begin{cases} 3.68\sigma_{zz}, & \sigma_{zz} \leq 22 \text{ MPa} \\ 2.12\sigma_{zz} + 35 \text{ MPa}, & \sigma_{zz} \geq 22 \text{ MPa} \end{cases} \quad (4.44)$$

$$\Delta\sigma = \begin{cases} 0.79\sigma_{zz}, & \sigma_{zz} \leq 100 \text{ MPa} \\ 0.68\sigma_{zz} + 11 \text{ MPa}, & \sigma_{zz} \geq 100 \text{ MPa} \end{cases} \quad (4.45)$$

Donde 4.44 y 4.45 corresponden a deformaciones por compresión y tensión, respectivamente, mientras que $\sigma_{zz} = \Delta\rho gz = (\rho_m - \rho_w)gz$ denota el esfuerzo vertical efectivo considerando la diferencia de densidad entre el manto superior y la presión de fluidos sobre la placa.

Por otra parte, a mayor temperatura, el mecanismo de fallamiento dominante es el flujo dúctil y es representado a través de una ley de potencia que relaciona la resistencia límite $\Delta\sigma$ y la tasa de deformación $\dot{\epsilon}$ (Goetze and Poirier, 1978):

$$\Delta\sigma = \left[\frac{\dot{\epsilon}}{B} \exp\left(\frac{Q}{RT}\right) \right]^{\frac{1}{n}} \quad (4.46)$$

Donde Q es la energía de activación, T es la temperatura, R es la constante universal de los gases, mientras que B y n son constantes que dependen de la composición mineralógica. Es notable que la resistencia límite de la parte dúctil es inversamente proporcional a la temperatura de la placa.

Cabe destacar que muchos de los parámetros y constantes aquí expuestos han sido previamente calculados a partir de experimentos de laboratorio, luego, el valor de la constante a utilizar depende del contexto en el cual quiera ser utilizado. Paralelamente, de acuerdo a una convención de signos, se denotan como positivos a los esfuerzos tensionales y negativos a los esfuerzos compresionales.

Capítulo 5

Metodología

A modo de complemento del marco teórico expuesto anteriormente, este capítulo detalla los procedimientos llevados a cabo en el análisis y procesamiento de las formas de onda, y las consideraciones tomadas para la obtención de los resultados principales de este trabajo de tesis.

5.1. Localización hipocentral

Siguiendo lo expuesto en la ecuación (4.1), la localización de hipocentros requiere de los tiempos de llegada de las diferentes ondas sísmicas a las estaciones, además de tener un modelo de velocidad $V(x, y, z)$ apropiado para la zona de estudio.

La determinación de los tiempos de llegada fue realizada a través del programa Seisan (Havskov and Ottemöller, 2008), el cual ofrece una interfaz gráfica que permite visualizar los registros *miniseed* previamente cargados en la base de datos, y así, mediante la observación e interpretación de las trazas sísmicas, obtener los tiempos de llegada t_p y t_s de las ondas P y S, respectivamente.

Por otra parte, el modelo de estructura de velocidades utilizado para la localización de esta sismicidad corresponde a un modelo unidimensional (ver Tabla 5.1) utilizado actualmente por el Centro Sismológico Nacional (CSN) para la localización de sismicidad en la zona central de Chile.

Posteriormente, además del picado manual, y utilizando este modelo de velocidades, Seisan permite realizar la localización hipocentral mediante una inversión lineal. Para esto, se utiliza el algoritmo de inversión HYP basado en HYPOCENTER (Lienert et al. (1986), Lienert and Havskov (1995)), el que a su vez está basado en los algoritmos clásicos de localización HYPO71 (Lee and Lahr, 1972) e HYPOINVERSE (Klein, 2002). Junto a la solución hipocentral y el tiempo de origen t_0 , este algoritmo entrega una estimación del error asociado a la localización (error cuadrático medio, *rms*) y los errores de localización en tiempo t y en sus tres componentes espaciales (x, y, z) .

| z [km] | V_p [km/s] |
|----------|--------------|
| -5.00 | 5.079 |
| 5.00 | 5.910 |
| 10.00 | 5.929 |
| 15.00 | 6.790 |
| 20.00 | 6.960 |
| 25.00 | 6.961 |
| 30.00 | 6.962 |
| 35.00 | 7.129 |
| 40.00 | 7.340 |
| 45.00 | 7.620 |
| 50.00 | 7.920 |
| 55.00 | 7.961 |
| 60.00 | 8.194 |
| 70.00 | 8.195 |
| 80.00 | 8.220 |
| 100.00 | 8.429 |
| 120.00 | 8.440 |
| 150.00 | 8.441 |

Tabla 5.1: Modelo de velocidad de ondas sísmicas de capas planas utilizado para la localización hipocentral. z corresponde a la profundidad hasta la parte superior de la respectiva capa. El valor de v_P/v_S es constante y equivale a 1.76 para todas las capas del modelo.

Adicionalmente, y con el fin de obtener una buena solución, el resultado final debe cumplir con todos los criterios de localización presentados a continuación.

- Estaciones ubicadas dentro de un radio aproximado de 400 km alrededor del epicentro.
- Gap azimutal menor que 220° .
- Al menos seis llegadas de onda P y cuatro de onda S.
- Error cuadrático medio (*rms*) menor que 0.3 s.
- Error en la profundidad menor que 10 km.

Aquellos eventos que no cumplan alguno de estos requisitos deben ser cuidadosamente considerados al momento de su interpretación.

5.2. Inversión del Tensor de Momento Sísmico

El cálculo del tensor de momento sísmico (TMS) puede ser realizado mediante la implementación de una rutina de inversión, para lo cual existen distintas metodologías, entre las que destacan el modelamiento de oscilaciones libres de la Tierra (Gilbert and Dziewonski (1975), Buland and Gilbert (1976)), de ondas de cuerpo P y S (Stump and Johnson (1977), Strelitz (1978)), de ondas

superficiales (Aki and Patton (1978), McCowan (1976)), o bien, otro tipo de fases observadas en el sismograma, e.g. fase W (Kanamori and Rivera, 2008).

En la actualidad existen paquetes de rutinas de inversión del TMS de código abierto propuestas por diversos autores, las cuales pueden ser obtenidas a través de *internet*, como por ejemplo: *Focal Mechanism from NEAr REGIONal distance records* (FMNEAREG, Delouis et al. (2008), Maercklin et al. (2009)), que realiza una búsqueda de grilla para obtener la mejor solución a partir de la representación de una fuente lineal puramente doble-cupla; *KInematic Waveform Inversion* (KIWI, Cesca et al. (2010)) que permite obtener soluciones para fuentes puntuales y fuente finita mediante un ajuste tanto en el espectro de frecuencias como en el tiempo; o también *Time Domain Moment Tensor Inversion* (TDMINV, Dreger and Helmberger (1993)), entre otros.

Particularmente, en este trabajo de tesis se utiliza el paquete de programas de sismología desarrollado por R. B. Herrmann de *Saint Louis University* llamado CPS (*Computer Programs in Seismology*, Herrmann (2013)). Entre otras utilidades, este paquete de programas permite realizar una inversión en el dominio temporal del TMS mediante el modelamiento de las formas de onda del sismograma registrado. Para esto, esta herramienta utiliza funciones de Green precalculadas a partir de un modelo de velocidades dado.

En términos generales, el *script* de inversión del TMS de CPS requiere los siguientes parámetros de entrada: tiempo de origen, ubicación del hipocentro, una estimación preliminar de la magnitud y el nombre del modelo de velocidades para el cual se han calculado previamente las funciones de Green. Cabe destacar que, para cada evento, se crea un directorio cuyo nombre alude al tiempo de origen del sismo (en formato *YYYYMMDDHHMMSS*), y en el cual se sitúa el archivo que contiene las formas de onda del mismo. Con esto en mente, a continuación se detallan los principales procedimientos del método de inversión.

5.2.1. Cálculo de las funciones de Green

Tal como fue mencionado anteriormente, las funciones de Green representan la respuesta en desplazamiento de un medio elástico ante una fuente impulsiva inicial, las cuales dependen de la ubicación de la fuente impulsiva (hipocentro), las características del medio (modelo de velocidad) y la ubicación del receptor (estación sismológica).

En este caso, el modelo de velocidades implementado es el mismo que se utiliza para realizar la localización hipocentral (ver Tabla 5.1), es decir un modelo unidimensional e invariante en el tiempo. Dado esto, se asume que la fuente sísmica se encuentra en el origen del plano horizontal, luego, las funciones de Green dependerán de la profundidad de la fuente y de la distancia epicentral al receptor. Dado esto, entonces se implementa un *script* que, cada 1 km de profundidad, calcula un set de funciones de Green para un conjunto de distancias epicentrales separadas por: cercanas (entre 1 km y 200 km, cada 1 km), intermedias (entre 205 km y 400 km, cada 5 km) y lejanas (entre 410 km y 600 km, cada 10 km).

Los algoritmos utilizados para este cálculo son *hprep96*, *hspec96* y *hpulse96*, los cuales se basan en el método de la integración discreta de números de onda propuesto por Bouchon (1981). El comando *hprep96* prepara el archivo *hspec96.dat* con los parámetros generales a

utilizar, tales como la ubicación de los receptores, el modelo a utilizar, la ubicación de la fuente, la tasa de muestreo y la cantidad de puntos. Es necesario destacar que, en este caso, se asume que todos los receptores se encuentran en la superficie horizontal ($z = 0$), la tasa de muestreo es de 0.25 segundos, y el número de puntos depende de la distancia epicentral (512, 1024 y 2048 para los intervalos de distancia del párrafo anterior). Este archivo es utilizado por `hspec96` para generar un archivo binario `hspec96.grn` que contiene información del campo de ondas generado tanto en la fuente sísmica como en el receptor. Luego, a partir de este archivo binario y algunas especificaciones de entrada, el comando `hpulse96` crea las series de tiempo de las funciones de Green en formato `file96`, las cuales son posteriormente convertidas a formato SAC mediante el comando `f96tosac`. Las series de tiempo son entregadas en unidades de velocidad y utilizando pulsos parabólicos de 1 segundo.

En definitiva, cada par profundidad-distancia epicentral tiene asociadas 10 funciones de Green elementales, almacenadas como series de tiempo en formato SAC y cuya combinación permite obtener series de tiempo para cualquier tipo de fuente puntual. Este cálculo implica un gran gasto de recursos computacionales, sin embargo, basta efectuarlo sólo una vez para un amplio rango de profundidades y para muchas distancias epicentrales, de modo tal que, durante la inversión de un sismo en particular, solo basta invocar estas funciones de Green previamente calculadas.

5.2.2. Procesamiento de las formas de onda

Dado que ya existen las funciones de Green en unidades físicas (m/s), entonces es necesario procesar las formas de ondas con el fin de llevarlas a las mismas unidades, luego, ya que cada evento tiene un archivo *miniseed* asociado, se utiliza el programa *rdseed* junto a la metadata de las estaciones para convertir las series de tiempo a formato SAC y obtener además un archivo en formato RESP con la respuesta instrumental de cada sensor. Posteriormente, la preparación de las formas de onda para su inversión utiliza la herramienta SAC y es como sigue:

- **Remoción de la respuesta instrumental:** todas las trazas sísmicas son llevadas a unidades físicas mediante la deconvolución de la respuesta instrumental (contenida en archivos RESP). Para esto, la tendencia de la traza es removida y, luego, la deconvolución es realizada en la banda de frecuencias entre 0.002 Hz y la frecuencia de Nyquist f_N de cada sensor ($f_N = \frac{1}{2T}$, con T la tasa de muestreo), y en todos los casos son llevadas a unidades de velocidad, i.e. *m/s*. Estas nuevas trazas se encuentran en formato SAC, y el encabezado de cada uno de estos archivos contiene los parámetros del respectivo sismo.
- **Rotación:** las tres componentes del sensor son rotadas para así convertirlas a un sistema coordenado generalizado con componentes radial (R), transversal (T) y vertical (Z). Previo a la rotación de las componentes, a las trazas se les aplica un filtro pasa-alto por sobre 0.003 Hz para estabilizar la serie de tiempo.
- **Decimación:** dado que las funciones de Green se generaron usando una tasa de muestreo $\Delta t = 0.25$ s, las nuevas trazas son pasadas por un filtro pasabajo de 2 Hz y decimadas utilizando la misma tasa de muestreo. De este modo, tanto las formas de onda sintéticas como observadas poseen la misma frecuencia de muestreo y, con esto, el proceso de inversión es más rápido.

- **Filtro por distancia:** posteriormente, se excluyen todas las estaciones que se encuentren a más de 600 km de distancia desde el hipocentro.
- **Selección visual:** por último, la selección definitiva de las trazas a invertir se basa en la discriminación visual de las formas de onda. Para esto, se emplea el entorno de visualización *GSAC*, el cual muestra las trazas sísmicas luego de removerles la tendencia y tras aplicarles un filtro pasabanda entre 0.01 y 0.1 Hz. Esta ventana gráfica interactúa con el usuario con el fin de poder seleccionar las formas de onda donde se observe de mejor manera los efectos de la fuente.

Este último paso es donde el usuario tiene mayor injerencia y donde debe existir un conocimiento claro de la calidad de las señales procesadas. En este sentido, las razones que justifican que una traza quede fuera de la inversión son, principalmente, la eventual saturación del sensor que está registrando la señal y un valor bajo de la razón señal-sobre-ruido (*snr*) para una determinada traza.

Por un lado, la saturación (*clipping*) ocurre cuando la amplitud local generada por un sismo, en un determinado sitio, es mayor que la amplitud máxima que un sensor ubicado en ese sitio puede registrar. Este efecto es comúnmente observado en sismómetros banda ancha que se encuentran ubicados cercanos a la fuente sísmica y que, además, genera un sismo de gran magnitud. Típicamente, las trazas saturadas se diferencian por presentar registros planos de datos, es decir, a pesar de que la amplitud real es mayor, el sensor sigue registrando solamente la máxima amplitud posible, tal como se observa en la figura 5.1.

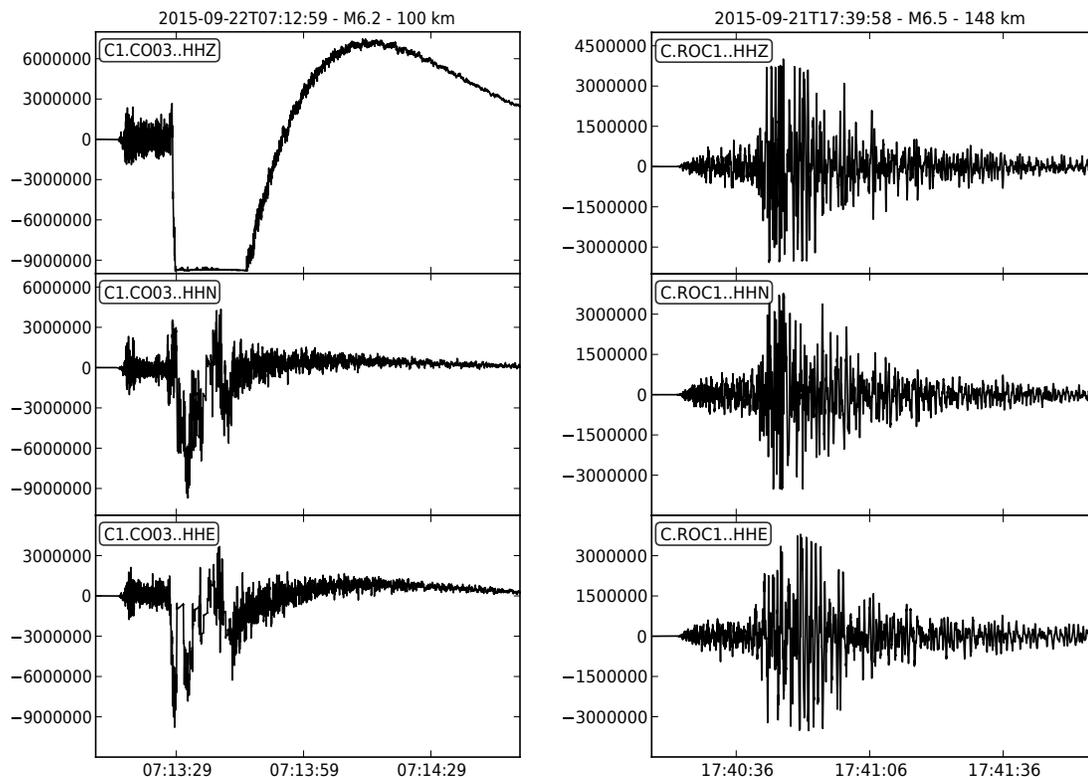


Figura 5.1: Registros saturados de sismómetros banda ancha. **Izq:** sismograma registrado en estación CO03 en sus tres componentes durante sismo Mw 6.2 ocurrido el 22 de septiembre de 2015 a las 07:12:59 UTC, ubicado a 100 km de distancia hipocentral. **Der:** registros (3 componentes) en estación ROC1 durante sismo Mw 6.5 ocurrido el 21 de septiembre de 2015 a las 17:39:58 UTC, ubicado a 148 km de distancia hipocentral.

Esta saturación provoca que los sismogramas registrados se vuelvan inutilizables para el modelamiento de formas de onda, ya que no existe un registro claro y completo de la fuente sísmica. Adicionalmente, en algunos casos no es claro observar la saturación como se observa en la figura 5.2, en su lugar, se observa una perturbación en forma de transiente que deja la señal inutilizable debido a la intromisión de un pulso de período muy largo (> 100 s) que, a su vez, anula la señal de baja frecuencia proveniente de la fuente sísmica, tal como lo ilustra la figura 5.2.

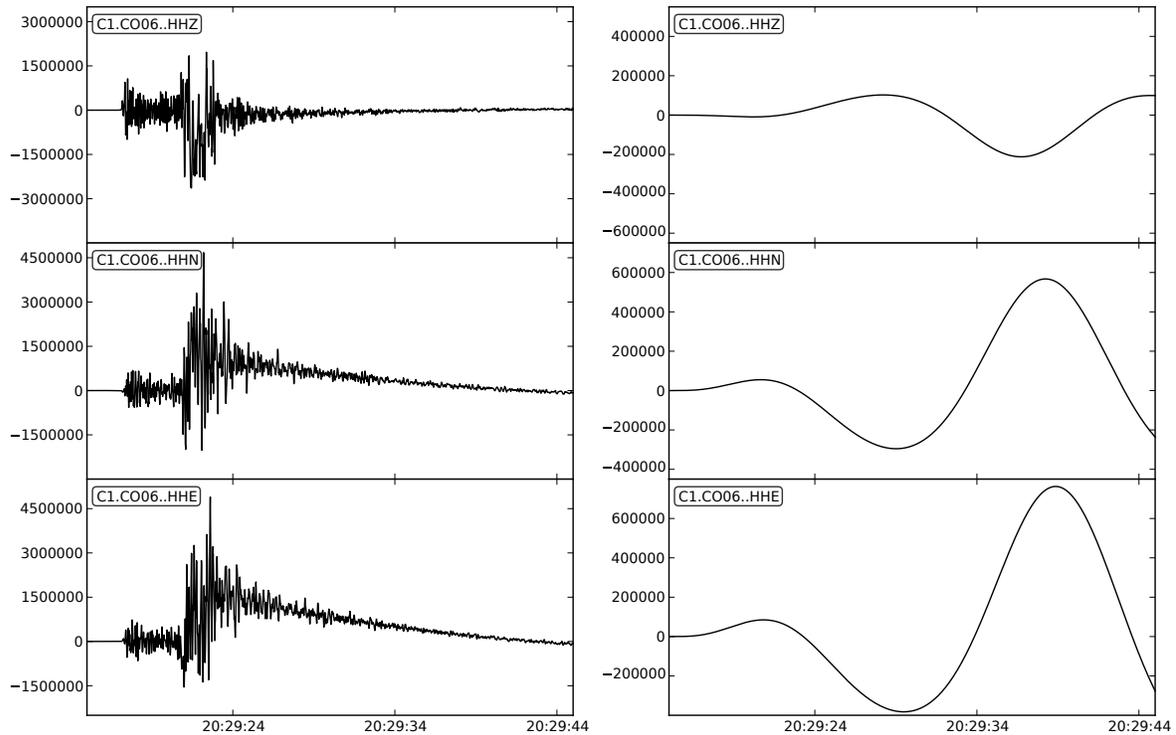


Figura 5.2: Registro de estación CO06 durante el evento M5.0 ocurrido el 20 de septiembre de 2015 a las 20:29:10 UTC. **Izq:** trazas crudas del registro, sin filtrar. **Der:** trazas resultantes luego de aplicar un filtro pasabajo con frecuencia de corte 0.1 Hz. Escala vertical se encuentra en cuentas.

De este modo, las trazas que presenten saturación serán descartadas del proceso de inversión, para así evitar errores en el resultado.

Por otro lado, durante la selección visual también es necesario descartar aquellas trazas que presentan un bajo valor de la razón señal-ruido o *snr*. En este sentido, el *snr* corresponde a una comparación entre el nivel de energía de una determinada señal respecto al del ruido ambiente, en este caso, en cada componente de cada sensor a utilizar. De este modo, un bajo valor de *snr* significa que el ruido predomina sobre la señal de la fuente sísmica, lo que dificulta su uso durante la inversión.

Más precisamente, el *snr* se define como:

$$snr = \frac{P_{\text{señal}}}{P_{\text{ruido}}} = \left(\frac{A_{\text{señal}}}{A_{\text{ruido}}} \right), \quad (5.1)$$

donde $A_{\text{señal}}$ y A_{ruido} corresponden a la amplitud en el espectro de potencia, para una determinada frecuencia, de la señal y del ruido, respectivamente. Dicho esto, es necesario entonces especificar el rango de frecuencia en el que se realizará la inversión, el cual es detallado a continuación.

Rango de frecuencia de la inversión

Dado que los sismogramas observados, además de la señal sísmica, también contienen ruido ambiente de alta frecuencia, es necesario aplicar un filtro de la serie de tiempo con el fin de obtener un correcto modelamiento de las ondas sísmicas. En este aspecto, es menéster destacar que el rango de frecuencias de señales generadas por diferentes fuentes sísmicas es muy amplio, abarcando desde 0.00001 Hz a 1000 Hz, tal como se evidencia en la Tabla 5.2.

| Rango de frecuencia [Hz] | Tipo de medición |
|--------------------------|--|
| 0.00001-0.0001 | Mareas terrestres |
| 0.0001-0.001 | Oscilaciones libres de la Tierra |
| 0.001-0.01 | Ondas superficiales |
| 0.01-0.1 | Ondas superficiales, ondas de cuerpo, sismos $M > 4$ |
| 0.1-10 | Ondas de cuerpo, sismos $M > 2$ |
| 10-1000 | Ondas de cuerpo, sismos $M < 2$ |

Tabla 5.2: Frecuencias típicas generadas por diferentes fuentes sísmicas.

Bajo este contexto, el rango de frecuencia típico de ondas de cuerpo y ondas superficiales para sismos de magnitud $M > 4$ corresponde a 0.01-0.1 Hz pero, más específicamente, el rango de frecuencias para el modelamiento de formas de onda depende de la magnitud del sismo y, en este sentido, autores como [Kubo et al. \(2002\)](#) han propuesto distintas bandas de frecuencia, donde cabe destacar que el modelamiento de eventos de mayor magnitud implica la utilización de bandas de frecuencias más bajas.

Luego, a pesar de que no existe un rango de frecuencias exacto para el modelamiento de sismos de una determinada magnitud, sí existen rangos sugeridos para ello y previamente utilizados para estudios similares a éste (e.g. [Kubo et al. \(2002\)](#), [Asano et al. \(2011\)](#), [León-Ríos et al. \(2016\)](#)). Por lo anterior, este trabajo de tesis utiliza una banda de frecuencias preferencial entre 0.02 y 0.05 Hz, sin embargo, este filtro pasabanda es dinámico, pudiendo en algunos casos ampliar la frecuencia de corte superior a 0.08 Hz, según sea el caso.

Dado que la inversión de formas de onda trabaja en el rango de frecuencias especificado, entonces es necesario que el valor de snr sea mayor que 1 en dicho intervalo. Gráficamente, esto significa que la curva de potencia espectral de la señal sísmica se encuentre por sobre la curva de ruido ambiental previo, tal como se observa en la Figura 5.3. Lo anterior implica que, para una misma estación, no todas las componentes podrán ser utilizadas durante la inversión, ya que los niveles de ruido y de señal sísmica no son necesariamente los mismos entre ellas.

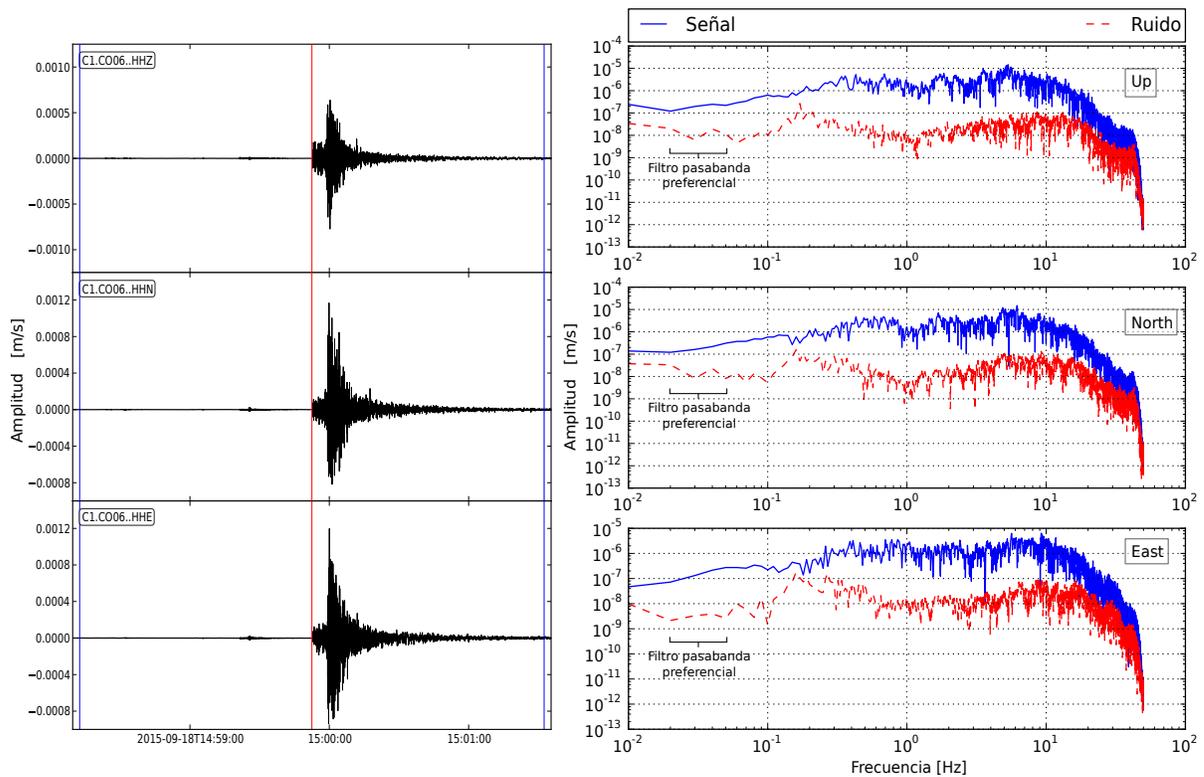


Figura 5.3: **Izq:** componentes vertical, norte-sur y este-oeste del sismograma registrado en estación CO06 durante el sismo Mw 4.5 del 18 de septiembre de 2015 a las 14:59:44 UTC. Las trazas están ya deconvolucionadas y en unidades físicas. La línea vertical roja indica el arribo de la onda P a la estación, la línea azul izquierda demarca la ventana de 100 s de ruido previo, mientras que la línea azul derecha delimita 100 s de señal sísmica. **Der:** comparación de espectros de potencia para cada componentes de la señal sísmica (línea sólida azul) y del ruido (línea segmentada roja), donde se destaca la banda de frecuencia preferencial de 0.02-0.05 Hz.

Principalmente, para la inversión se utilizaron registros de sismómetros banda ancha ubicados a distancias epicentrales menores que 400 km pero, además, la mayoría de las estaciones sismológicas cuentan con acelerómetros que permiten obtener registros de aceleración, de modo tal que si el registro del sismómetro falla (e.g. por saturación) o no se encuentra disponible, entonces, si la ocasión lo permite, se pueden utilizar las trazas de aceleración para realizar la inversión. En esta línea, cabe destacar que esto no será siempre posible, ya que el acelerómetro es capaz de registrar uniformemente todas las frecuencias, por lo que el nivel de ruido de las trazas en aceleración será distinto al nivel de ruido de un sismograma. Consecuentemente, el uso de acelerogramas durante la inversión se vuelve más viable para sismos de gran magnitud y cercanos a la fuente, siempre que el nivel de señal sísmica sea mayor que el nivel del ruido.

A modo de ejemplo, la figura 5.4 muestra los registros del acelerómetro ubicado en la estación CO06 durante el mismo sismo de la figura 5.3 y durante un sismo Mw 6.2, cuyas distancias hipocentrales son muy similares. En el primer caso, en el rango de frecuencias de interés, el nivel de energía del ruido ambiente de las componentes del acelerómetro se confunde y es incluso mayor que el nivel de energía de la señal sísmica registrada, en consecuencia, este registro de aceleración no sería útil para la inversión, pero sí el registro del sismómetro banda ancha de la misma estación (Figura 5.3). Por el contrario, para el segundo caso, el nivel de energía de la señal sísmica en las tres componentes del acelerómetro es mayor que el nivel del ruido ambiente en este mismo sensor, por lo tanto, sí es posible utilizar estas trazas en el proceso de inversión. Más aún, dado que los

acelerómetros no saturan como los sismómetros, entonces, ante un sismo de magnitud suficientemente alta (capaz de saturar el sismómetro y superar el nivel de ruido del acelerómetro), es posible utilizar los acelerogramas en lugar de los sismogramas durante la inversión.

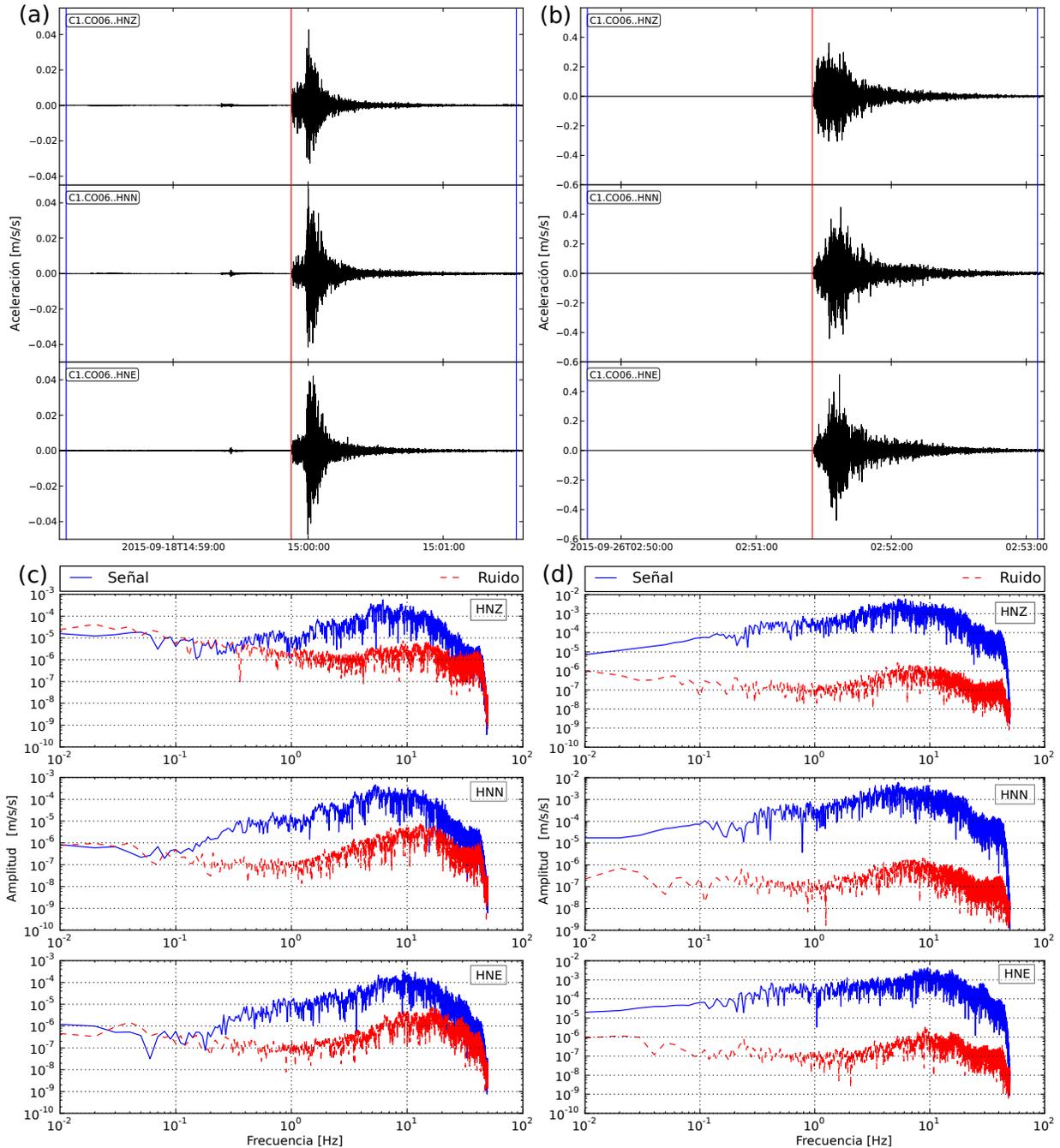


Figura 5.4: Comparación de acelerogramas de estación CO06 (tres componentes) y sus respectivos espectros de señal y ruido sísmico para dos sismos distintos. **(a)** Componentes vertical y horizontales del acelerograma registrado durante el sismo Mw 4.5 del 18 de septiembre de 2015 a las 14:59:44 UTC. **(b)** Componentes vertical y horizontales del acelerograma registrado durante el sismo Mw 6.2 del 26 de septiembre de 2015 a las 02:51:18 UTC. **(c)** Comparación de espectros de potencia de ruido ambiente y señal sísmica de acelerogramas de sismo Mw 4.5. **(d)** Comparación de espectros de potencia de ruido ambiente y señal sísmica de acelerogramas de sismo Mw 6.2. Las líneas verticales en gráficos (a) y (b) tienen el mismo sentido que líneas verticales en Figura 5.3.

Consideraciones generales

A modo de corolario, la inversión del tensor de momento sísmico no depende únicamente de la magnitud de un sismo sino que, más bien, depende de la disponibilidad de trazas con una buena visualización de la señal sísmica en el rango de frecuencias de interés, vale decir, un valor de razón señal-sobre-ruido mayor que uno. En este sentido, un sismo de gran magnitud genera perturbaciones de baja frecuencia por un largo período de tiempo, de modo que el ruido ambiente posterior a este evento poseerá un alto contenido de energía en baja frecuencia. Consecuentemente, si luego de este evento ocurre un sismo, es necesario que la magnitud de este sea lo suficientemente alta como para que la potencia de la señal sísmica, en dicho rango de frecuencias, sea superior al nivel energético del ruido ambiente perturbado por el evento principal. Ante este escenario, existe entonces un cierto período de tiempo, luego de un evento de alta magnitud, en el cual no será posible obtener una solución para el tensor de momento sísmico para aquellos eventos que no superen el umbral de ruido generado por el sismo previo, en este ámbito, este tiempo no es fijo, sino que depende de las características del sismo principal y de las del sismo posterior. En definitiva, de todo el conjunto de los sismos previamente localizados, no podrá calcularse el tensor de momento sísmico para todos ellos, lo que genera una pérdida de información sobre la sismicidad de la zona.

Por otro lado, es necesario considerar que la cobertura azimutal de la red de monitoreo de esta sismicidad es aún perfectible, por lo que es necesario optimizar el uso de los registros disponibles, vale decir, al momento de realizar la selección visual es recomendable utilizar trazas provenientes de estaciones con distintos azimuts y distintas distancias epicentrales, con el fin de obtener una mejor constricción del resultado. Adicionalmente, tal como se ha constatado en otros trabajos con objetivos y contextos similares (e.g. [Fukuyama and Dreger \(2000\)](#), [Ruiz and Contreras-Reyes \(2015\)](#)), el uso de al menos tres estaciones entrega soluciones lo suficientemente robustas como para su interpretación, por lo que este mismo criterio es utilizado en este trabajo.

5.2.3. Rutinas de inversión

Una vez realizada la selección de trazas, y tras especificar el rango de frecuencias en el que se realiza la inversión, es necesario detallar algunos aspectos de esta. Bajo este contexto, el paquete de programas CPS dispone de diversas técnicas y metodologías para la inversión del tensor de momento sísmico. Particularmente, este trabajo de tesis utiliza la técnica de modelamiento de ondas de cuerpo y superficiales, para lo cual existen cuatro programas que permiten realizar la inversión, los que se detallan a continuación:

- **wvfg96**: determina el tensor de momento sísmico asumiendo tanto componente isotrópica como CLVD nulas, vale decir, calcula el TMS deviatórico considerando una fuente puntual puramente doble cupla. Este resultado es obtenido mediante una búsqueda de grilla de los parámetros del mecanismo focal asociado, dado que el problema de minimización es no lineal con los parámetros focales. El programa está basado en el código de inversión *srcgrd* ([Ammon et al. \(1994\)](#)) y recibe como archivos de entrada las trazas sísmicas seleccionadas por el usuario luego de ser procesadas, con esto es posible obtener las componentes del TMS y, principalmente, un archivo de salida *fmdfit.dat* donde se indica uno de los planos del mecanismo focal del evento, la magnitud de momento asociada y un valor de ajuste entre las

trazas observadas y sintéticas.

Más en detalle, para un hipocentro específico, la inversión es llevada a cabo mediante una búsqueda de grilla de los tres parámetros geométricos del mecanismo focal (*strike, dip, rake*). Particularmente, para cada triada de parámetros se determina el TMS correspondiente utilizando las ecuaciones 4.30 a 4.35, con el cual se calculan sismogramas sintéticos para todas las trazas utilizadas en la inversión. Ahora bien, dado que pueden existir problemas de localización del sismo, y consecuentemente diferencias entre los tiempos del modelamiento sintético y lo observado, el programa realiza una correlación cruzada entre ambas series de tiempo con el fin de obtener el tiempo de desfase (*time-shift*) que optimiza el ajuste, el cual no necesariamente es el mismo para las tres componentes de un sensor en particular. Luego, tras desfazar las señales para obtener la mejor correlación para todas las trazas, se evalúa el ajuste entre sismogramas observados (o_i) y sintéticos (s_i) mediante la reducción de la varianza (VR), dada por la siguiente expresión:

$$VR^2 = 1 - \sum_i \frac{(o_i - s_i)^2}{o_i^2}, \quad (5.2)$$

donde la suma es sobre todas las estaciones y todas sus componentes. De esta manera, cuando VR equivale a 0 implica un desajuste total, mientras que $VR = 1$ corresponde a un ajuste perfecto entre lo observado y lo modelado.

Este procesamiento se efectúa para cada conjunto de parámetros, luego, para encontrar la mejor solución es necesario realizar la búsqueda de grilla antes mencionada. Esta búsqueda de parámetros se divide en dos etapas: una primera búsqueda general, en la que se recorren los valores posibles de los tres parámetros cada 10° , cuyos rangos se encuentran entre 0° y 355° (*strike*), 0° y 90° (*dip*), y entre -90° y 90° (*rake*), de este modo, la triada de parámetros ϕ_1 , δ_1 y λ_1 con el valor de VR más alto es utilizada como solución preliminar. Posteriormente, se lleva a cabo una segunda búsqueda más específica, cada 5° , en intervalos de 40° centrados en los valores de la triada preliminar y, análogamente a la primera etapa, la solución definitiva del tensor de momento sísmico corresponde al conjunto de parámetros cuyo valor de VR sea el más alto.

- **wvfmd96**: a diferencia del programa anterior, este código realiza una inversión de las formas de onda para obtener el tensor de momento deviatorico completo, vale decir, asume componente isotrópica nula y componentes DC y CLVD no necesariamente nulas. Este *script* está basado en el código de inversión *mtinv* (Ammon et al. (1994)) y, en lugar de realizar una búsqueda de grilla, realiza una inversión lineal de lo expuesto en la sección 4.3.4 mediante la técnica de mínimos cuadrados. Con esto, el archivo de salida `fmdfit.dat`, además de presentar el mecanismo focal y magnitud asociada, presenta también el porcentaje de componente CLVD del TMS resultante y el valor de VR de la mejor solución. A diferencia de la búsqueda de grilla, el tiempo de desfase entre sismogramas sintético y observado no se encuentra bien implementado en este código de inversión.
- **wvfmt96**: este *script* es una variación de *wvfmd96*, ya que realiza una inversión del TMS, pero sin constricciones, vale decir, las componentes ISO, DC y CLVD son no necesariamente nulas. De este modo, el archivo de salida, además de los mismos parámetros de *wvfmd96*,

entrega también información del porcentaje de componente isotrópica.

- **wvfmtgrd96:** este *script* permite obtener el TMS completo, incluyendo la componente isotrópica, o bien, el TMS puramente doble cupla (DC) o puramente deviatórico (DEV). Cada uno de estos resultados es obtenido mediante la búsqueda de grilla propuesta por [Zhu and Ben-Zion \(2013\)](#). Así, el archivo de salida presenta directamente las seis componentes del tensor de momento sísmico. A diferencia de *wvfmt96* y *wvfmd96*, esta inversión realiza un correcto desfase en el tiempo, lo cual optimiza el modelamiento de formas de onda.

Las rutinas anteriormente presentadas invierten el TMS asumiendo un hipocentro específico, no obstante, dado que la profundidad focal generalmente no es tan bien constreñida como el epicentro ([Husen, 2010](#)), entonces es necesario realizar también una inversión de la profundidad. Para esto, se asume lo expuesto en la sección 4.1, vale decir, que el centroide espacial se encuentra muy cerca del hipocentro. Bajo esta premisa, el epicentro obtenido mediante el proceso previo de localización hipocentral es fijado, mientras que la mejor profundidad del centroides es buscada en un conjunto de valores posibles entre 0 y 100 km, en intervalos de 1 km. Luego, la rutina es ejecutada para cada profundidad y, de este modo, se obtiene el TMS que represente de mejor manera los datos observados, con su respectivo estimador de ajuste (VR). Finalmente, la mejor solución corresponde a la profundidad que presente el mejor ajuste, vale decir, el valor de VR más alto.

Para finalizar, es necesario definir el uso de una de estas rutinas de inversión para realizar el posterior análisis. En este sentido, cabe destacar que, dado el contexto sismotectónico, la sismicidad a analizar ocurre principalmente en planos de falla con una importante componente de cizalle, los cuales son bien representados por una doble-cupla, por lo que la componente deviatórica es la de principal interés en este estudio. Adicionalmente, dado que la linealidad de la inversión con la rutina *wvfmd96* puede verse afectada por el modelo de velocidad y una eventual mala localización ([Zhu and Ben-Zion, 2013](#)), entonces las rutinas de búsqueda de grilla son preferentes. Dado esto, el análisis sismotectónico será realizado a partir de los resultados obtenidos con la rutina *wvfgrd96* (búsqueda de grilla, fuente puntual puramente doble-cupla), no obstante, resultados con las rutinas *wvfmd96* y *wvfmtgrd96*, sólo en su opción deviatórica, también son obtenidos.

Capítulo 6

Resultados

El presente capítulo muestra los principales resultados obtenidos durante los procesos de localización hipocentral e inversión de tensores de momento sísmico, además de un exhaustivo análisis sismotectónico donde se considera el contexto geodinámico de la zona.

6.1. Localización de sismicidad

La localización hipocentral de la sismicidad fue llevada a cabo de acuerdo a la metodología expuesta en el capítulo 5. Más específicamente, de acuerdo a lo presentado en el capítulo 3, la sismicidad estudiada corresponde a aquella con magnitud superior a M_l 4.3, luego, a partir de este catálogo preliminar, y según su temporalidad, es posible distinguir dos grupos principales: por un lado, la secuencia de precursoros y, por otro lado, la sismicidad de réplicas, los cuales consisten de 65 y 199 eventos localizados, respectivamente. En definitiva, se tiene un total de 264 eventos localizados manualmente, y cuya distribución espacial es presentada en las figuras 6.2, para los precursoros, y 6.3, para las réplicas.

Además de las soluciones hipocentrales, la localización involucra también el análisis de resultados complementarios tales como errores en tiempo y espacio del hipocentro, o parámetros asociados a las estaciones utilizadas (e.g. gap azimutal). En este sentido, la Tabla 6.1 presenta un resumen de los principales resultados complementarios de localización.

| | Promedio | Desv. estándar | Mediana | Mínimo | Máximo |
|----------------------------|----------|----------------|---------|--------|--------|
| N° de estaciones | 10 | 2 | 10 | 5 | 18 |
| Gap Azimutal [°] | 213 | 40 | 219 | 96 | 318 |
| Error Tiempo de Origen [s] | 0.6 | 0.1 | 0.6 | 0.3 | 1.1 |
| Error Latitud [km] | 2.1 | 0.9 | 1.8 | 0.8 | 7.2 |
| Error Longitud [km] | 4.4 | 1.7 | 4.1 | 0.2 | 9.2 |
| Error Profundidad [km] | 4.8 | 2.1 | 4.7 | 0.2 | 9.7 |

Tabla 6.1: Resumen estadístico de los principales resultados complementarios de la localización hipocentral

A modo de complemento, el gráfico de la figura 6.1 muestra la variación del error de localización hipocentral en cada componente para distintos valores de gap azimutal. En términos generales, se tienen bajos valores del error en latitud respecto a los errores en longitud y profundidad, aún para valores relativamente altos de gap azimutal ($> 200^\circ$). Además, se observa que, a medida que aumenta el gap azimutal, los errores en longitud y en profundidad aumentan más fuertemente que el error en latitud. Todo lo anterior es principalmente debido a la configuración de la red sismológica utilizada, cuya distribución preferente, en sentido Norte-Sur, permite tener una mejor constrictión de la componente latitudinal, en cambio, la falta de instrumentación hacia el Oeste genera un sesgo de localización importante en la componente longitudinal y vertical. Visto de otro modo, cuando la sismicidad se ubica dentro de la red de observación, el error de localización asociado es menor que cuando se encuentra lejos de ella. Adicionalmente, el modelo de velocidad utilizado es unidimensional y no representa fielmente el medio a través del cual se propagan las ondas sísmicas, por lo que existe un error intrínseco asociado a este modelo. En este sentido, la conjunción de errores debido a un modelo unidimensional y la cobertura del evento se ven reflejados en la gran dispersión observada en los perfiles de sismicidad de las figuras 6.2 y 6.3.

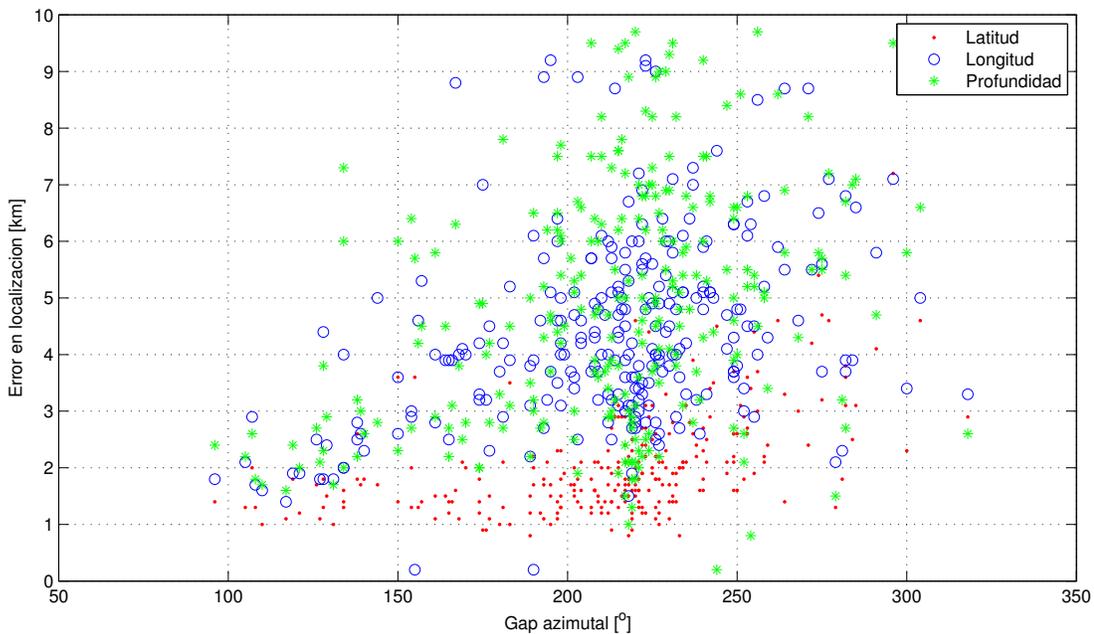


Figura 6.1: Error de localización hipocentral de cada componente *versus* el gap azimutal de cada evento localizado.

Más en detalle, la zona de estudio fue dividida en tres secciones: entorno a las latitudes 29.5°S (sección A-A'), 31°S (sección B-B') y 32.5°S (sección C-C'), tal como se muestran en la figura 6.2. Junto a las localizaciones hipocentrales, las figuras 6.2 y 6.3 muestran también los errores en longitud y en profundidad de la sismicidad estudiada, además del gap azimutal de cada sismo, con el fin de tener un mejor análisis de los resultados obtenidos. Por otra parte, cabe destacar que el error en latitud no es ilustrado, ya que la distribución de la red permite obtener valores bajos de error en dicha componente.

De acuerdo a lo anterior, el resultado más confiable de esta localización es la ubicación epicentral de cada sismo, que está mejor resuelta que su profundidad, por lo tanto, el análisis de cada secuencia no es del todo concluyente, y debe ser complementado con resultados obtenidos de la inversión de tensor de momento sísmico, aún así, algunas ideas preliminares respecto a ambas secuencias pueden ser expuestas.

En cuanto a la secuencia de sismicidad previa (Fig. 6.2), la sismicidad se distribuye principalmente desde unos ~ 30 km al oeste de la costa, hacia el oriente, preferentemente entre 40 y 60 km de profundidad hipocentral. Este conjunto de sismos se ubica justamente en una zona con una buena constricción hipocentral, por lo que, a priori, se trataría de sismicidad interplaca, o bien, de sismicidad intraplaca oceánica, ambas coincidentes en buena manera con el modelo de placa subductante *Slab1.0* (Hayes et al., 2012). Adicionalmente, se observan eventos más profundos entorno a los $71^\circ W$ típicamente asociados a procesos intraplaca oceánicos. Por otro lado, existe muy poca sismicidad en los primeros kilómetros desde la fosa hacia el este, además de tan sólo un par de sismos localizados detrás de la fosa, en el *outer-rise*, y, en ambos casos, el error en profundidad es alto debido a su lejanía a la red de observación.

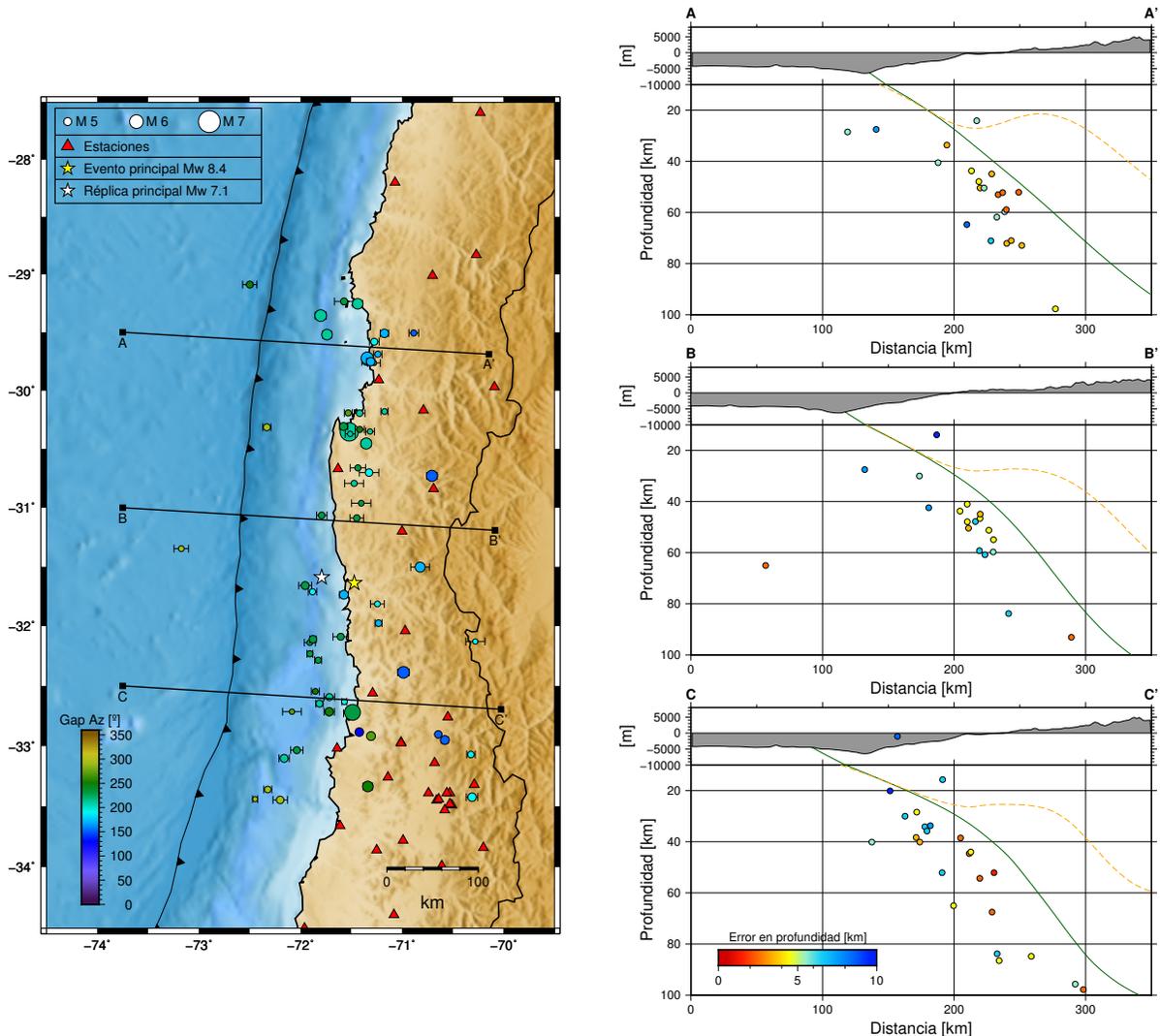


Figura 6.2: Localización hipocentral de secuencia de sismicidad precursora. **Izq:** vista en planta de sismicidad, donde cada evento está coloreado según su gap azimutal e incluyendo el error de localización en componente longitudinal (E-W). Las estrellas amarilla y blanca representan el sismo principal Mw 8.4 y su mayor réplica Mw 7.1, respectivamente. Triángulos rojos son las estaciones sismológicas. **Der:** Secciones transversales (A-A', B-B', C-C') que muestra la distribución de sismicidad en cada perfil en función de la profundidad hipocentral, la escala de colores representa el error en profundidad estimado para cada localización hipocentral. Cabe destacar que la escala vertical sobre los 10 km de profundidad se encuentra en metros, mientras que bajo este límite está en kilómetros. La curva verde sólida representa el modelo de geometría de zona de subducción *Slab1.0* (Hayes et al., 2012) y la curva segmentada naranja corresponde al modelo de geometría del Moho continental (Tassara and Echaurren, 2012).

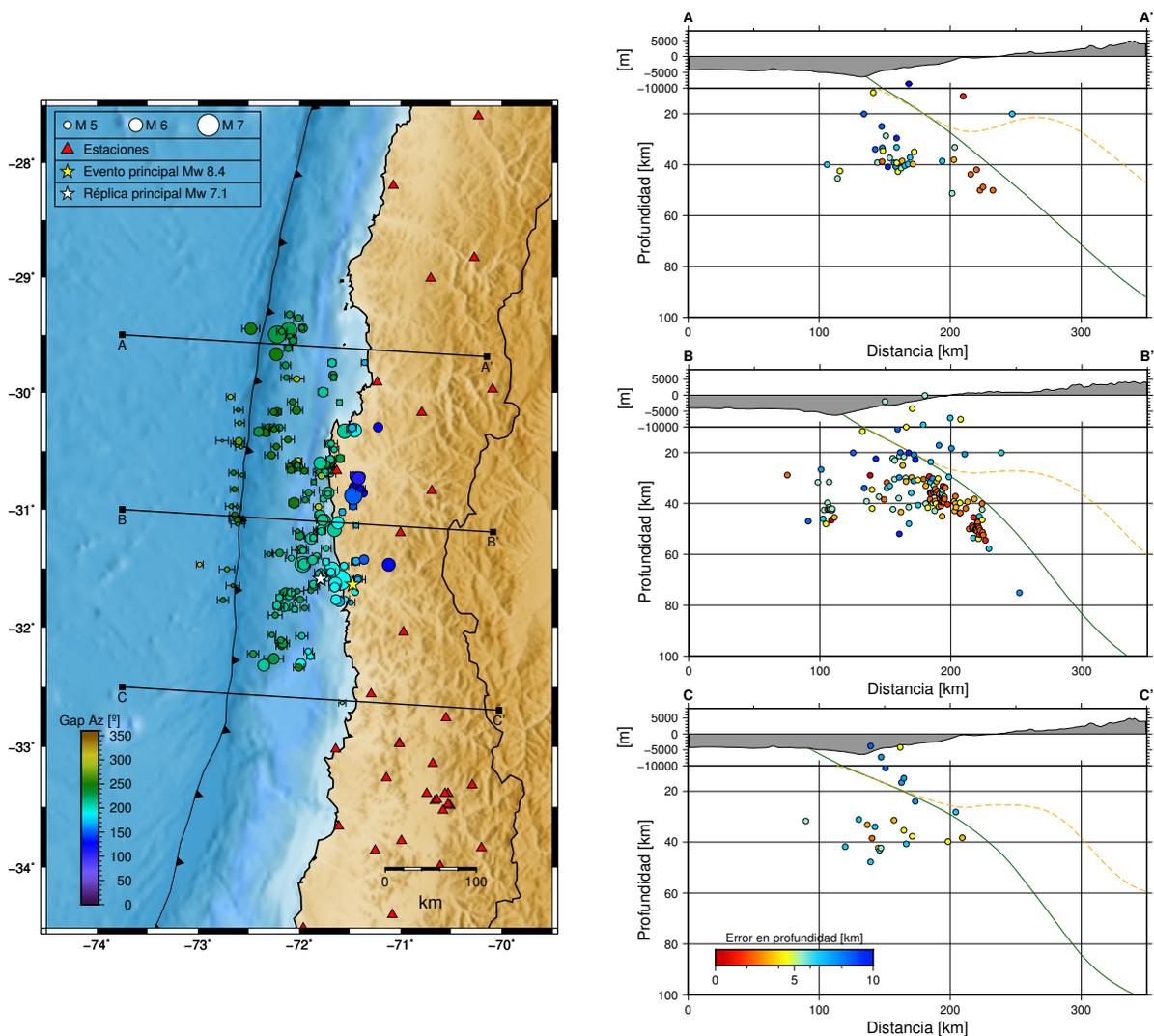


Figura 6.3: Localización hipocentral de secuencia de réplicas. **Izq:** vista en planta de sismicidad, donde cada evento está coloreado según su gap azimutal e incluyendo el error de localización en componente longitudinal (E-W). Las estrellas amarilla y blanca representan el sismo principal Mw 8.4 y su mayor réplica Mw 7.1, respectivamente. Triángulos rojos son las estaciones sismológicas. **Der:** Secciones transversales (A-A', B-B', C-C') que muestra la distribución de sismicidad en cada perfil en función de la profundidad, la escala de colores representa el error en profundidad estimado para cada hipocentro. La curva verde sólida representa el modelo de geometría de zona de subducción Slab1.0 (Hayes et al., 2012) y la curva segmentada naranja corresponde al modelo de geometría del Moho continental (Tassara and Echaurren, 2012).

Por otra parte, la secuencia de réplicas muestra un comportamiento notoriamente distinto. Primeramente, la sección A presenta sismicidad en los primeros kilómetros desde la fosa hacia el arco, en una zona donde no se habían registrado sismos en la fase precursora y lejos de la zona de ruptura cosísmica. En segundo lugar, la sección B, que cruza la zona de máximo deslizamiento cosísmico, muestra mayor sismicidad hacia el este y también detrás de la fosa, con una baja importante de sismicidad en la zona cercana a la fosa. Por último, la sección C muestra sismicidad nuevamente en la zona cercana a la fosa y no se observan eventos a profundidades mayores a 40 km. Cabe destacar que, si bien los perfiles B y C muestran sismicidad en el bloque de antearco externo (intraplaca cortical), ésta no es concluyente debido a los errores en profundidad asociados y, tal como se mencionó previamente, es necesario incluir información respecto a la inversión de tensores de momento sísmico para complementar el análisis sismotectónico.

6.2. Tensores de momento sísmico

Luego de obtener el catálogo con la localización hipocentral de la sismicidad de interés, y dada la gran dispersión en profundidad, se realiza la inversión de tensores de momento sísmico (TMS) tal como fue descrito en la sección 5.2, para calcular el mecanismo focal y la profundidad del centroide. En este sentido, el TMS no se obtuvo para todos los eventos localizados, ya que, en algunas ocasiones, el nivel de ruido ambiente predominaba por sobre la señal sísmica, lo que no permite realizar un correcto modelamiento de formas de onda y, en consecuencia, obtener el tensor de momento sísmico. No obstante lo anterior, el catálogo final de TMS consiste de un total de 225 sismos: 47 de la secuencia de precursores y 178 de la secuencia de réplicas, lo cual corresponde al 85 % del catálogo localizado, representando así gran parte de la sismicidad en la zona.

6.2.1. Comparación de algoritmos

Además de los resultados obtenidos asumiendo una fuente puntual doble-cupla pura (i.e. *wvfgrd96*), también se obtuvieron TMS empleando los algoritmos *wvfmd96* (CLVD $\neq 0$, lineal) y *wvfmdgrd96* (CLVD $\neq 0$, búsqueda de grilla) para todo el conjunto de sismos, utilizando el mismo rango de frecuencias e idénticas trazas sísmicas. En este sentido, la figura 6.4 muestra los valores del indicador de ajuste entre sismogramas observados y modelados (VR = reducción de la varianza), donde queda en evidencia que los algoritmos que utilizan el método de búsqueda de grilla (*wvfgrd96* y *wvfmdgrd96*) presentan mejor ajuste que aquel que realiza una inversión lineal (*wvfmd96*), lo cual se debe principalmente a la dificultad de este último para realizar una correcta cross-correlación y de su mayor dependencia del modelo de velocidades respecto a los métodos *wvfgrd96* y *wvfmdgrd96*. Cabe recordar que un valor de $VR \sim 1$ se asocia a un mejor ajuste.

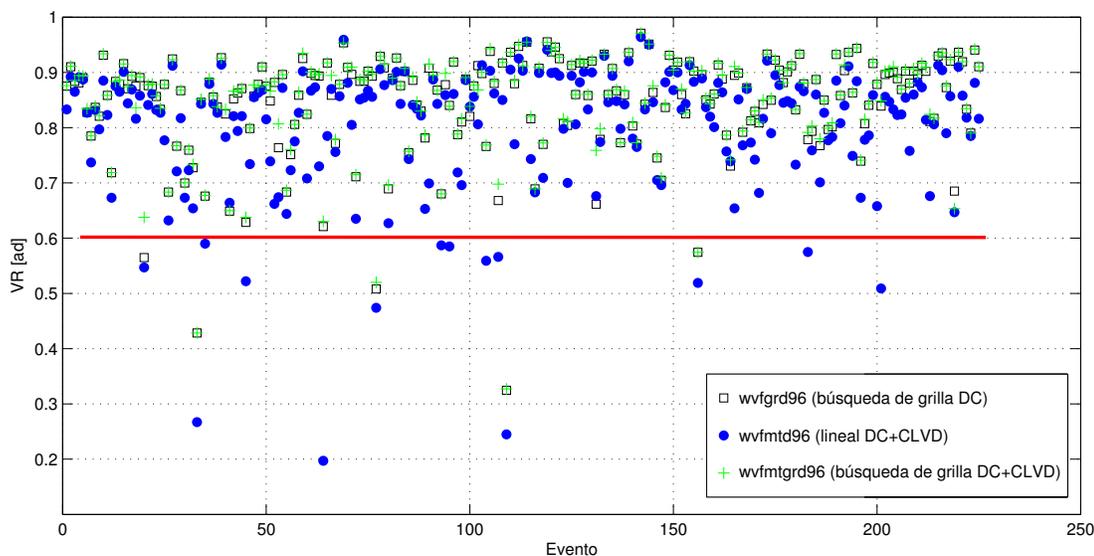


Figura 6.4: Indicador del estimador de ajuste entre formas de onda observado y sintético (Reducción de la varianza - VR) para tres metodologías distintas: *wvfgrd96* (cuadro negro), *wvfmd96* (círculo azul) y *wvfmdgrd96* (cruz verde). La línea sólida roja indica el límite inferior $VR = 0.6$, sobre el cual todos los sismos son utilizados para el análisis.

Junto a lo anterior, la tabla 6.2 presenta, para eventos de diferente sismogénesis, ejemplos de tensores de momento sísmico obtenidos utilizando estas tres metodologías y su comparación con la solución entregada por el proyecto *gCMT* de la Universidad de Harvard (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012).

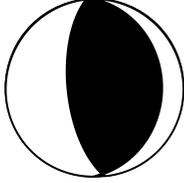
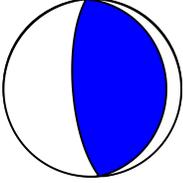
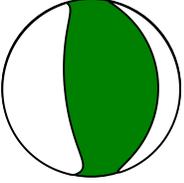
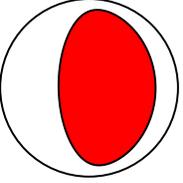
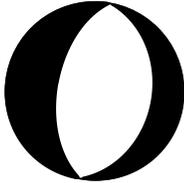
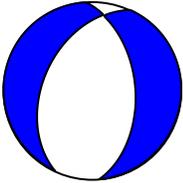
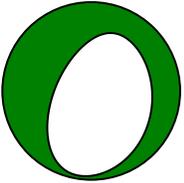
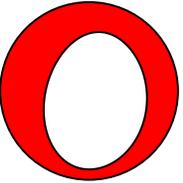
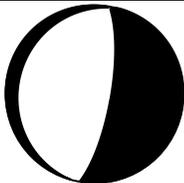
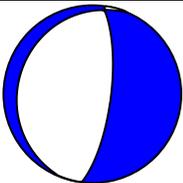
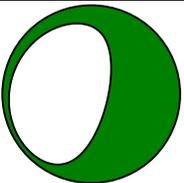
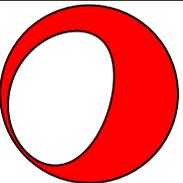
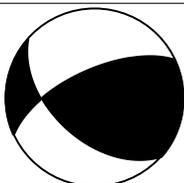
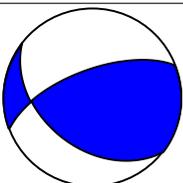
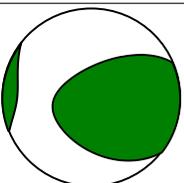
| Sismo | <i>wvfgrd96</i> | <i>wvfmd96</i> | <i>wvfmdgrd96</i> | <i>gCMT</i> |
|--|---|---|--|---|
| Interplaca <i>thrust</i> 2015/11/24 09:14:15 UTC |  $z = 14 \text{ km},$ $M_w = 4.83$ |  $z = 15 \text{ km},$ $M_w = 4.89$ |  $z = 14 \text{ km},$ $M_w = 4.82$ |  $z = 25 \text{ km},$ $M_w = 5.0$ |
| <i>Outer-rise</i> 2015/09/19 04:33:49 UTC |  $z = 8 \text{ km},$ $M_w = 4.56$ |  $z = 8 \text{ km},$ $M_w = 4.56$ |  $z = 8 \text{ km},$ $M_w = 4.58$ |  $z = 19.1 \text{ km},$ $M_w = 4.9$ |
| Intraplaca oceánica 2015/09/17 22:39:19 UTC |  $z = 29 \text{ km},$ $M_w = 5.1$ |  $z = 29 \text{ km},$ $M_w = 5.11$ |  $z = 29 \text{ km},$ $M_w = 5.09$ |  $z = 38.5 \text{ km},$ $M_w = 5.1$ |
| Intraplaca cortical 2015/10/07 08:00:40 UTC |  $z = 18 \text{ km},$ $M_w = 4.57$ |  $z = 15 \text{ km},$ $M_w = 4.52$ |  $z = 17 \text{ km},$ $M_w = 4.58$ | No disponible |

Tabla 6.2: Tensores de momento sísmico obtenidos utilizando distintas metodologías. En cada mecanismo focal ilustrado, el cuadrante coloreado corresponde al cuadrante de compresión, donde, además, cada color representa una metodología implementada: *wvfgrd96* (negro), *wvfmd96* (azul), *wvfmdgrd96* (verde), *gCMT* (rojo). Adicionalmente, se presentan la profundidad z del centroide espacial y la magnitud de momento M_w asociada al evento.

En términos generales, las soluciones para el tensor de momento sísmico, obtenidas utilizando las tres metodologías anteriormente expuestas, presentan gran similitud entre ellas, y aún más, se asemejan en gran medida a lo obtenido por técnicas basadas en análisis de ondas de período largo como la del proyecto *gCMT*. Ahora bien, dado que el ajuste de formas de onda, utilizando la metodología *wvfmd96*, tiende a ser menor que su análogo para los otros dos métodos, entonces las soluciones obtenidas por las inversiones mediante búsqueda de grilla son preferidas en lugar de la inversión lineal. No obstante lo anterior, una de las ventajas más importantes del algoritmo

wvfgrd96 respecto a *wvfmtgrd96* es su rapidez de cálculo y convergencia, donde este último puede tardar incluso hasta 10 veces más que el primero, debido a la búsqueda de más parámetros. De este modo, y dado que los parámetros de mayor interés son los planos de falla asociados a cada sismo, el análisis respectivo es realizado a partir de las soluciones obtenidas con el algoritmo *wvfgrd96*.

Por otro lado, con el fin de tener un análisis más robusto, las soluciones con valores de VR menores que 0.6 serán descartados (ver figura 6.4), lo que se traduce en una colección de 220 sismos con solución de tensor de momento sísmico.

6.2.2. Profundidad del centroide

Uno de los resultados principales del proceso de inversión del tensor de momento sísmico es la profundidad del centroide espacial (z_c), la que, dada la consideración de fuente puntual, es una buena representación de la profundidad hipocentral del sismo, la cual, como fue explicado anteriormente, en muchos casos no se encuentra bien constreñida mediante la localización hipocentral inicial. En este sentido, el modelamiento de formas de onda, mediante una búsqueda de grilla para un conjunto de valores de profundidad, entrega una constrictión extra para la definición de este parámetro, sin embargo, es necesario destacar algunas observaciones importantes al respecto.

Si bien, en términos generales, la profundidad del centroide espacial se encuentra bien definida, existen factores, como la cantidad y cobertura azimutal de estaciones, que influyen directamente en la solución obtenida. Más precisamente, diversos trabajos al respecto (e.g. [Nakanishi et al., 1991](#); [Kao et al., 1998](#)) sugieren que buenos resultados son obtenidos a través de la utilización de tres o más estaciones cubriendo, al menos, un cuadrante de la esfera focal. Con esta idea en mente, la tabla 6.3 muestra la evolución de la solución, para el TMS de un evento en particular, a medida que se añaden de una a cinco estaciones más cercanas a la inversión. De manera análoga, la tabla 6.4 presenta la solución final obtenida utilizando 20 estaciones.

Los resultados presentados en las tablas señaladas anteriormente confirman que la solución para el TMS y su profundidad, obtenidas utilizando tres estaciones y cubriendo de buena manera un cuadrante de la esfera focal, es similar a lo obtenido utilizando un número mayor de estaciones. Por otro lado, a pesar de que el resultado obtenido con una única estación es aceptable, esta no es completamente confiable, ya que la curva de ajuste presenta dos soluciones principales (máximos locales) con mecanismos focales muy distintos, lo que podría traducirse, eventualmente, en una conclusión errada respecto a un sismo en particular.

Más aún, la solución para la mejor profundidad del centroide posee un error asociado, el cual tiene relación con la estabilidad de dicha solución en su respectiva vecindad. En este sentido, una mejor estimación de la profundidad del centroide puede ser lograda mediante un aumento en el número de estaciones utilizadas ([Jia et al., 2017](#)), lo cual disminuye el error asociado a la mejor profundidad obtenida, pero, a la vez, naturalmente disminuye el ajuste total de las trazas comparadas. En complemento a lo anterior, es posible tener una noción del error en profundidad asociado a una solución, mediante la inspección de la curva que relaciona el ajuste del modelamiento de formas de onda con la profundidad, más en específico, una solución tendrá menor error asociado cuando el valor de ajuste difiera claramente del ajuste obtenido para las profundidades de su vecindad.

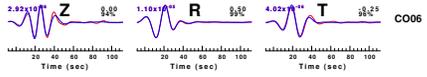
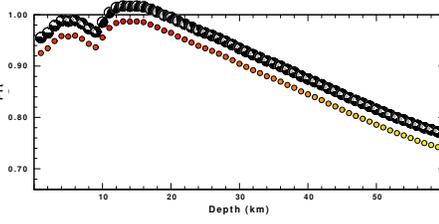
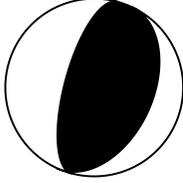
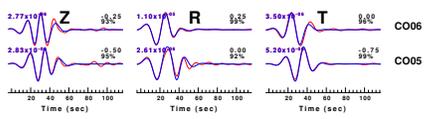
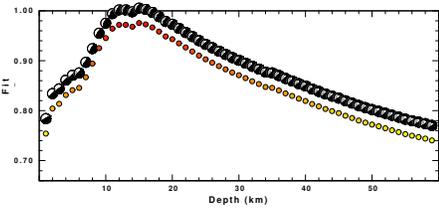
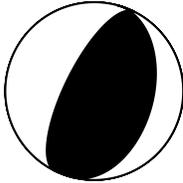
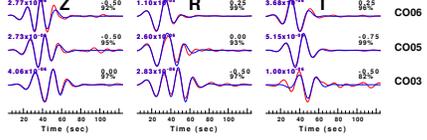
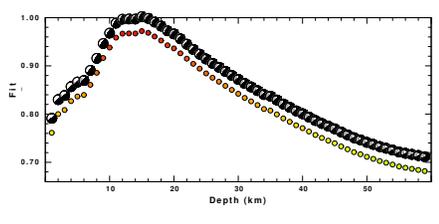
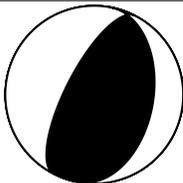
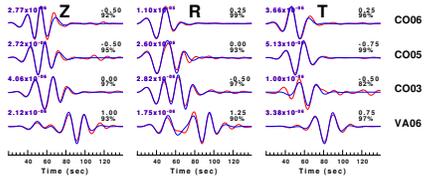
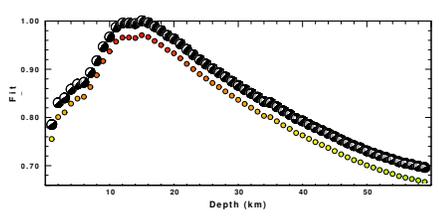
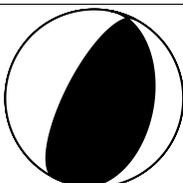
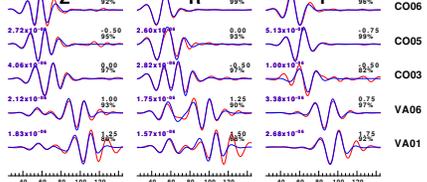
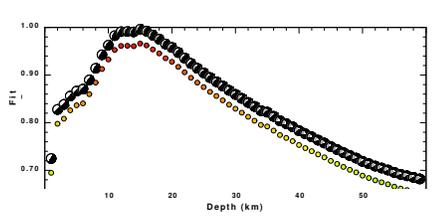
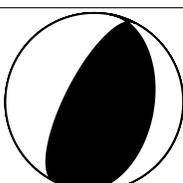
| Modelamiento de forma de onda | Ajuste en profundidad | Mecanismo focal |
|---|--|--|
|  |  |  <p style="text-align: center;">$z_c = 13 \text{ km}$ VR = 98.7 %</p> |
|  |  |  <p style="text-align: center;">$z_c = 15 \text{ km}$ VR = 97.56 %</p> |
|  |  |  <p style="text-align: center;">$z_c = 15 \text{ km}$ VR = 97.22 %</p> |
|  |  |  <p style="text-align: center;">$z_c = 15 \text{ km}$ VR = 97.07 %</p> |
|  |  |  <p style="text-align: center;">$z_c = 15 \text{ km}$ VR = 96.62 %</p> |

Tabla 6.3: Evolución de solución para el tensor de momento sísmico en función del número de estaciones para el sismo del 20/09/2015 ocurrido a las 09:02:34 UTC. De arriba a abajo, cada fila corresponde a la inversión realizada con una a cinco estaciones más cercanas, respectivamente. Para cada caso, y de izquierda a derecha, se muestran: el indicador de ajuste (VR) entre los sismogramas observados (azul) y sintéticos (rojo) de las componentes vertical (Z), radial (R) y tangencial (T); la variación del ajuste total en función de la profundidad; y la mejor solución, que corresponde al mecanismo focal y la profundidad que mejor ajusta los datos observados (mayor VR).

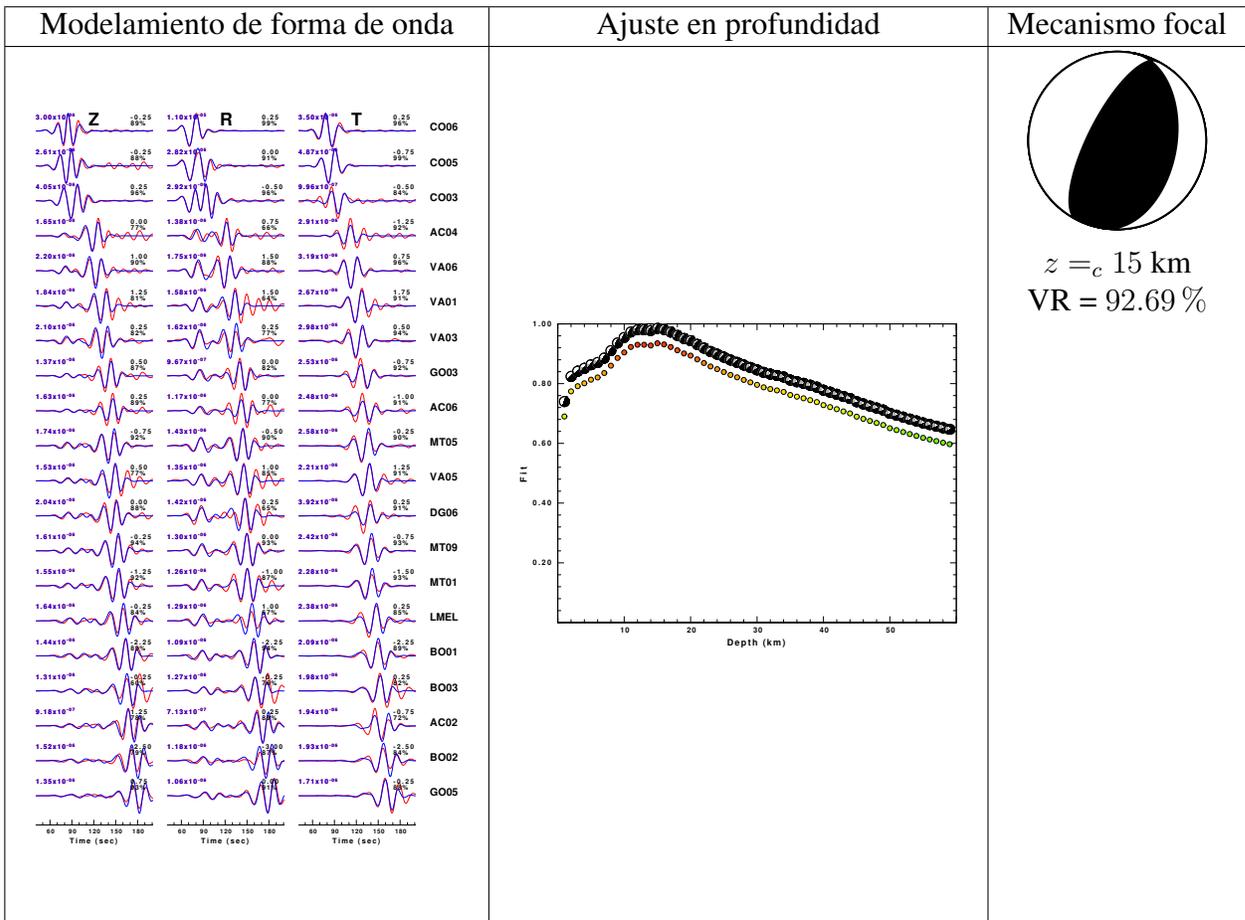


Tabla 6.4: Solución para TMS del sismo ocurrido el 20/09/2015 a las 09:02:34 UTC, utilizando 20 estaciones. La distribución de las imágenes es análoga a la de la tabla 6.3.

Visto de otro modo, una solución será más confiable cuando, en la curva de ajuste, la mejor profundidad tenga mayor pendiente respecto a las soluciones de su entorno, tal como se muestra en las curvas de las tablas 6.3 y 6.4. Por el contrario, cuando la pendiente es más suave (i.e. variación suave del error en función de la profundidad), tal como la solución presentada en la figura 6.5, entonces es posible inferir un error mayor en la profundidad, ya que una pequeña perturbación (e.g. remoción de trazas) puede generar un mejor ajuste para otra profundidad vecina, no obstante lo anterior, el tensor de momento sísmico permanece sin mayor variación.

De acuerdo a los resultados aquí obtenidos, empíricamente se ha observado que las soluciones de sismos de mayor profundidad ($z > 50$ km) presentan un comportamiento similar a lo ilustrado en la figura 6.5, donde la estabilidad del mecanismo de foco se asocia a la cobertura de más cuadrantes de la esfera focal (debido a la distribución de estaciones en superficie), mientras que el mayor error en profundidad puede estar relacionado a la pobre construcción en la componente vertical. Ahora bien, a pesar de que estas características fueron consideradas al momento del análisis, un análisis metodológico más profundo y detallado en su naturaleza escapa de los objetivos de este trabajo de tesis.

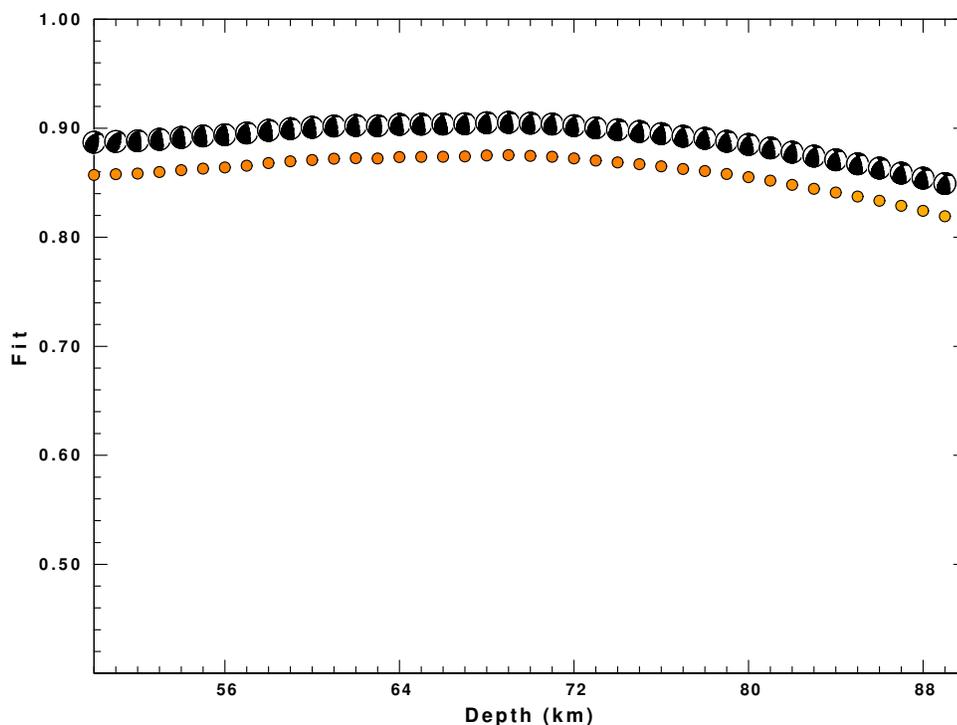


Figura 6.5: Curva de variación de VR con profundidad para sismo del 26/09/2017 ocurrido a las 02:51:17 UTC, para el cual se observa una suave variación del valor de ajuste VR. La solución para el tensor de momento sísmico corresponde a: $z_c = 69$ km, NP1= $350^\circ/65^\circ/65^\circ$, NP2= $218^\circ/35^\circ/132^\circ$, $M_w = 4.89$, VR= 87.54 %.

6.2.3. Descripción de resultados

Tras realizar las observaciones y los análisis necesarios respecto al proceso de inversión del TMS, esta subsección presenta un resumen y una descripción general de las soluciones obtenidas tanto para la sismicidad precursora como de réplicas. Bajo este contexto, y en términos generales, es posible clasificar todos los mecanismos focales obtenidos a partir de sus ejes principales P (presión), T (tensión) y B (neutro), donde la verticalidad de cada uno de ellos corresponde a mecanismos puramente normal, inverso y de rumbo, respectivamente (Kaverina et al., 1996). Este diagrama de clasificación es realizado tanto para la secuencia de precursores como para la de réplicas, ambos ilustrados en la figura 6.6, donde se observa que, *a priori*, la sismicidad con mecanismos focales inversos es predominante durante ambas secuencias, lo cual coincide con lo esperado debido a que la zona de estudio se encuentra inmersa en un ambiente tectónico compresivo.

Luego, a pesar de que un análisis más detallado de toda esta sismicidad es realizado en el siguiente capítulo, las siguientes páginas de este capítulo presentan todos los TMS obtenidos para los eventos de cada secuencia sísmica en función de seis características principales: indicador de ajuste, magnitud, profundidad del centroide, rumbo, manto y ángulo de deslizamiento (*rake*). Cabe destacar que, si bien el análisis posterior es realizado utilizando soluciones con $VR \geq 0.6$, los resultados aquí expuestos corresponden a todas las soluciones obtenidas y, por lo mismo, se incluye un mapa con las soluciones del TMS en función de este parámetro. Por último, y al igual que perfiles anteriores, las figuras 6.8, 6.7, 6.11 y 6.12 utilizan los modelos de geometría de *slab* y Moho propuestos por Hayes et al. (2012) y Tassara and Echaurren (2012), respectivamente.

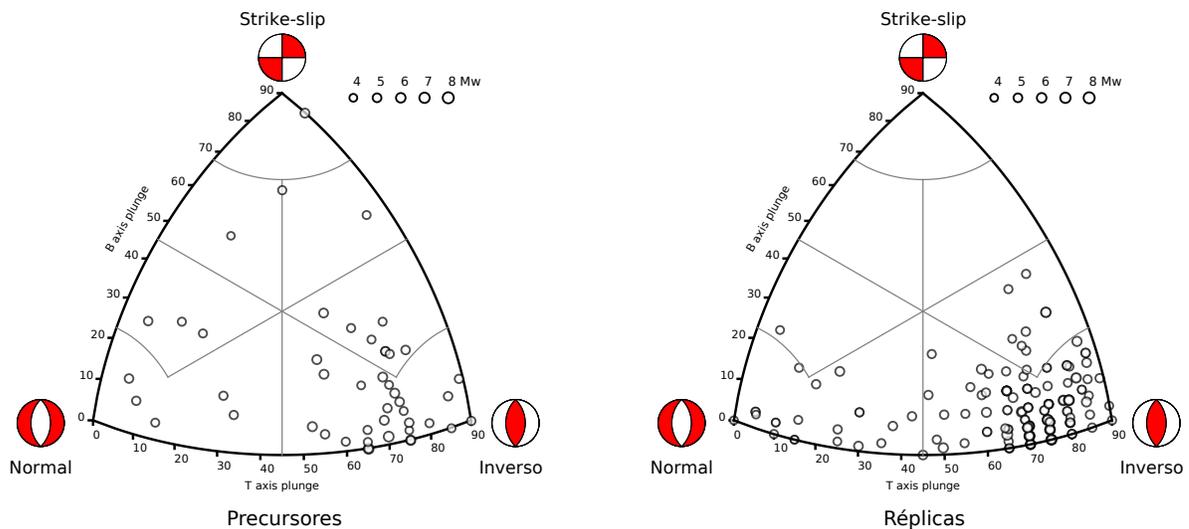


Figura 6.6: Diagrama de Kaverina para precursoros y réplicas. Cada vértice del diagrama corresponde a un mecanismo focal puramente normal (eje P vertical), inverso (eje T vertical) y de rumbo (eje B vertical). El diagrama fue construido utilizando el código *FMC* (Álvarez-Gómez, 2014).

Indicador de ajuste (VR)

La reducción de la varianza (VR) es un indicador de ajuste entre formas de onda que permite estimar qué tan confiable es la solución obtenida, de tal modo que valores de VR cercanos a uno indican que lo observado en los sismogramas puede ser reproducido mediante una fuente puntual tipo doble-cupla tal como se representa en el TMS obtenido. Por otro lado, los valores cercanos a cero indican que los sismogramas sintéticos, construido a partir del TMS obtenido, no correlacionan de buena manera con los sismogramas observados y, consecuentemente, esta solución no es una buena representación de la fuente sísmica.

Dada la consideración anterior, las figuras 6.7 y 6.8 presentan los valores de ajuste obtenidos para los TMS de la secuencia de precursoros (47 eventos) y de réplicas (178 eventos), respectivamente.

Primeramente, la figura 6.7c muestra que, del total de precursoros, la gran mayoría presentan valores de ajuste entre 0.8 y 0.9, de donde se infiere una alta confiabilidad en la solución obtenida de la gran mayoría de los datos. Por el contrario, solo dos eventos presentan valor de VR menor que 0.6, los que, tal como se observa en las figuras 6.7a y 6.7b, se ubican tras la fosa y en la zona costera, respectivamente. Dado lo último, preliminarmente estos sismos no serán considerados en el análisis posterior, pero, de cierto modo, pueden ser utilizados en la interpretación teniendo en cuenta esta consideración. Por último, cabe destacar que no se observa correlación alguna entre la ubicación de la sismicidad y el ajuste obtenido, salvo el par de sismos ubicados tras la fosa, sin embargo, no es una muestra concluyente.

En segundo lugar, y de manera análoga a la secuencia precursora, la figura 6.8c muestra que gran parte de los TMS obtenidos para el conjunto de réplicas es una buena representación de lo observado, lo anterior debido a que 144 eventos tienen un ajuste con VR superior a 0.8, representando cerca del 80 % del total de TMS obtenidos para esta secuencia. No obstante lo anterior, tres eventos presentan bajo valor de VR, lo que deja un total de 175 sismos por analizar.

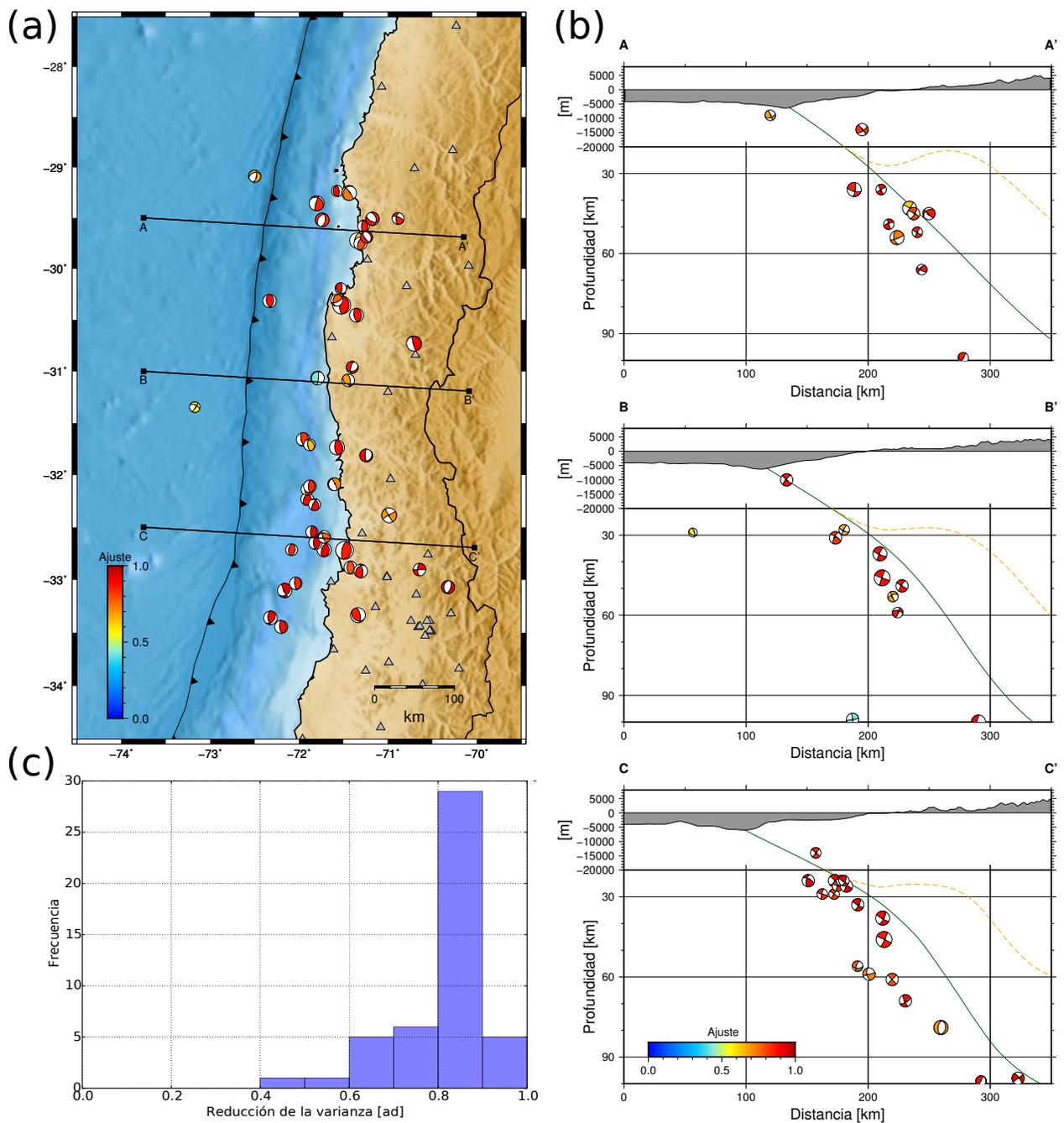


Figura 6.7: Distribución espacial de TMS para secuencia de precursoras según indicador de ajuste (VR = reducción de la varianza). **(a)**: distribución epicentral de sismicidad, donde el color del cuadrante de compresión depende del ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos para cada sismo. **(b)**: proyección de centroides espaciales a lo largo de los perfiles A-A', B-B' y C-C' indicados en la imagen (a). La escala de colores depende de indicador de ajuste y se encuentra señalada en la sección C-C'. **(c)**: histograma de indicador de ajuste de todos los centroides de la sismicidad precursora.

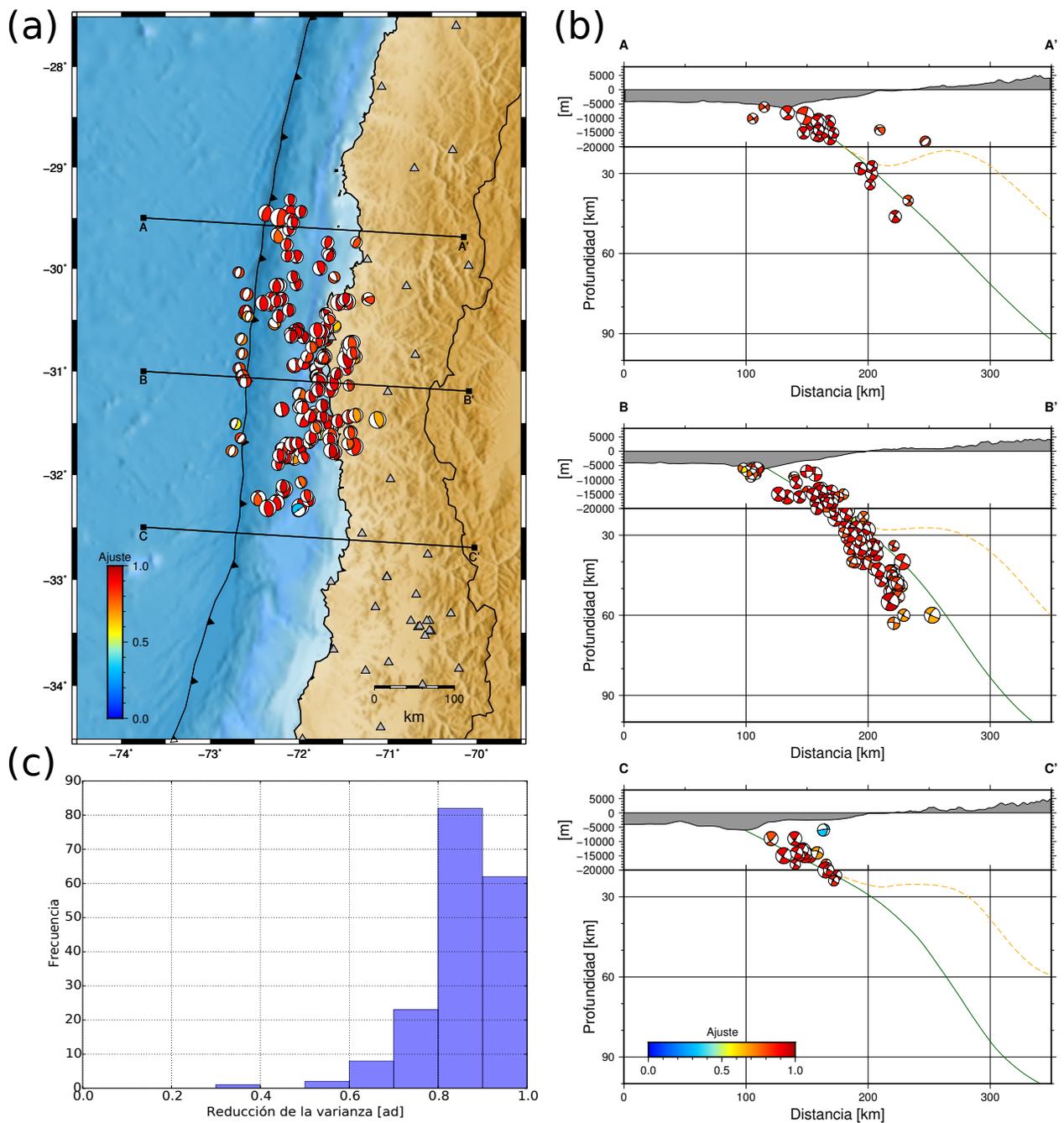


Figura 6.8: Distribución espacial de TMS para secuencia de réplicas según indicador de ajuste (VR = reducción de la varianza). **(a)**: distribución epicentral de sismicidad, donde el color del cuadrante de compresión depende del ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos para cada sismo. **(b)**: proyección de centroides espaciales a lo largo de los perfiles A-A', B-B' y C-C' indicados en la imagen (a). La escala de colores depende de indicador de ajuste y se encuentra señalada en la sección C-C'. **(c)**: histograma de indicador de ajuste de todos los centroides de la sismicidad de réplicas.

Magnitud Mw

Por otra parte, la inversión del tensor de momento sísmico permite obtener también la magnitud de momento sísmico Mw. En este caso, la figura 6.9 muestra la distribución epicentral de TMS en función de la magnitud de momento sísmico obtenida.

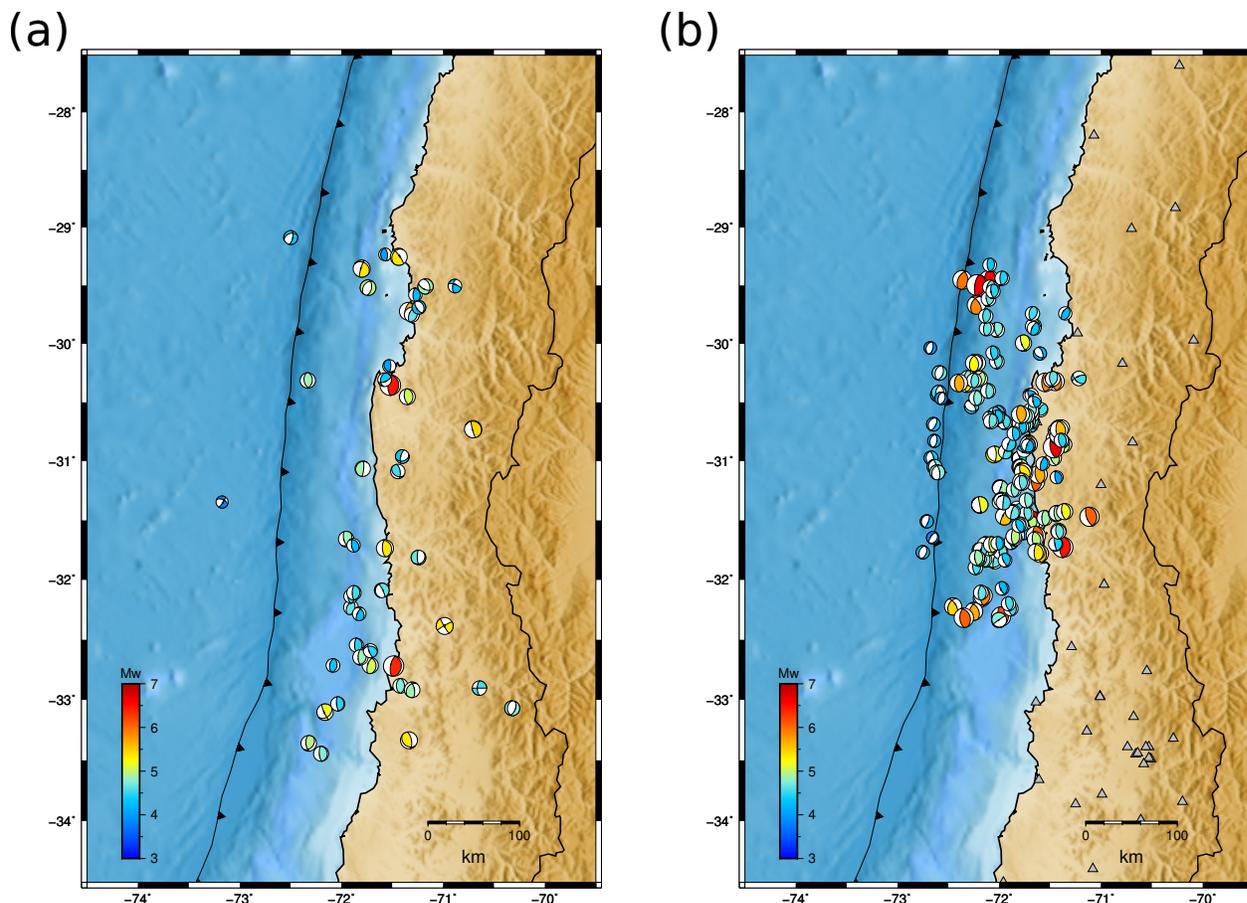


Figura 6.9: Distribución epicentral de TMS en función de la magnitud. (a): distribución epicentral de sismicidad de secuencia de precursores. (b): distribución epicentral de sismicidad de secuencia de réplicas. En cada caso, el color del cuadrante de compresión depende de la magnitud de momento sísmico asociada.

En las imágenes de la figura 6.9 se observa que, previo al terremoto principal, el área de estudio presenta sismicidad de magnitudes en un rango muy amplio, la cual, tal como muestra la figura 6.10a, se concentra entorno a la magnitud Mw 4.5 (dentro del catálogo utilizado). Más aún, el evento más grande alcanza una magnitud Mw 6.5 en la zona de la bahía de Coquimbo, mientras que, es destacable la ocurrencia de un sismo precursor de magnitud Mw 5.6 en las cercanías de La Serena el día 23 de Agosto de 2015 a las 23:23:10 UTC. En términos generales, la magnitud de la sismicidad precursora se distribuye sin seguir un patrón específico.

Por otra parte, la secuencia de réplicas también muestra una amplia variedad de magnitudes, la cual, de acuerdo a la figura 6.10b presenta alrededor de 100 eventos entre Mw 4.4 y Mw 4.8, sin embargo, resulta menéster destacar que la réplica de mayor magnitud Mw 7.0, ocurrida a las 23:18:39 UTC del mismo día del evento principal, no fue modelada debido a la complejidad de la

fuente sísmica, para la cual la hipótesis de fuente puntual pierde validez en el rango de distancias en el que se trabaja. Fuera de esto, la sismicidad de mayor magnitud se ubica en el sector norte del área de estudio, donde ocurren dos sismos de magnitud Mw 6.7 muy cerca de la fosa oceánica. Además de estos eventos, también ocurre sismicidad de gran magnitud aproximadamente bajo la línea de costa, entorno a los 31°S, y en el sector más hacia el sur, muy cerca de la fosa.

Adicionalmente, es importante destacar que la sismicidad que se origina tras la fosa presenta magnitudes que varían entre Mw 3.9 y Mw 4.7. En este sentido, y considerando el punto anterior respecto a la reducción de la varianza, a partir de la figura 6.10c, resulta interesante mencionar que eventos de magnitud menor presentan un amplio rango de valores de VR, mientras que sismos de mayor magnitud se acotan a un rango más pequeño de este indicador. Lo anterior tiene sentido al considerar que, típicamente, para sismos de menor magnitud, el nivel de ruido ambiente destaca más que para un sismo más grande, durante el cual este se minimiza respecto al nivel energético de la señal sísmica.

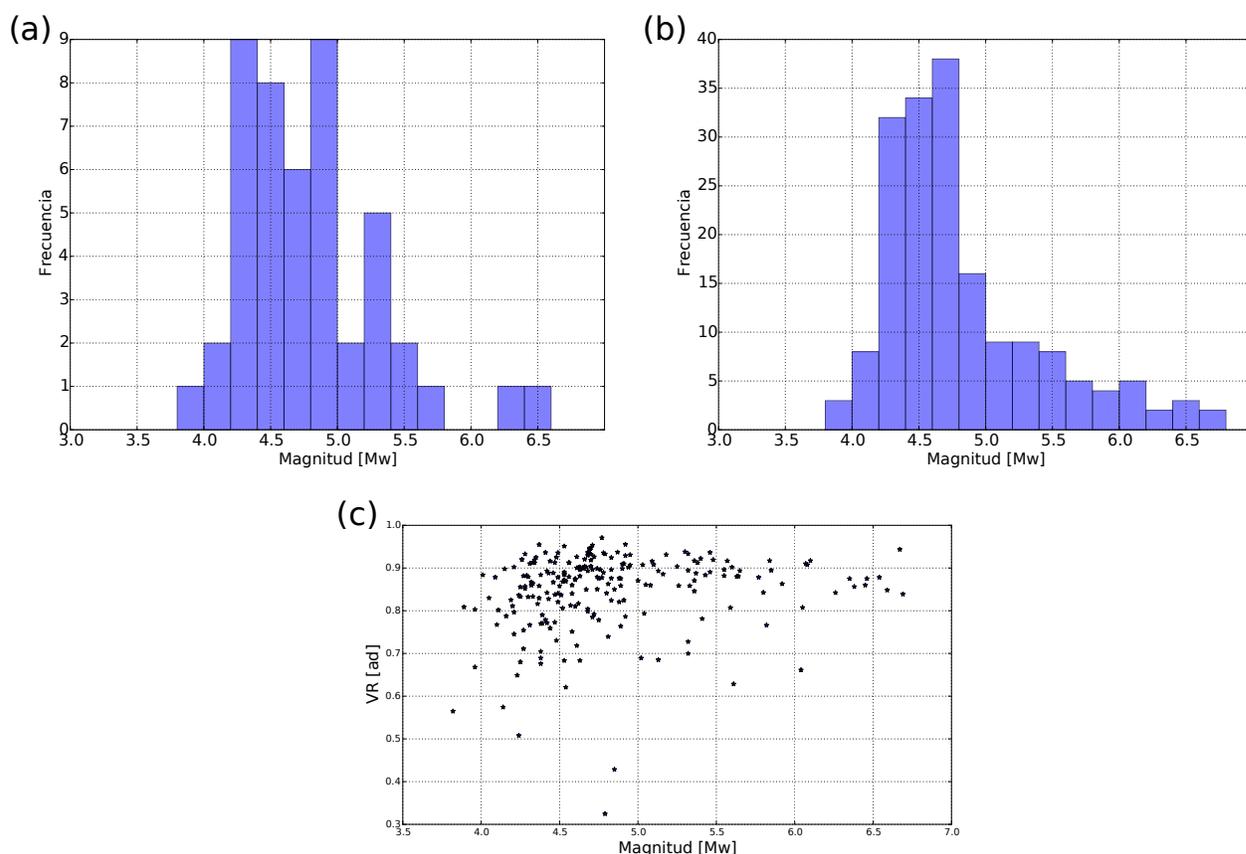


Figura 6.10: **(a)**: histograma de magnitud para secuencia de precursores. **(b)**: histograma de magnitud para secuencia de réplicas. **(c)**: gráfico de dispersión que relaciona la magnitud Mw de todos los eventos con su respectivo indicador de ajuste (VR).

Profundidad

La profundidad del centroide de cada sismo es considerada como una aproximación más confiable que la profundidad obtenida mediante la localización hipocentral. En esta línea, la figura 6.11 muestra la distribución espacial de los TMS de la secuencia precursora, donde se observa sismicidad desde los 5 km hasta los 100 km de profundidad (límite de zona de estudio), más precisamente, la sismicidad previa al terremoto principal se concentra entre 20 y 30 kms de profundidad, pero además, existe sismicidad alrededor de los 50 km. Junto a lo anterior, también destaca la presencia de sismicidad aparentemente intraplaca, tanto en el *outer-rise* como en la corteza continental y en la placa oceánica subductante, la cual será analizada más en detalle en el siguiente capítulo.

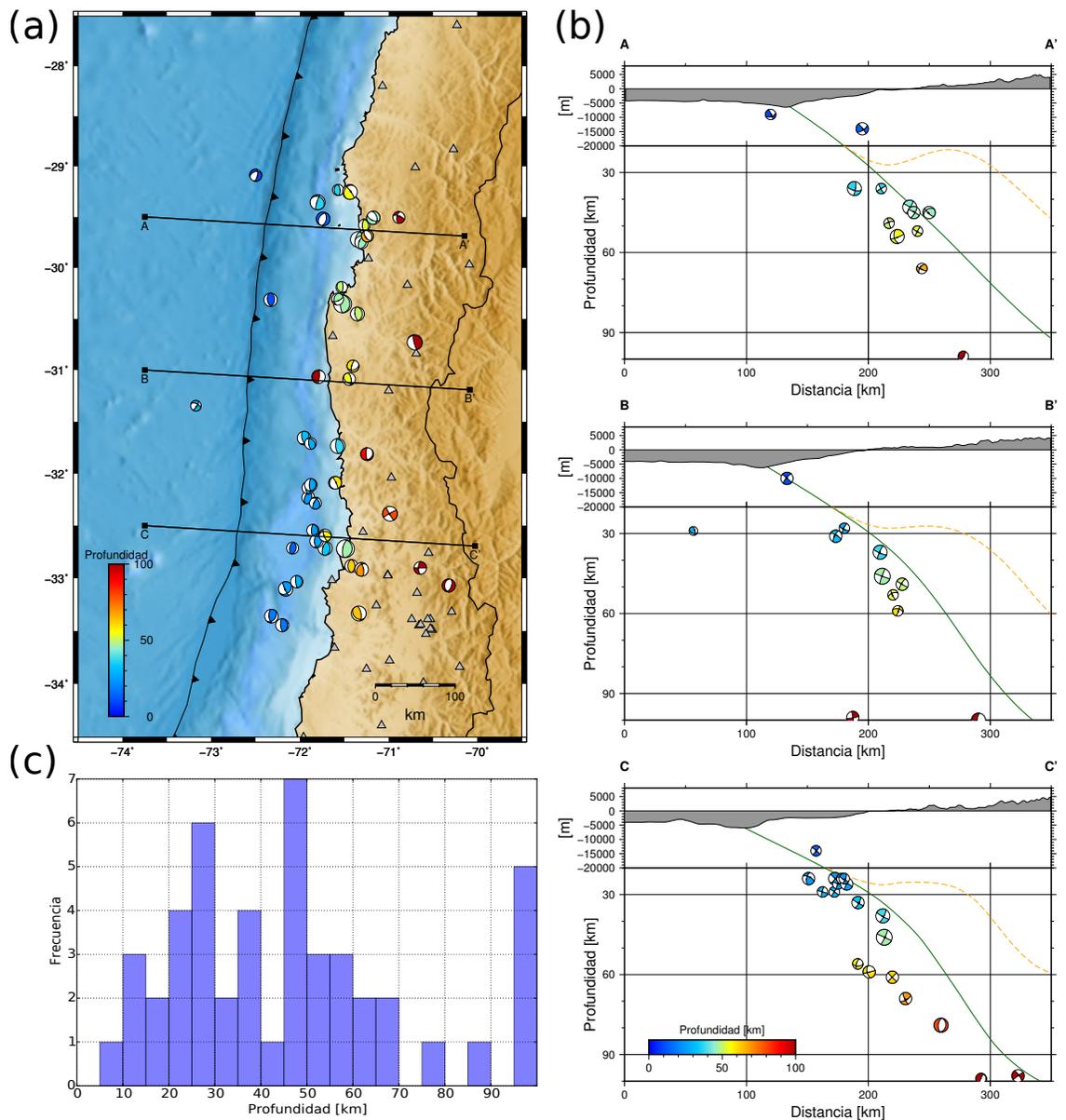


Figura 6.11: Distribución espacial de TMS para secuencia de precursores. **(a)**: distribución epicentral de sismicidad. **(b)**: proyección del centroide espacial a lo largo de los perfiles indicados en la imagen (a). **(c)**: histograma de profundidades del centroide. En las figuras (a) y (b), el color del cuadrante de compresión depende de la profundidad en la que se ubica el centroide.

Respecto a la profundidad de los tensores de momento sísmico de las réplicas, los perfiles de la figura 6.12 muestran que la sismicidad se distribuye desde los ~ 5 km hasta los ~ 60 km de profundidad, preferentemente entorno a la interfaz del modelo de slab propuesto por Hayes et al. (2012), concéntrándose principalmente entre los 5 y 20 km de profundidad, y asociada en su mayoría a la sismicidad en los primeros kilómetros medidos desde la fosa hacia el este, de los perfiles A-A' y C-C', junto con aquella que ocurre tras la fosa entorno al perfil B-B'. Adicionalmente, se observa una cantidad notable de eventos que ocurren entorno a los 30 km de profundidad, los cuales se asocian en gran medida al perfil B-B'.

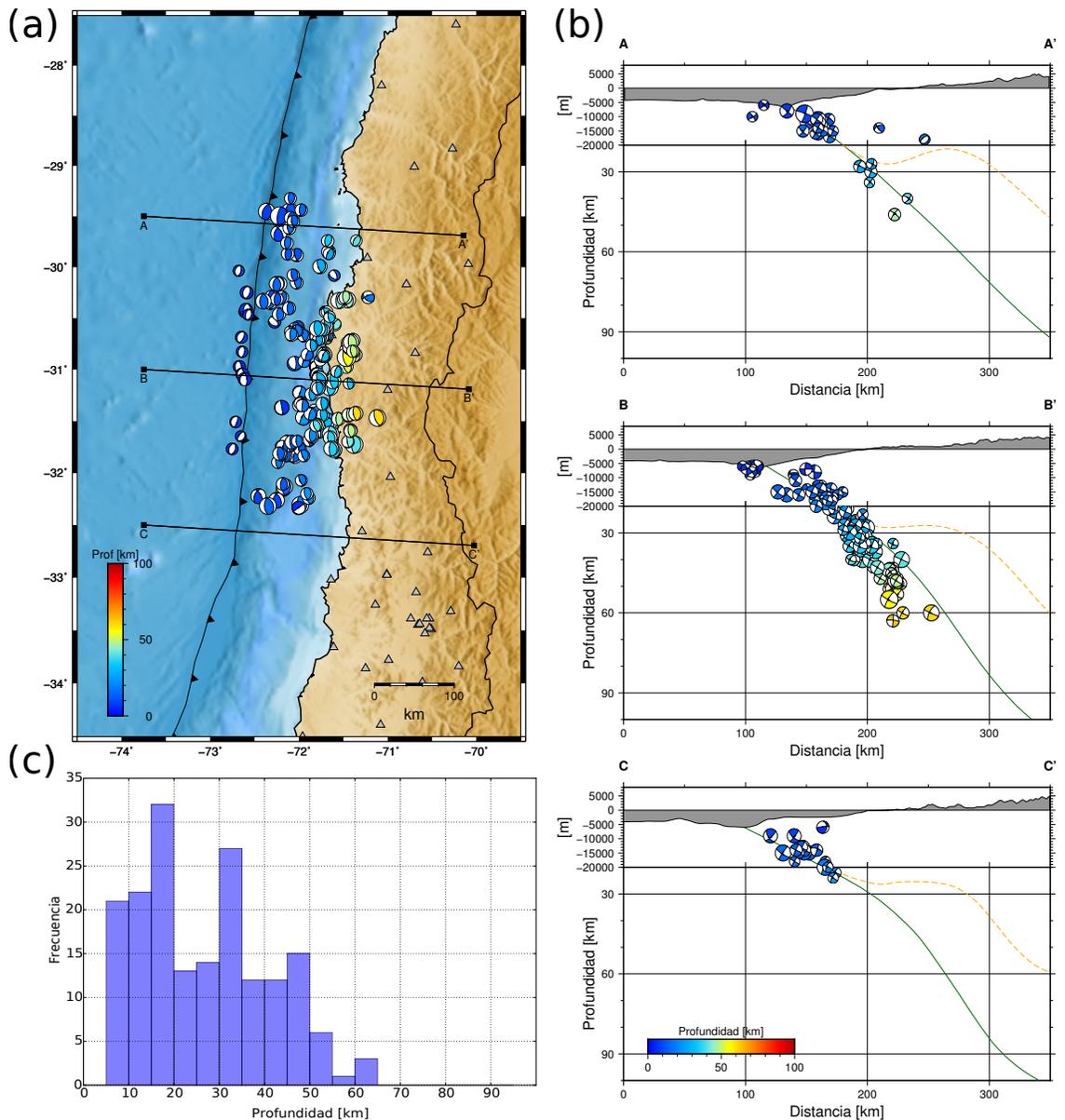


Figura 6.12: Distribución espacial de TMS para secuencia de réplicas. **(a)**: distribución epicentral de sismicidad, donde el color del cuadrante de compresión depende de la profundidad en la que se ubica el centroide. **(b)**: proyección del centroide espacial a lo largo de los perfiles A-A', B-B' y C-C' indicados en la imagen (a). La escala de colores depende de la profundidad y se encuentra señalada en la sección C-C'. **(c)**: histograma de profundidades del centroide de sismicidad de réplicas.

Rumbo

En cuanto al rumbo de la sismicidad en cuestión, la figura 6.13, asociada a la secuencia precursora, muestra una predominancia de valores entorno a los 0° , 180° y 360° respecto al norte, lo cual representa un rumbo con dirección preferentemente norte-sur, vale decir, perpendicular a la dirección de convergencia.

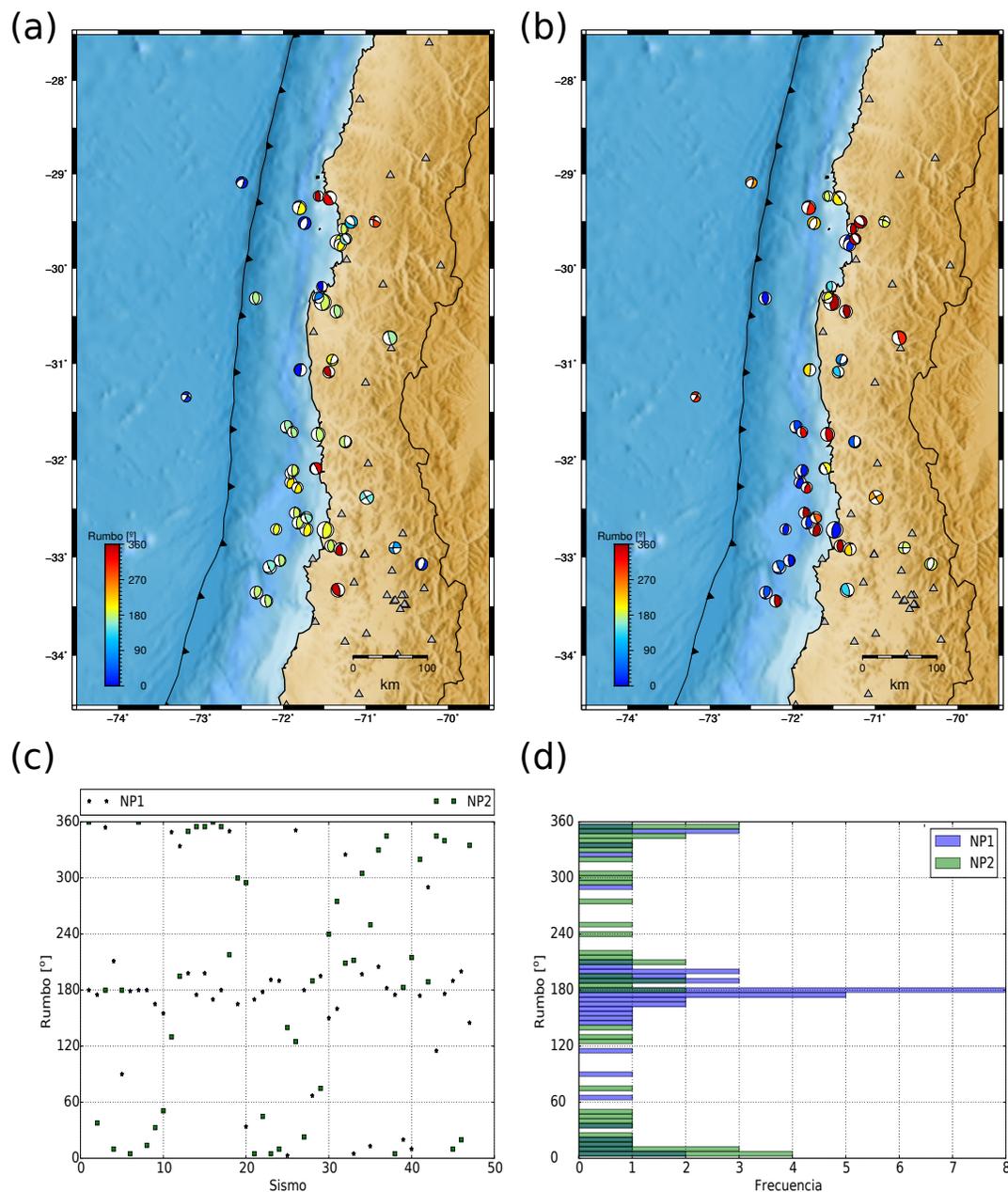


Figura 6.13: Distribución de TMS para secuencia de precusores de acuerdo al rumbo del mecanismo focal. **(a)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende del rumbo del primer plano de falla (NP1). **(b)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende del rumbo del segundo plano de falla (NP2, plano auxiliar). **(c)**: gráfico de dispersión del rumbo asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2). **(d)**: histograma lateral del rumbo asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2), la escala vertical coincide con la escala vertical del gráfico (c). Los triángulos grises representan la red de observación.

Por su parte, la figura 6.14, asociada a las réplicas, permite inferir que los planos de falla de los mecanismos focales de esta sismicidad también se encuentran orientados preferentemente en dirección norte-sur. Más en detalle, esta orientación preferencial del plano de falla no depende directamente de la profundidad del centroide, confirmando así que esta característica depende más de una condición regional que local. Sin perjuicio de lo anterior, también existe sismicidad con rumbo muy distinto a este, y la cual será analizada en detalle en el siguiente capítulo.

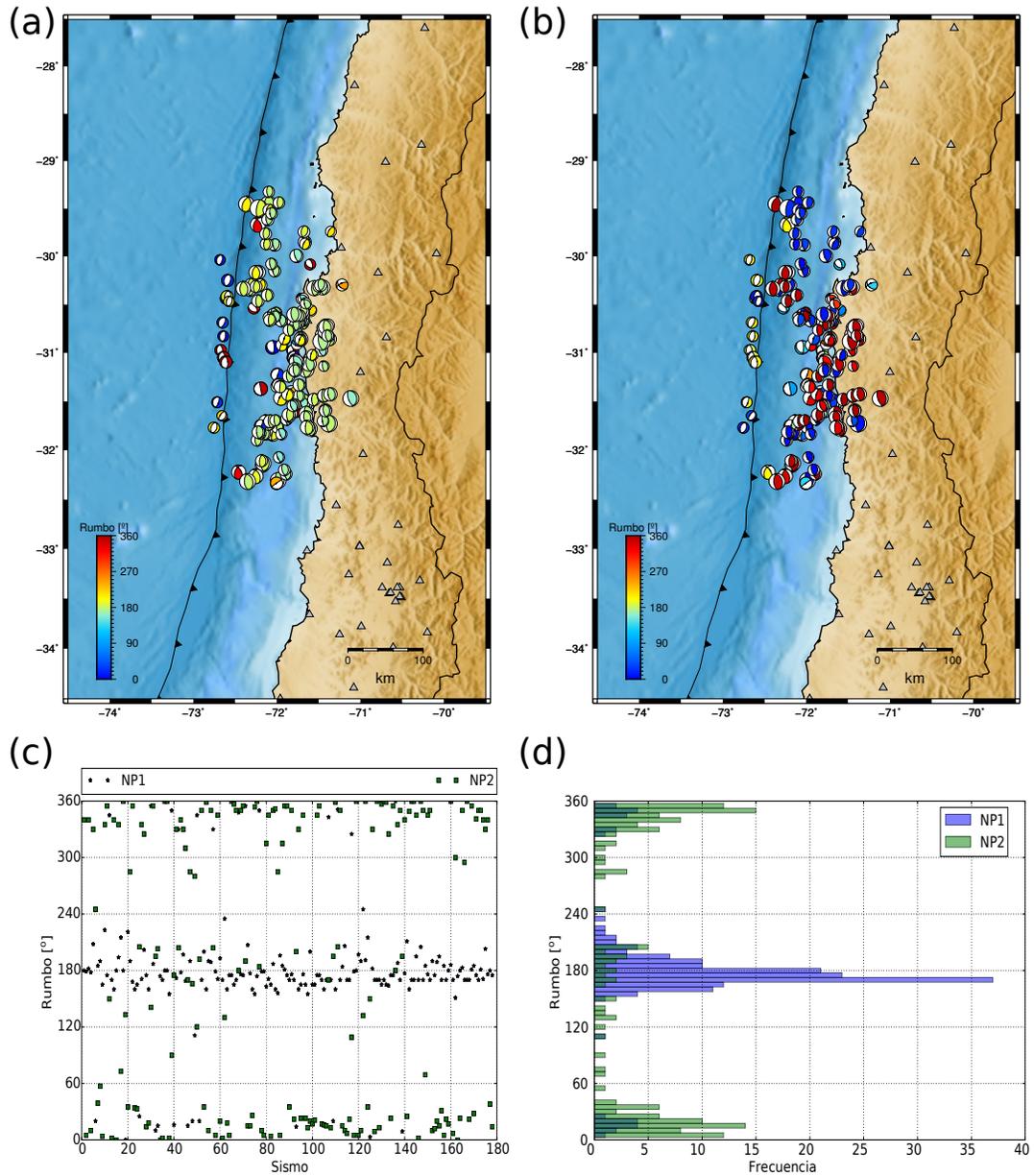


Figura 6.14: Distribución de TMS para secuencia de réplicas de acuerdo al rumbo del mecanismo focal. **(a)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende del rumbo del primer plano de falla (NP1). **(b)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende del rumbo del segundo plano de falla (NP2, plano auxiliar). **(c)**: gráfico de dispersión del rumbo asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2). **(d)**: histograma lateral del rumbo asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2), la escala vertical coincide con la escala vertical del gráfico (c). Los triángulos grises representan la red de observación.

Manteo

Por otro lado, si bien no es posible realizar una generalización del manteo asociado a los mecanismos focales en esta zona, ya que existe una diversidad de ellos y la cantidad de datos no es suficiente para concluir correctamente una tendencia, la figura 6.15 muestra una predominancia de eventos con manteo entre 25° y 35° (o bien, su plano auxiliar).

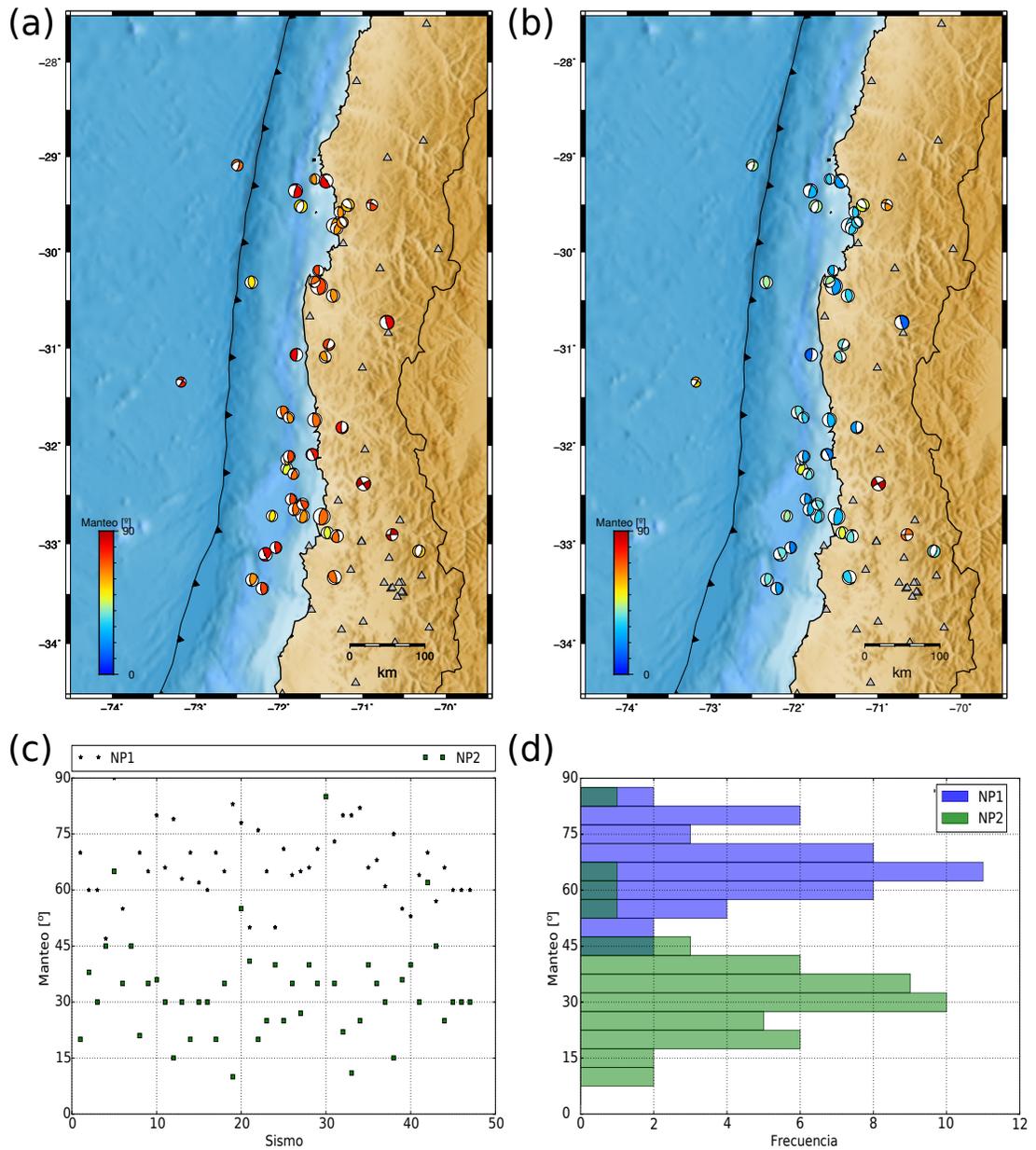


Figura 6.15: Distribución de TMS para secuencia de precursos de acuerdo al manteo del mecanismo focal. **(a)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende del manteo del primer plano de falla (NP1). **(b)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende del manteo del segundo plano de falla (NP2, plano auxiliar). **(c)**: gráfico de dispersión del manteo asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2). **(d)**: histograma lateral del manteo asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2), la escala vertical coincide con la escala vertical del gráfico (c).

A su vez, los ángulos de manto presentados en la figura 6.16 evidencian que el fallamiento de las réplicas ocurre en planos que se inclinan, preferentemente, en $20^\circ - 30^\circ$ (o bien, su plano auxiliar: $60^\circ - 70^\circ$).

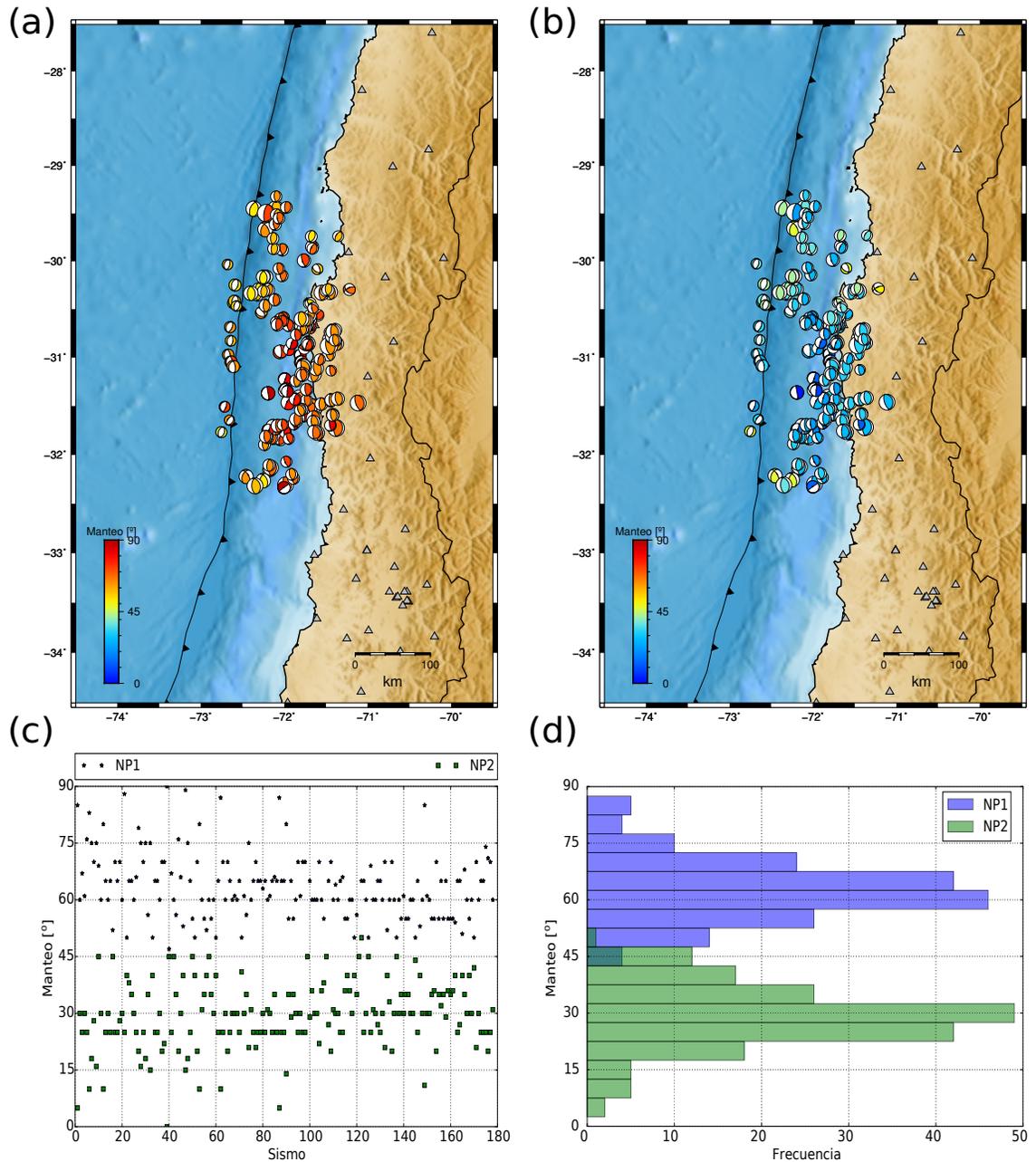


Figura 6.16: Distribución de TMS para secuencia de réplicas de acuerdo al manto del mecanismo focal. **(a)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende de el manto de el primer plano de falla (NP1). **(b)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende de el manto de el segundo plano de falla (NP2, plano auxiliar). **(c)**: gráfico de dispersión del manto asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2). **(d)**: histograma lateral del manto asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2), la escala vertical coincide con la escala vertical del gráfico (c).

Ángulo de deslizamiento

Finalmente, tal como se observa en la figura 6.17, y siguiendo lo expuesto en la figura 6.6, gran parte de los precursores presenta fallamiento compresional, no obstante, también destaca la presencia de fallamiento extensional, el cual ocurre tanto detrás de la fosa como a profundidades muy someras y muy profundas en el área continental.

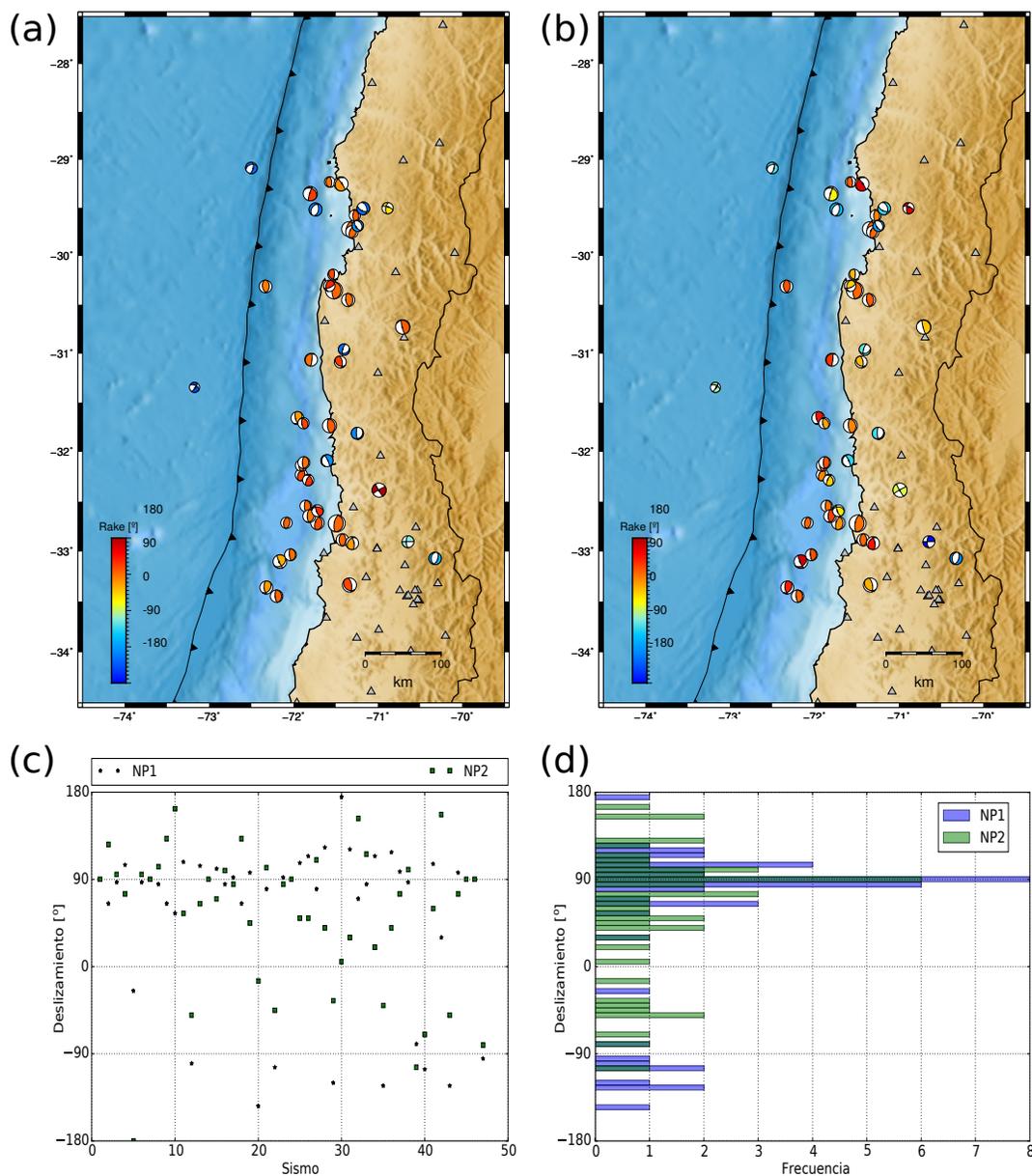


Figura 6.17: Distribución de TMS para secuencia de precursores de acuerdo al ángulo de deslizamiento (*rake*) del mecanismo focal. **(a)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende de el *rake* de el primer plano de falla (NP1). **(b)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende de el *rake* de el segundo plano de falla (NP2, plano auxiliar). **(c)**: gráfico de dispersión del *rake* asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2). **(d)**: histograma lateral del *rake* asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2), la escala vertical coincide con la escala vertical del gráfico (c).

Paralelamente, la figura 6.18 deja en evidencia que la sismicidad de réplicas también es principalmente de carácter compresional (ángulo de deslizamiento cercano a 90°), la cual, a su vez, se distribuye preferentemente hacia el este de la fosa. Por otra parte, se destaca la sismicidad que ocurre tras la fosa oceánica, la cual presenta un fallamiento con una importante componente extensional (ángulo de deslizamiento cercano a -90°). Junto a lo anterior, y hacia el oeste de la fosa, se observan también eventos con una gran componente extensional, los que, de acuerdo a la figura 6.12, se encuentran ubicados dentro de los primeros 20 km de profundidad desde la superficie.

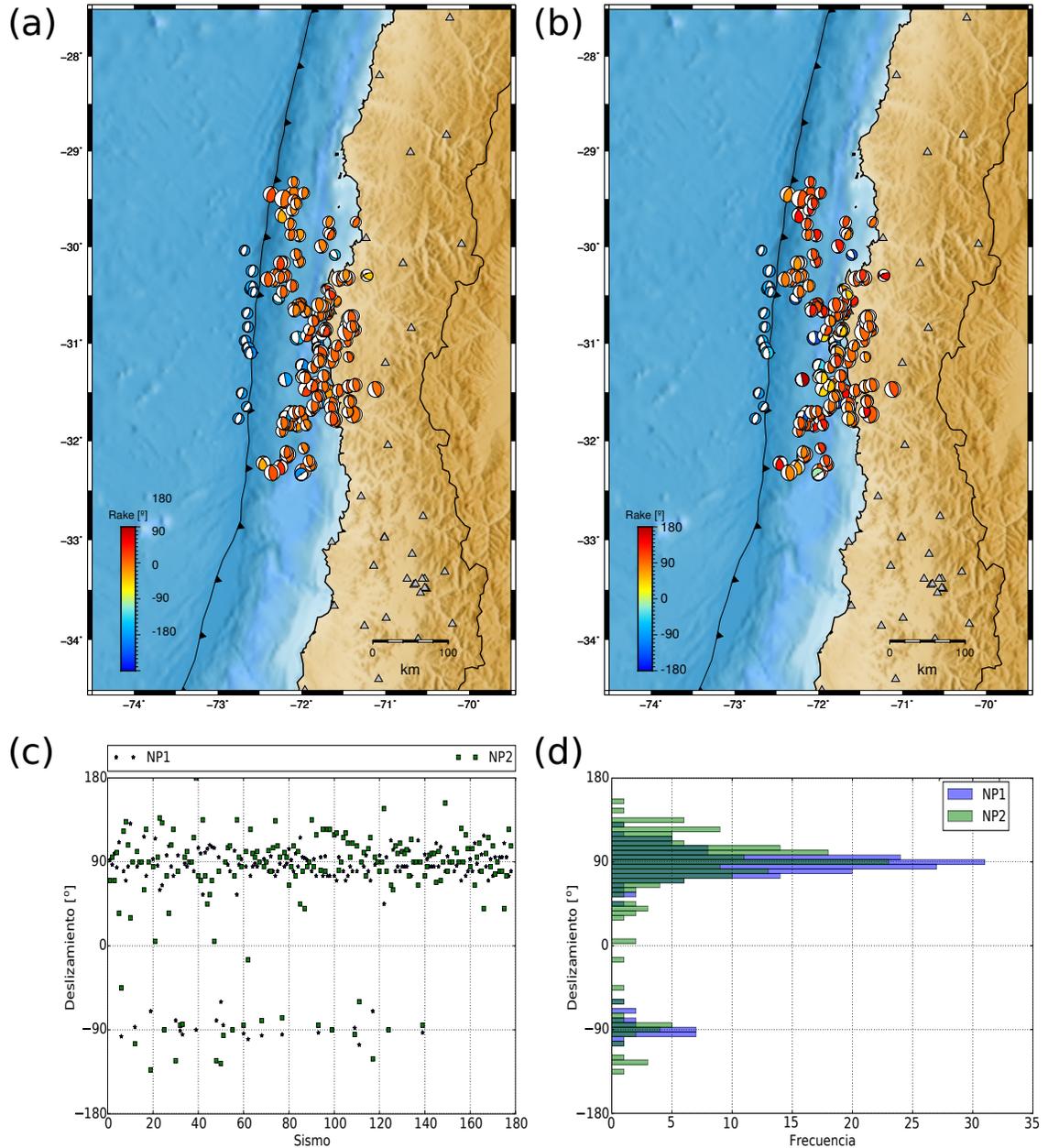


Figura 6.18: Distribución de TMS para secuencia de réplicas de acuerdo al ángulo de deslizamiento (*rake*) del mecanismo focal. **(a)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende de el *rake* del primer plano de falla (NP1). **(b)**: distribución epicentral de TMS, donde el color del cuadrante de compresión depende de el *rake* de el segundo plano de falla (NP2, plano auxiliar). **(c)**: gráfico de dispersión del *rake* asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2). **(d)**: histograma lateral del *rake* asociado a los planos de falla principal (NP1) y auxiliar (NP2), la escala vertical coincide con la escala vertical del gráfico (c).

Capítulo 7

Análisis y discusión de resultados

A partir del total de 220 soluciones para el tensor de momento sísmico de la sismicidad del área de estudio, es posible realizar un análisis detallado de estos resultados mediante el estudio de su relación con la ocurrencia del terremoto de Illapel de 2015 y, por supuesto, con la sismotectónica regional.

7.1. Caracterización de la sismicidad

A partir de los resultados anteriores, y de acuerdo a lo indicado en el capítulo 2, en el área de estudio es posible identificar sismicidad asociada a cuatro tipos principales de mecanismos de fallaamiento: interplaca tipo *thrust*, *outer-rise*, intraplaca cortical e intraplaca de profundidad intermedia. Luego, a partir del catálogo estudiado en este trabajo, es posible construir mapas de distribución de la sismicidad de acuerdo a su taxonomía.

Esta clasificación fue realizada tanto mediante inspección visual como según algunos patrones típicos de la sismicidad de interés, más específicamente, los siguientes criterios fueron utilizados:

- Sismicidad interplaca: sismos asociados al contacto sismogénico, localizados hasta los 55 km de profundidad, con un ángulo de deslizamiento entre 60° y 120° , rumbo entre 340° y 20° , y un bajo ángulo de manto ($\delta \leq 30^\circ$)
- *Sismicidad outer-rise* : todos los eventos localizados desde la línea de fosa hacia el Oeste, independiente de sus parámetros focales.
- Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia: eventos que ocurren al interior de la placa subductante, localizados a partir de los 55 km de profundidad, desde la fosa hacia el Este, independiente de sus parámetros focales.
- Intraplaca cortical: toda la sismicidad que se ubica por sobre el modelo de geometría de slab y hacia el continente, y cuyo mecanismo focal difiera fuertemente de las características de un sismo interplaca.

- Otros: todos los sismos que no tengan cabida en las clasificaciones anteriores, y cuya sismo-génesis será propuesta tras el respectivo análisis.

Dicho esto, la tabla 7.1 muestra un resumen de toda la sismicidad ocurrida en ambos períodos, y caracterizada según lo anteriormente expuesto. En este caso, se presentan los sismos aceptados según el criterio de reducción de la varianza ($VR \geq 0.6$) del cálculo de los tensor de momento.

| | Previa | Réplicas | Total |
|-----------------------------|--------|----------|-------|
| Interplaca | 26 | 150 | 176 |
| <i>Outer-rise</i> | 1 | 12 | 13 |
| Intraplaca prof. intermedia | 13 | 3 | 16 |
| Intraplaca cortical | 1 | 2 | 3 |
| Otros | 4 | 8 | 16 |
| Total | 45 | 175 | 220 |

Tabla 7.1: Caracterización de sismicidad para etapa previa y postsísmica. La tabla presenta la cantidad de sismos aceptados ($VR > 0.6$) que corresponden a cada clasificación de la sismicidad.

De esta tabla, es explícito que la sismicidad interplaca es la de mayor frecuencia tanto en la etapa previa como posterior al terremoto principal. Esta gran cantidad de sismos interplaca se debe principalmente a que la zona de estudio corresponde a una zona de subducción, vale decir, un ambiente altamente compresivo donde la generación de fallamiento inverso es muy recurrente y característico. Además, dado que el terremoto de Illapel de 2015 fue un sismo interplaca, entonces es esperable una gran cantidad de réplicas con fallamiento tipo *thrust* asociado al contacto interplaca.

Esta clasificación es ilustrada en la figura 7.1, donde se presentan ambas secuencias sísmicas, mediante su proyección en los perfiles A-A', B-B' y C-C' ya utilizados a lo largo de esta investigación (e.g. figura 6.7), junto a las geometrías propuestas para la superficie superior de la placa subductante (Hayes et al., 2012) y el moho continental (Tassara and Echaurren, 2012). En este caso cabe destacar que, desde una perspectiva general, la distribución de la sismicidad interplaca coincide de buena manera con el modelo de geometría del *slab* propuesto por Hayes et al. (2012). Adicionalmente, en la figura 7.1, y dado los objetivos de este trabajo de tesis, resulta muy interesante la presencia de sismicidad *outer-rise* e intraplaca cortical. Por último, existe una cantidad no menor de sismicidad de origen poco claro, la cual será analizada, junto a otros aspectos de esta sismicidad, a lo largo de este capítulo.

Ahora bien, dada la clasificación de sismicidad en cinco grandes grupos, las siguientes secciones presentan un análisis de esta respecto al acoplamiento intersísmico estimado y publicados para esta zona y, además, respecto al deslizamiento cosísmico ocurrido durante el terremoto principal.

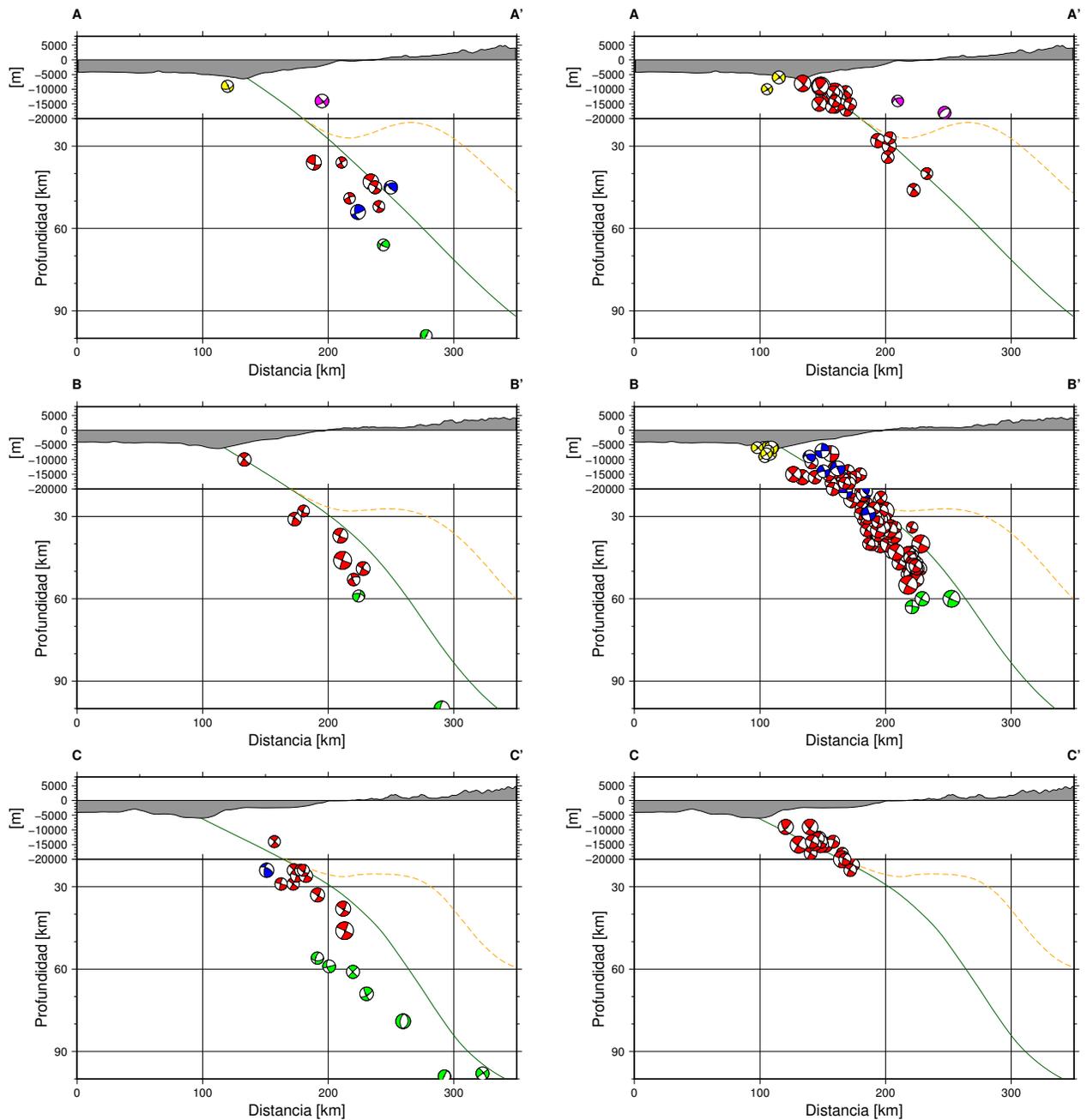


Figura 7.1: Vista en perfil de la clasificación de sismicidad en cinco grandes grupos, a lo largo de los tres perfiles (A-A', B-B', C-C'). El panel **izquierdo** corresponde a la proyección en perfil de los mecanismos focales obtenidos para la secuencia de eventos previos, mientras que el de la **derecha** es análogo para las réplicas. Para ambos casos, se presentan mecanismos focales de sismos *outer-rise*, de contacto interplaca, intraplaca profundidad intermedia, corticales y otros, donde el cuadrante de compresión es indicado de color amarillo, rojo, verde, magenta y azul, respectivamente. Por lo demás, la curva verde sólida representa el modelo de geometría de zona de subducción Slab1.0 (Hayes et al. (2012)) y la curva segmentada naranja corresponde al modelo de geometría del Moho continental (Tassara and Echaurren (2012)).

7.2. Distribución de sismicidad y acoplamiento sísmico

El acoplamiento intersísmico es un indicador que permite estimar el grado de bloqueo que existe entre las placas en la interfaz que las separa, durante cierto período de tiempo. Más precisamente, durante la etapa intersísmica, ambas placas se encuentran constantemente convergiendo en sentidos opuestos, sin embargo, debido al roce existente en la interfaz, este movimiento no es completo sino que existe un déficit de deslizamiento. Este déficit tiene consecuencias en la reología del entorno, ya que genera deformación elástica en la placa cabalgante, la cual ha sido exitosamente modelada (Okada, 1985; Savage, 1983) y, más aún, puede ser medida mediante instrumentación de posicionamiento global (GNSS). Con esto, es posible realizar una inversión de estos datos de posicionamiento (obtenidos durante cierto período), y conseguir un modelo de distribución de acoplamiento sísmico para una región de interés. En este sentido, cabe destacar que este indicador no es uniforme, sino que varía tanto en profundidad como en el rumbo y, de cierto modo, estimar el grado de acoplamiento permite tener un mejor entendimiento de la deformación pre-existente y el estado de esfuerzos previo a un gran terremoto.

Bajo este contexto, diversos modelos de acoplamiento intersísmico han sido propuestos para las distintas zonas de Chile (e.g. sur de Chile, Ruegg et al. (2009); norte de Chile, Chlieh et al. (2011) y Métois et al. (2013)). En particular, Métois et al. (2016) propone un modelo de acoplamiento sísmico para la zona de estudio a partir de la compilación de los datos GPS utilizados en Métois et al. (2014) y otros trabajos a lo largo de Chile. En este caso, el modelo de acoplamiento consiste de una formulación elástica simple que reproduce de buena manera los patrones de primer orden de la deformación observada en superficie, donde se asume que el contacto interplaca ocurre hasta 60 km de profundidad.

Bajo este contexto, la figura 7.2 muestra una comparación de la distribución epicentral de la sismicidad clasificada anteriormente con el modelo de acoplamiento intersísmico propuesto por Métois et al. (2016). En ella, una de las zonas de mayor índice de acoplamiento intersísmico (curva segmentada blanca), ubicada aproximadamente entre los 31°S y 32°S, coincide con el área de mayor deslizamiento cosísmico durante el terremoto principal

Durante la secuencia previa (Figura 7.2, derecha) prácticamente no se observa sismicidad ni en las cercanías ni dentro de esta zona de alto acoplamiento, salvo hacia el sur de esta, entorno a la zona epicentral, donde se registraron eventos interplaca típicos. En cuanto al extremo norte (~30°S), no se observa sismicidad relevante hasta unos 50 km hacia el norte del área demarcada, donde destaca sismicidad interplaca en los bordes de una zona de alto acoplamiento, en torno a 30.3°S. Aún más hacia el norte, alrededor de 29.5°S, se observa sismicidad de origen diverso en zonas de acoplamiento heterogéneo, donde es posible destacar la presencia de sismicidad cortical a nivel superficial junto a eventos asociados a la parte inferior del contacto interplaca. Por otro lado, hacia el Este de esta zona de alto acoplamiento, y en profundidad, se registran eventos de profundidad intermedia y de carácter tensional, los cuales ocurren al interior de la placa oceánica ya subductada.

En la secuencia de réplicas, la mayoría de los sismos interplaca tienden a rodear el área señalada de alto acoplamiento sísmico tanto por el este, el norte y el sur, evidenciando que gran parte de la deformación acumulada en dicha zona fue liberada durante el terremoto principal.

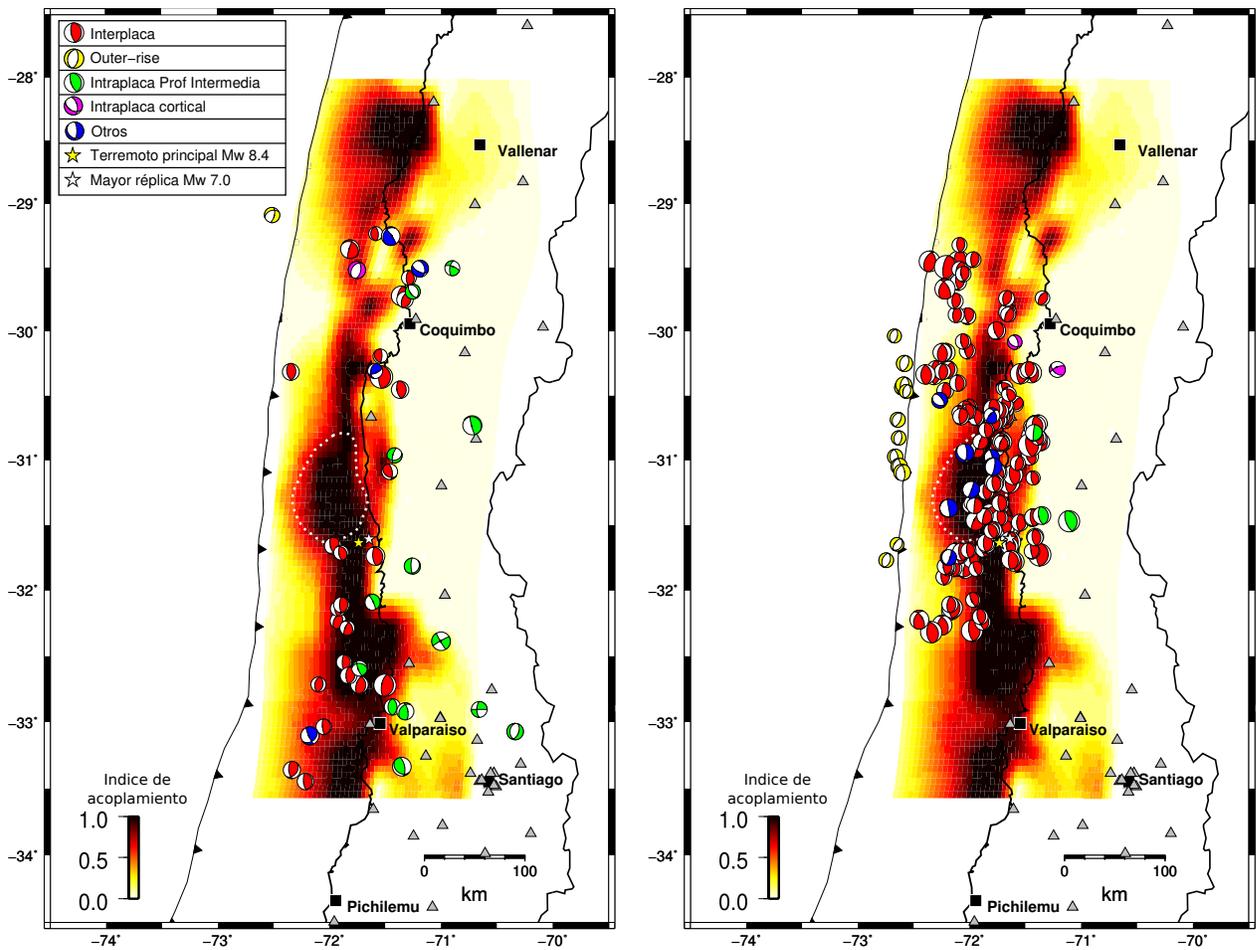


Figura 7.2: Comparación de la secuencia antes del terremoto (**izquierda**) y réplicas (**derecha**) con el modelo de acoplamiento intersísmico propuesto por Métois et al. (2016). Junto al modelo de acoplamiento se presentan la distribución en planta los mecanismos focales de los distintos tipos de sismicidad en la zona, además de la localización epicentral del terremoto principal Mw 8.4 y su réplica más grande de magnitud Mw 7.0. La curva blanca segmentada muestra una de las zonas de alto acoplamiento intersísmico.

Resulta interesante mencionar que la sismicidad de profundidad intermedia de la secuencia de réplicas, a diferencia de eventos previos, es de carácter compresional, por lo que, al analizar ambas secuencias en conjunto, y considerando la ocurrencia de sismos extensionales de gran magnitud durante el período intersísmico (e.g. terremoto de Punitaqui de 1997 Mw 7.1, Pardo et al. (2002b)), se refuerza la idea de una posible relación cruzada entre la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia y los terremotos del contacto interplaca (Lay et al., 1989; Bie and Ryder, 2015).

7.3. Distribución de sismicidad y etapa cosísmica

De manera similar a lo expuesto anteriormente, también es posible estudiar la distribución espacial de la sismicidad en relación con el deslizamiento cosísmico asociado al terremoto principal Mw 8.4. Ahora bien, a pesar de que existen diversos modelos de deslizamiento cosísmico asociados al evento principal, gran parte de ellos muestran características comunes tales como valores máximos de deslizamiento cosísmico entorno a $72^{\circ}\text{W}/31^{\circ}\text{S}$ que se extiende hasta muy cerca de la fosa y deslizamiento importante hacia el Este en profundidad, un poco más al norte del epicentro del terremoto principal.

En este caso, y con fines comparativos, se utiliza el modelo propuesto por Ruiz et al. (2016), el cual es obtenido tras la inversión de los desplazamientos estáticos generados por el sismo principal, utilizando la misma formulación de Okada (1985), y la cual tiene buena resolución cerca de la costa, pero baja resolución tanto cerca de la fosa como bajo los 60 km de profundidad y hacia el sur de 32.5°S .

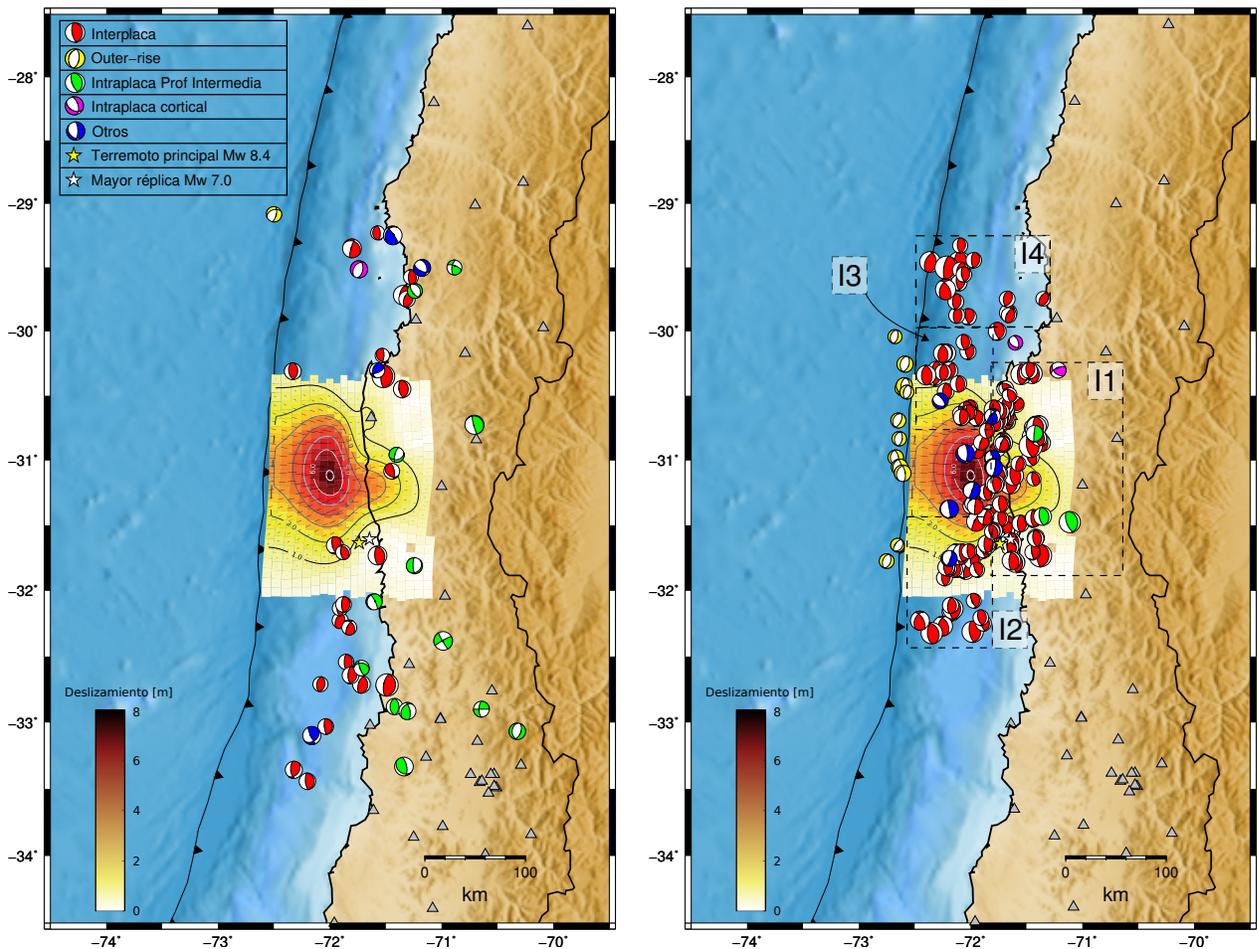


Figura 7.3: Comparación de secuencia de sismicidad previa (**izquierda**) y réplicas (**derecha**) con el modelo de deslizamiento cosísmico propuesto por Ruiz et al. (2016). Junto a este modelo, se presentan la distribución en planta de los mecanismos focales de los distintos tipos de sismicidad en la zona, además de la localización epicentral del terremoto principal Mw 8.4 y su réplica más grande de magnitud Mw 7.0.

Más que la secuencia previa, es en la sismicidad de réplicas donde el deslizamiento cosísmico tiene mayor injerencia, ya que la ocurrencia de un sismo de esta magnitud genera un cambio importante en el estado de esfuerzos de su entorno. En este sentido, los sismos interplaca se distribuyen, preferentemente, no dentro sino que alrededor de la zona de mayor deslizamiento cosísmico (en torno a $31^{\circ}\text{S}/72^{\circ}\text{W}$), donde precisamente la densidad de réplicas es baja respecto a las otras áreas involucradas. Más en detalle, un gran número de estos sismos se concentra hacia el Este y en profundidad (*downdip*) de esta zona, e incluso cerca del hipocentro (**I1** en figura 7.3). Por otro lado, esta sismicidad interplaca se distribuye también inmediatamente hacia el Sur hasta $\sim 32.5^{\circ}\text{S}$ (**I2**) y hacia el Norte hasta $\sim 30^{\circ}\text{S}$ (**I3**), en ambos casos, los eventos se distribuyen más bien en la parte más somera del contacto, a menos de 20 km de profundidad (Fig. 7.4, derecha), lo que sugiere la idea de que existió deslizamiento cosísmico importante en la parte más superficial (Fig. 7.4, izquierda). Junto a esto, y aún más hacia el norte de la zona de ruptura, prácticamente fuera de la zona de afectación directa del terremoto (**I4**, fig. 7.3), se observa sismicidad interplaca muy cercana a la fosa oceánica, que ocurre aproximadamente dos meses después del sismo principal, y en donde destacan dos terremotos de magnitud Mw 6.7. Estos eventos ocurren en una zona de, aparentemente, bajo acoplamiento sísmico (Figura 7.2), es decir, donde la placa desliza con mayor facilidad, lo que, consecuentemente, favorece la generación de sismicidad en la zona. Ahora bien, esta hipótesis de bajo acoplamiento sísmico es «aparente», ya que se trata de una zona donde la resolución de este parámetro no es la mejor.

Paralelamente, un número importante de sismos con naturaleza de fallamiento diverso se ubican en la cercanía del área de máximo deslizamiento cosísmico (en azul, figura 7.3), con profundidades entre 5 y 20 km. Se trata de sismos con fallamiento extensional en secciones donde se espera fallamiento compresional de bajo ángulo, lo que permite suponer que estos eventos corresponden a una reactivación de fallas normales preexistentes, las cuales pueden ser asociadas a la flexión de la placa antes de la fosa, o bien, a fallas normales formadas en torno a los centros de expansión (Ranero et al., 2005). Adicionalmente, resulta importante destacar que hacia el Oeste de la aspereza principal, hasta antes de la fosa oceánica, hay una ausencia de sismicidad a lo largo del contacto interplaca, lo que permite suponer que hubo una cantidad importante de deslizamiento cosísmico en dicha área, condicente con los modelos presentados en la sección 2.2.3.

Por otra parte, es muy importante destacar las réplicas que ocurren al interior de la placa de Nazca, es decir, en el *outer-rise*. Esta sismicidad se caracteriza por presentar fallamiento extensional a profundidades muy someras, y es posible dividirla en tres grupos principales, tal como se ilustra en la Figura 7.4. Un primer grupo al noroeste de la aspereza principal, sobre los 30.5°S , con rumbo preferencial Norte-Sur, muy similar al rumbo del eje de la fosa (**G1** en fig. 7.4); un segundo grupo ubicado directamente al Oeste del área de máximo deslizamiento cosísmico (**G2** en fig. 7.4), también con rumbo preferencial N-S, y donde ocurre el evento *outer-rise* de mayor magnitud Mw 4.7; y por último, un tercer grupo, entre 31.5°S y 32°S (**G3** en fig. 7.4), cuyos eventos también presentan fallamiento normal, sin embargo, el rumbo de los planos involucrados es levemente diferente a los otros dos grupos, ya que su orientación es más bien Nornoreste, asemejándose más a la orientación de las fallas preexistentes en dicha área debido a la deformación producida por el Juan Fernández Ridge. De cualquier modo, los tres grupos presentan sismos que correlacionan de buena manera con las fallas preexistentes en sus respectivas áreas, lo que implica que estos eventos habrían sido gatillados producto de la transferencia de esfuerzo estático desde el contacto interplaca hacia el *outer-rise*, no obstante, en este caso, solo el grupo **G2** se vería afectado por el deslizamiento cosísmico del terremoto principal, imponiéndose la idea de otras posibles áreas de

alto deslizamiento cosísmico asociadas a los grupos **G1** y **G3**.

El comportamiento descrito en los párrafos anteriores no es atípico, sino que ha sido reportado en otras ocasiones para terremotos ocurridos en otras zonas sísmicas de subducción. A modo de ejemplo, la sismicidad de réplicas asociada al terremoto de Iquique 2014 Mw 8.2 presenta sismicidad interplaca en la parte superior del contacto (*updip*) (Cesca et al., 2016; León-Ríos et al., 2016), mientras que, para el terremoto de Tohoku 2011, la sismicidad interplaca se concentra en la parte inferior del contacto, a profundidades más grandes respecto al área de máximo deslizamiento cosísmico (Asano et al., 2011). En un análisis más general, a nivel global, Das and Henry (2003) analizaron grandes terremotos de los últimos años, donde se concluye que no existe una relación universal entre zonas de máximo *slip* cosísmico y distribución de réplicas, sin embargo, comúnmente esta sismicidad se localiza en áreas de bajo deslizamiento cosísmico y/o donde ocurre un cambio drástico de alto a bajo *slip*.

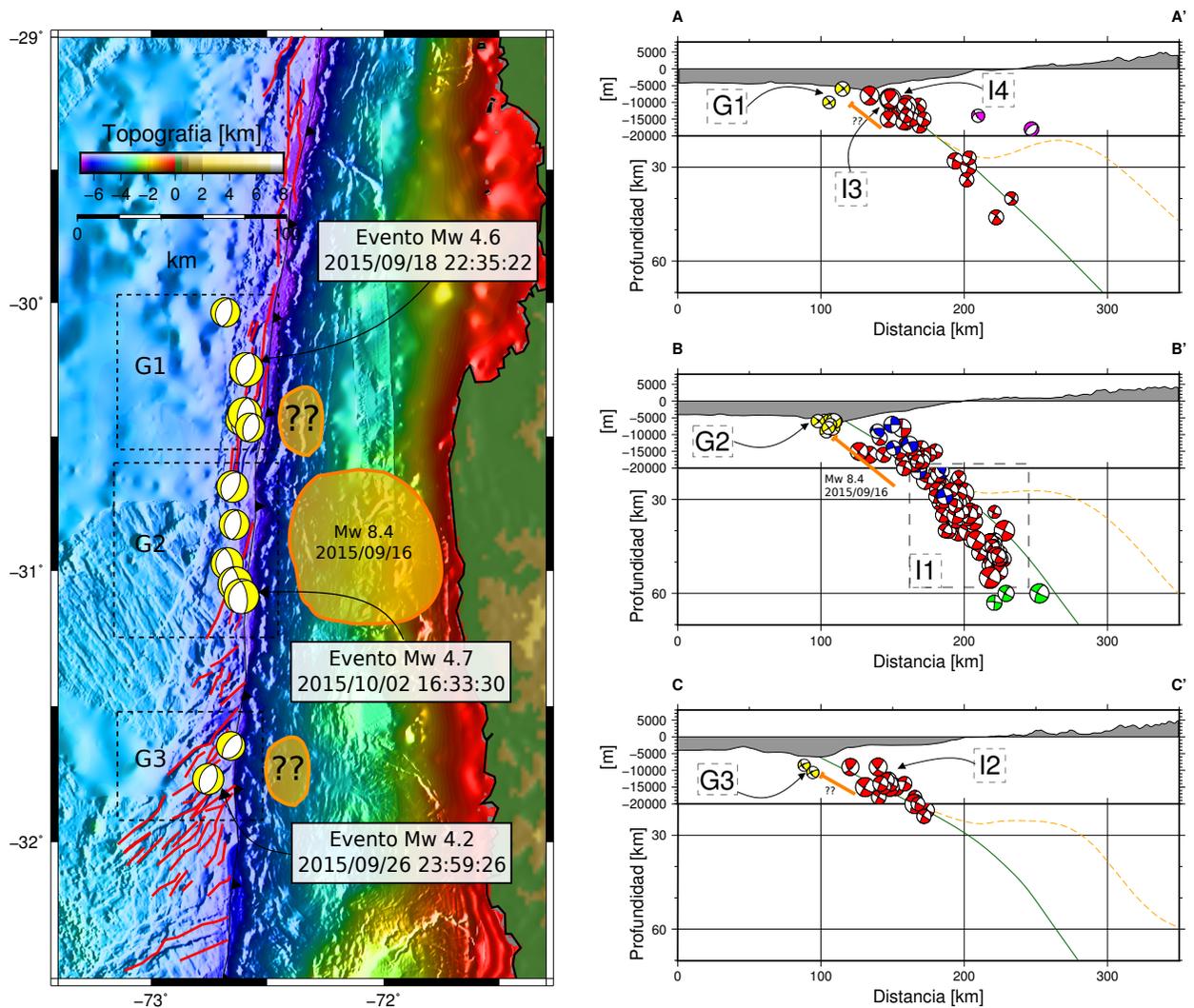


Figura 7.4: **Izq:** tensores de momento sísmico de réplicas en el *outer-rise*. El polígono naranja central corresponde a la aspereza principal del terremoto de Illapel de 2015 según diversos autores. Los polígonos anaranjados con ?? son otras posibles zonas de alto deslizamiento cosísmico. **Der:** vista en perfil de mecanismos focales de réplicas. La agrupación espacial es idéntica a lo mostrado en la figura 7.3 y en imagen izquierda. Los colores de los mecanismos focales siguen la simbología de la figura 7.2.

Análogamente, sismicidad *outer-rise*, como la observada y analizada en este trabajo, ha sido registrada durante otras secuencias de réplicas asociadas a terremotos de subducción, por ejemplo, [Ruiz and Contreras-Reyes \(2015\)](#) destacan sismicidad de este tipo tras la ocurrencia del terremoto del Maule de 2010 Mw 8.8, en dicho caso, este tipo de sismicidad se concentra frente a las dos zonas de máximo deslizamiento cosísmico. De manera similar, el terremoto de Tohoku-Oki de 2011 Mw 9.0 también presenta una secuencia de réplicas del tipo *outer-rise* frente a la zona de máximo deslizamiento cosísmico ([Lay et al. \(2011\)](#), [Asano et al. \(2011\)](#)). Para profundizar en este tópico, las siguientes secciones presentan un análisis más extenso y detallado de la sismicidad intraplaca asociada a estas secuencias.

7.4. Implicancias tectónicas de la sismicidad intraplaca

7.4.1. Sismicidad *outer-rise*

Tal como fue mencionado en la sección previa, la sismicidad *outer-rise* es una de las características más distinguibles de la secuencia sísmica asociada al terremoto de Illapel de 2015. Además de la ya indicada dirección preferencial norte-sur, el rango de profundidades del centroide del TMS en que ocurre esta sismicidad varía entre los 5 km y los 10 km de profundidad, mientras que el sismo ocurrido el 2 de octubre de 2015 a las 16:33:30 UTC de magnitud Mw 4.7, corresponde al sismo de mayor magnitud de este conjunto de eventos. Respecto a este último evento, la figura [7.5](#) muestra el resultado de la inversión del TMS para este sismo en particular, donde es posible rescatar algunas consideraciones metodológicas generales del proceso de inversión de este tipo de sismos que permiten definir mejor el centroide obtenido.

Por una parte, la componente transversal (T) presenta mejor ajuste que las otras dos componentes, las cuales se ven fuertemente afectadas por la propagación de ondas superficiales, toda vez que el modelo no puede reproducirlas correctamente. Debido a esto, la sismicidad *outer-rise* tiende a presentar menores valores de VR que el resto de la sismicidad, pero no necesariamente se trata de un mal modelamiento, por lo que es necesario revisar cuidadosamente cada etapa del proceso de inversión. Por otro lado, el proceso de inversión asume que ambos, receptor y fuente sísmica, se encuentran en el mismo medio homogéneo y elástico, y que ambas superficies de referencia en el observador y fuente se encuentran al mismo nivel, no obstante, esto no es así ya que, para la sismicidad *outer-rise*, la superficie del medio elástico corresponde al piso oceánico. Por esta razón, la solución final para la profundidad de un evento *outer-rise* equivale a la profundidad obtenida tras la inversión más la profundidad del piso oceánico, el que, para este caso, equivale aproximadamente a 4 km. De este modo, la profundidad final para el evento de la figura [7.5](#) corresponde a 10 km en lugar de 6 km.

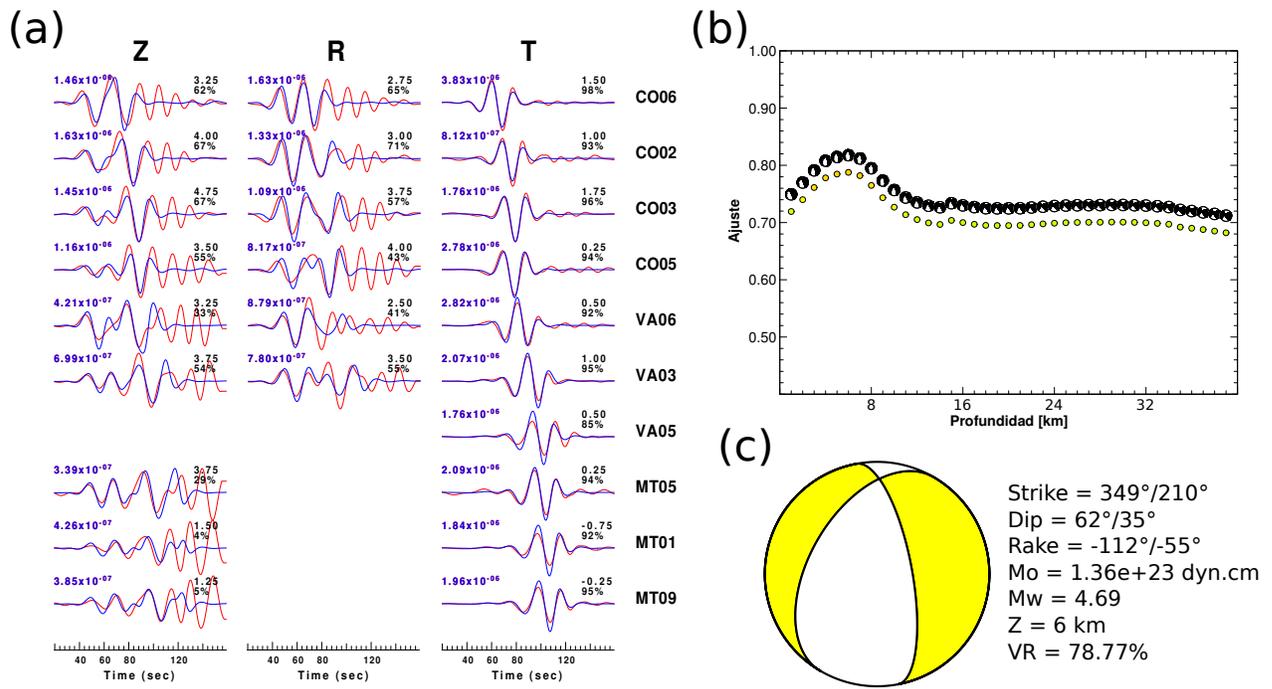


Figura 7.5: Inversión del sismo *outer-rise* del 2 de octubre de 2015 a las 16:33:30 UTC. (a) Ajuste de formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul) para la mejor profundidad del centroide. Cada traza presenta el porcentaje de ajuste individual (VR) y el tiempo de desfase que entrega la mejor correlación cruzada (derecha-arriba), además de la máxima amplitud observada (izquierda-arriba). (b) Gráfico de sensibilidad de la reducción de la varianza (VR) en función de la profundidad del centroide. (c) Mecanismo focal de este sismo junto a los parámetros focales de los mejores planos de falla (NP1/NP2), donde el cuadrante coloreado corresponde al cuadrante de compresión.

Para el conjunto de sismos *outer-rise*, la inversión permitió obtener 13 mecanismos focales que presentan fallamiento extensional, además de la profundidad en la que se localiza el centroide. Con esto, es posible construir un perfil ubicado en el área tras la fosa oceánica e incluir tanto la sismicidad previa como de réplicas para su respectivo análisis. En este sentido, la figura 6.11 da cuenta, durante la secuencia de sismicidad previa, de dos sismos también de carácter extensional, que ocurren a 8 y 26 km de profundidad. No obstante, de acuerdo al análisis de error de ajuste (figura 6.7), el evento más profundo tiene un indicador de ajuste más bajo de lo aceptado en este trabajo, por lo que su análisis e interpretación no es directo y debe realizarse cuidadosamente.

Con el fin de realizar un análisis detallado de esta sismicidad, la solución de la inversión del TMS del evento precursor, cuya profundidad es $z = 26$ km, es comparada con las polaridades de las primeras llegadas observadas en la componente vertical de diversas estaciones (figura 7.6). En la figura se observa que el modelamiento de formas de onda presenta un bajo ajuste con lo observado, pero, aún así, el mecanismo obtenido reproduce de buena manera la señal sísmica que está por sobre el nivel del ruido. Así, el bajo valor de ajuste se debe principalmente a la magnitud del evento (M_w 3.8) y a la distancia de la fuente a las estaciones, los cuales resultan en bajas amplitudes observadas y un mayor peso del ruido sísmico del entorno. Luego, al graficar las polaridades observadas en cada componente vertical sobre el hemisferio inferior de la esfera focal, se tiene que el mecanismo focal obtenido tras la inversión se correlaciona fuertemente con las polaridades registradas, salvo una de ellas, lo cual puede deberse al error de búsqueda asociado a cada parámetro focal ($\pm 5^\circ$), lo que no fue un paso suficientemente fino en la búsqueda de grilla. Se asume entonces que tanto la profundidad como el mecanismo focal obtenido son una buena solución para el evento en cuestión.

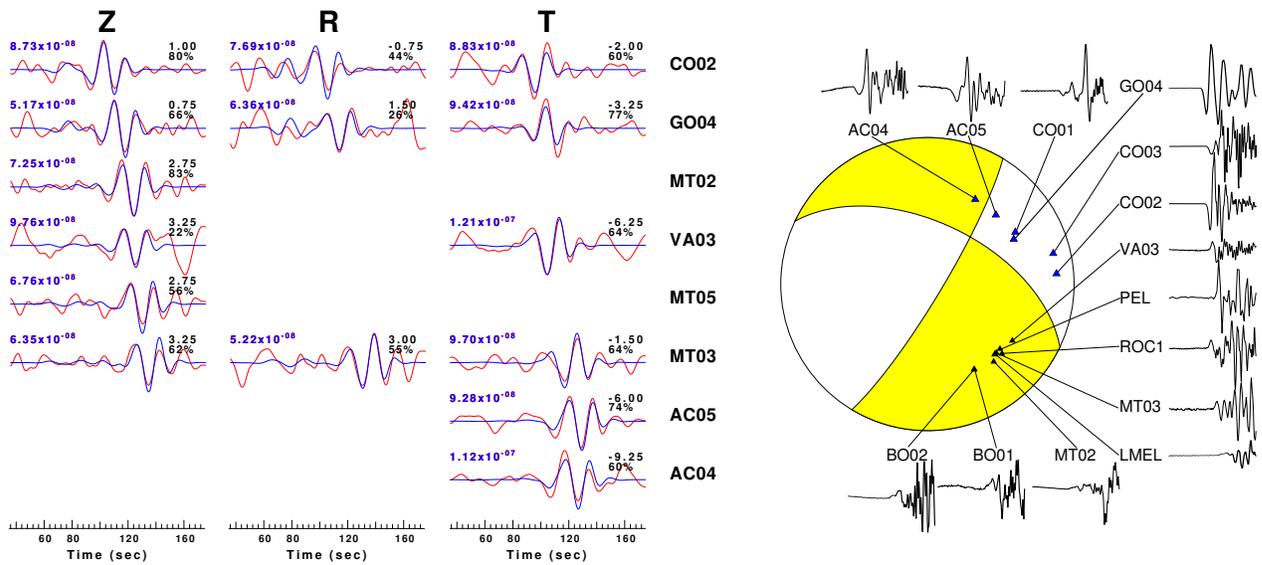


Figura 7.6: Modelamiento de sismo *outer-rise* precursor y comparación con polaridades. **Izq**: comparación de modelamiento de formas de onda observadas (rojo) y sintéticas (azul). **Der**: mecanismo focal obtenido tras la inversión del TMS, donde se incluyen las polaridades observadas de acuerdo al azimuth y ángulo de salida asociado a cada estación.

Con la revisión detallada de las soluciones para sismos *outer-rise*, el perfil previamente mencionado, incorporando estas soluciones, queda tal como se ilustra en la figura 7.7. En este caso, se incluyen la ubicación teórica de las isothermas de 600°C y 450°C de acuerdo al modelo de enfriamiento de un semiespacio semi-infinito (Turcotte and Schubert (2002)), y la ubicación del Moho oceánico según Contreras-Reyes et al. (2015).

El cálculo de las isothermas se basa en la hipótesis de que la base de la litósfera oceánica corresponde a la capa límite termal, la cual depende de una temperatura potencial T_m , en la que el material se encuentra completamente mezclado. En general, el valor de T_m es típicamente 1300°C, pero en específico, de acuerdo a lo estudiado por McKenzie et al. (2005), para este modelo se utiliza $T_m = 1315^\circ\text{C}$. De este modo, asumiendo un coeficiente de difusividad térmica $\kappa = 1 \text{ mm}^2\text{s}^{-1}$ (Turcotte and Schubert (2002)), y considerando que la edad de la placa de Nazca en el área de estudio es aproximadamente 39 Ma (Müller et al., 2008), se tiene que el espesor estimado de la litósfera oceánica es de 82 km, mientras que las isothermas de 450°C y 600°C se ubican a 22 km y 30 km del tope de la placa, respectivamente. En adición, de acuerdo a datos de refracción sísmica (Contreras-Reyes et al., 2015), el Moho posee un espesor entre 7 y 8 km, mientras que el suelo oceánico corresponde a la batimetría obtenida desde NOAA (www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/relief.html).

Consecuentemente, incorporando información geofísica de interés, la figura 7.7 muestra la proyección de los centroides obtenidos a lo largo de este perfil que cubre los primeros 200 km de longitud de la sección B-B'. De la imagen se infiere directamente que los sismos *outer-rise* de la secuencia de réplicas se ubican a profundidades más someras que la profundidad del Moho oceánico, vale decir, esta sismicidad rompe la corteza oceánica superior pero no logra penetrar la corteza oceánica inferior. Más aún, y tal como se presenta en la tabla 7.2, el ángulo de manteo obtenido para estos eventos es, en general, más inclinado que el ángulo asociado a los sismos de subducción, con valores preferentes entre 40° y 60° para ambos planos nodales. Con esta idea en mente, y dada la distribución en profundidad de la sismicidad en el perfil de la figura 7.7, es posible plantear la idea de que estos eventos ocurren a lo largo de un plano de falla que mantea hacia

el Oeste con un alto ángulo de inclinación. Sin embargo, esta idea puede ser contrastada con la posibilidad de que estos eventos ocurran de manera independiente e indiferente tanto en estructuras que mantengan hacia el este como en otras que mantengan hacia el Oeste, ambas con un alto ángulo. Ambas hipótesis son validadas con estudios de reflexión sísmica donde se devela la existencia de fallas normales con un alto ángulo de manteo tanto hacia el Oeste como hacia el Este (Contreras-Reyes et al., 2015), las cuales conforman estructuras tipo *horst-graben*, y cuyo origen se debe a la flexión de la placa oceánica antes de subductar.

En suma, esta sismicidad *outer-rise* puede ser asociada a fallas normales preexistentes en la corteza oceánica, las cuales no logran penetrar más allá de la corteza oceánica superior, y que son reactivadas debido a la transferencia de esfuerzos al interior de la placa oceánica de Nazca desde el contacto interplaca hacia la zona del *outer-rise*, producto del terremoto de Illapel de 2015 Mw 8.4.

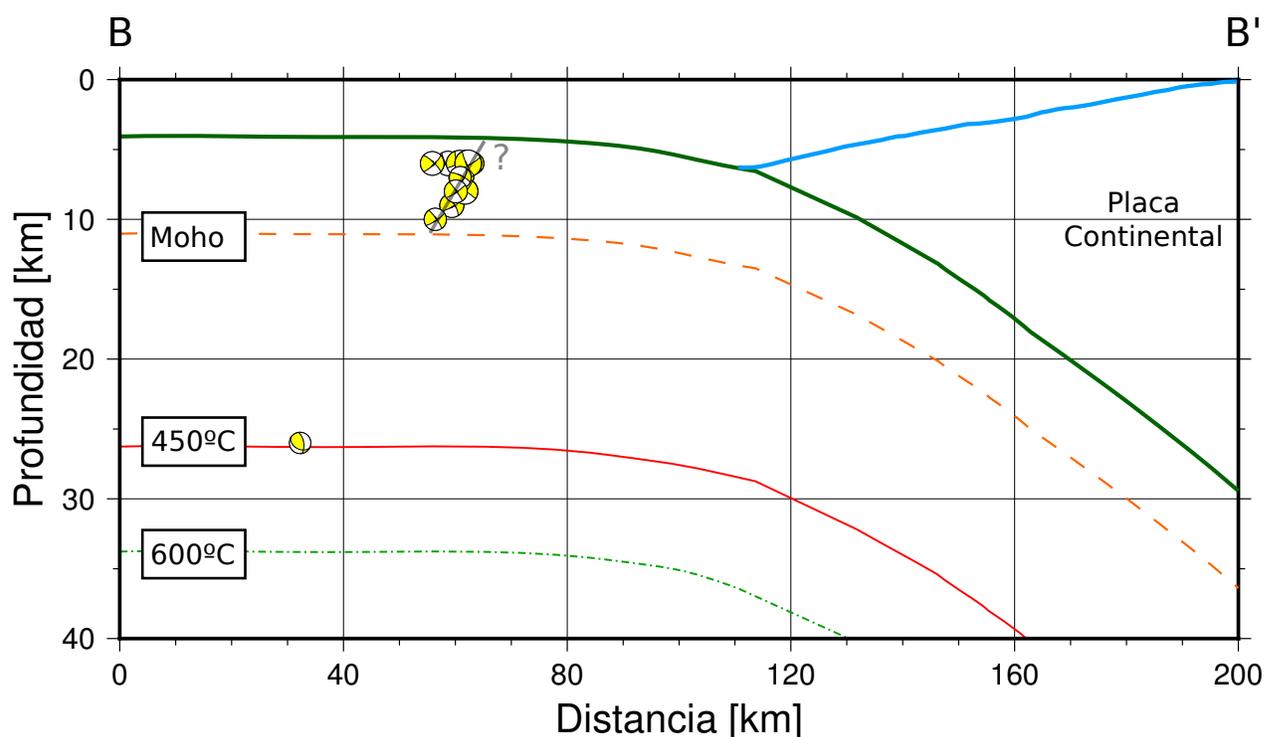


Figura 7.7: Perfil termal de la placa subductante entorno al *outer-rise* a lo largo del perfil B-B' en figura 6.11. En la figura se grafican las isotermas de 600° (curva verde segmentada) y 450° (curva roja sólida), además de la ubicación del Moho oceánico (curva naranja segmentada) según Contreras-Reyes et al. (2015). La superficie superior de la placa de Nazca corresponde a la línea verde sólida, mientras que la línea celeste indica la superficie del piso oceánico.

Por otro lado, fuera de la sismicidad cortical-oceánica detallada anteriormente, se tiene un evento sísmico alrededor de los 26 km de profundidad con mecanismo preferentemente de rumbo y una pequeña componente extensional. Este sismo coincide precisamente con la isoterma de 450°C, la que, a su vez, es una buena estimación para la profundidad del plano neutral, o, más precisamente, el lugar donde ocurre la transición de fallamiento extensional a compresional (Seno and Yamanaka, 1996). En este contexto, sismicidad como esta, con una alta componente de fallamiento de rumbo y con orientación más bien oblicua respecto a la orientación de la fosa, ha sido previamente observada en contextos sismotectónicos similares como América Central (Lefeldt and Grevenmeyer, 2008), las islas Marianas (Emry et al., 2014) o las islas Kuril y Aleutianas (Craig et al., 2014). No obstante,

| Fecha [UTC] | Latitud [°] | Longitud [°] | Profundidad [km] | NP1 | NP2 | M ₀ [dyn.cm] | Mw | VR |
|---------------------|-------------|--------------|------------------|---------------|--------------|-------------------------|------|--------|
| 2014/07/21 20:11:41 | -31.347 | -73.173 | 26 | 31/82/ - 145 | 295/55/ - 10 | 6.53E+21 | 3.81 | 0.5574 |
| 2015/04/16 23:36:49 | -29.088 | -72.499 | 9 | 13/66/ - 123 | 250/40/ - 40 | 4.68E+22 | 4.38 | 0.6761 |
| 2015/09/17 17:02:12 | -30.687 | -72.650 | 9 | 25/60/ - 90 | 205/30/ - 90 | 3.20E+22 | 4.27 | 0.7110 |
| 2015/09/17 23:35:00 | -30.437 | -72.610 | 7 | 15/50/ - 95 | 203/40/ - 84 | 4.68E+22 | 4.38 | 0.6893 |
| 2015/09/18 22:35:22 | -30.250 | -72.590 | 6 | 20/50/ - 85 | 192/40/ - 96 | 1.00E+23 | 4.60 | 0.8103 |
| 2015/09/19 04:33:49 | -30.417 | -72.597 | 8 | 190/55/ - 90 | 10/35/ - 90 | 8.71E+22 | 4.56 | 0.9122 |
| 2015/09/19 11:32:09 | -30.467 | -72.574 | 6 | 193/50/ - 94 | 20/40/ - 85 | 1.10E+22 | 3.96 | 0.6680 |
| 2015/09/20 01:18:50 | -30.973 | -72.673 | 6 | 348/61/ - 96 | 180/30/ - 80 | 4.37E+22 | 4.36 | 0.8162 |
| 2015/09/21 12:49:26 | -31.048 | -72.638 | 6 | 350/70/ - 95 | 184/21/ - 77 | 1.32E+23 | 4.68 | 0.8041 |
| 2015/09/25 04:07:10 | -30.036 | -72.680 | 10 | 14/55/ - 93 | 200/35/ - 85 | 1.10E+22 | 3.96 | 0.8029 |
| 2015/09/26 23:59:26 | -31.769 | -72.754 | 6 | 200/45/ - 90 | 20/45/ - 90 | 2.60E+22 | 4.21 | 0.7452 |
| 2015/10/02 16:33:30 | -31.094 | -72.611 | 6 | 351/64/ - 106 | 205/30/ - 60 | 1.62E+23 | 4.74 | 0.8504 |
| 2015/10/08 14:59:06 | -31.647 | -72.657 | 7 | 215/60/ - 90 | 35/30/ - 90 | 8.61E+21 | 3.89 | 0.8087 |
| 2015/10/24 17:58:11 | -30.828 | -72.642 | 8 | 9/55/ - 93 | 195/35/ - 85 | 1.78E+22 | 4.10 | 0.7674 |

Tabla 7.2: Parámetros de fuente sísmica y mecanismos focales de sismos *outer-rise*, tanto de secuencia previa como de réplicas. NP1 y NP2 corresponden a los planos nodales y están compuestos por la triada rumbo/manteo/ángulo de deslizamiento. Adicionalmente se incluye la reducción de la varianza (VR) de cada modelamiento.

estos últimos ejemplos tienen una componente más bien compresional que extensional, los que se asocian directamente al acortamiento dentro de la placa subductante debido al incremento de la curvatura previo a la subducción (Craig et al., 2014), lo cual se debe, a su vez, a un alto índice de acoplamiento sísmico en el contacto interplaca (Dmowska et al. (1988), Dmowska et al. (1996)).

Lo anterior permite plantear la hipótesis de que, a partir de las características focales del evento en cuestión, este ocurre en una zona de transición entre esfuerzos compresionales y extensionales, donde no existe predominancia de alguno de ellos. Más aún, la solución obtenida coincide con la profundidad estimada en la que se encuentra el plano neutral, por lo que su naturaleza coincide con la estructura termal de la litósfera.

Resistencia litósferica

En complemento al análisis previo, también es posible estudiar esta sismicidad *outer-rise* y compararla con un modelo de resistencia límite de la litósfera (YSE), el cual es construido de acuerdo a lo planteado en el capítulo 4. Para ello, los valores de las constantes involucradas son los mismos que las que utilizan Clouard et al. (2007), los que, a su vez, se basan en los trabajos de Chopra and Paterson (1981), Bodine et al. (1981) y Mueller et al. (1996). Adicionalmente, es necesario contar con un gradiente de temperatura α para la placa de Nazca, o de un modo más general, con un perfil de temperatura lineal de la placa. Para esto, se asume el espesor litosférico estimado anteriormente de 82 km y una temperatura de la astenósfera de 1615 K, de esta manera, el gradiente térmico equivale a $\alpha = 1.6 \times 10^{-2} \text{ Km}^{-1}$. A modo de resumen, la tabla 7.3 muestra los valores de las constantes utilizadas, con sus respectivas unidades.

Con lo anterior, la figura 7.8 esquematiza la envolvente de resistencia límite de la litósfera oceánica. En dicho caso, es posible destacar que el plano neutral, asociado a la isoterma de 450°C, se ubica dentro de la zona de fallamiento frágil, por lo que la ocurrencia de sismicidad como el evento precursor tipo *strike-slip* sí es razonable a dicha profundidad. De manera aún más general, tanto la sismicidad precursora como de réplicas ocurre en la zona asociada a fallamiento frágil, más precisamente, la secuencia postsísmica se localiza a profundidades muy someras, donde el esfuerzo diferencial necesario para generar fallamiento es muy bajo, por lo que una perturbación positiva en

| Parámetro | Símbolo | Valor | Unidad |
|---|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|
| Contraste de densidad entre la placa y el agua | $\Delta\rho = \rho_m - \rho_w$ | 2300 | kg m^{-3} |
| Tasa de deformación | $\dot{\epsilon}$ | 10^{-15} | s^{-1} |
| Factor B de dunita húmeda | B | 7.58×10^{-17} | $\text{Pa}^{-n}\text{s}^{-1}$ |
| Energía de activación para dunita húmeda | Q | 4.44×10^5 | J mol^{-1} |
| Exponente de ley de potencia para dunita húmeda | n | 3.4 | adimensional |
| Constante universal de los gases | R | 8.314 | $\text{J K}^{-1} \text{mol}^{-1}$ |
| Gradiente termal | α | $\alpha = 1.63 \times 10^{-2}$ | K m^{-1} |

Tabla 7.3: Valores de constantes utilizadas para la construcción de YSE en la zona de estudio.

el estado de esfuerzos puede eventualmente desencadenar fallamiento en dicha zona.

Por otro lado, de acuerdo a la *YSE*, la zona de transición de fallamiento frágil a dúctil ocurre alrededor de los 30 km de profundidad, lo cual se correlaciona fuertemente con la isoterma de 600°C . Más aún, esto coincide con la hipótesis global de que, para una placa oceánica, la sismicidad se concentra en una capa delimitada por esta isoterma (McKenzie et al., 2005; Craig et al., 2014).

En suma, la zona en cuestión presenta un espesor sismogénico de aproximadamente 30 km, dentro del cual solo la parte más somera se vio afectada tras la ocurrencia del sismo principal. Esto se debe a que la etapa cosísmica produjo una transferencia de esfuerzos hacia el *outer-rise*, tal que el esfuerzo diferencial aumentó, superando el límite tensional y generando fallamiento extensional.

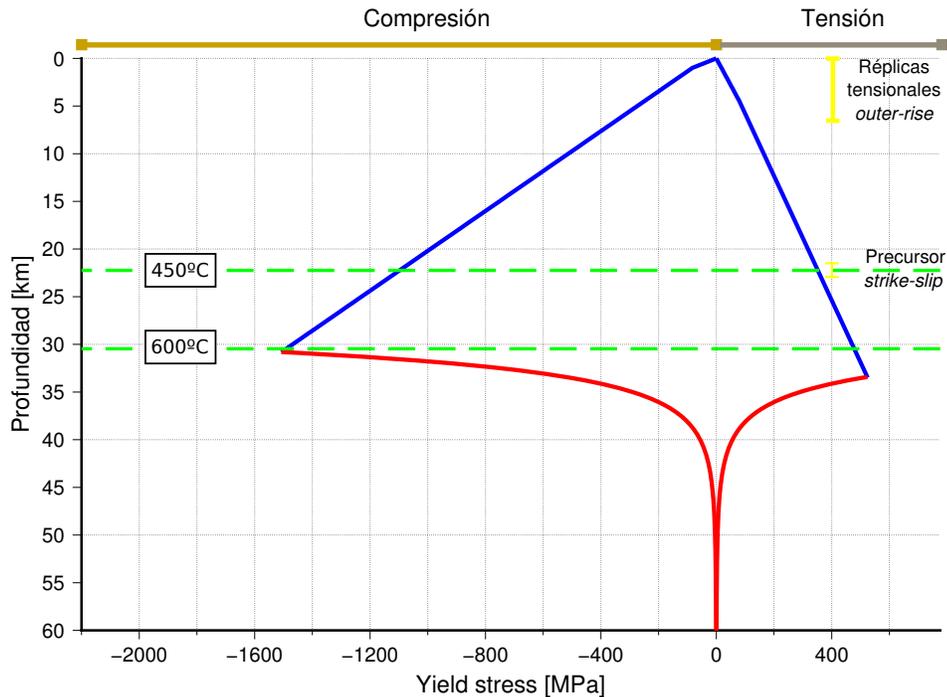


Figura 7.8: Envolvente de resistencia límite (YSE) para litósfera de 39 Ma, análogo a la placa de Nazca en torno a 31°S . La diferencia de esfuerzos o *yield stress* en la parte superior de la placa es determinada mediante la ley de fricción de Byerlee (curva azul), mientras que la ley de potencias que estiman la resistencia del flujo plástico en rocas (Kohlstedt et al., 1995) es utilizado en la parte inferior de la litósfera (curva roja). Se ilustran también las isothermas de 450°C y 600°C calculadas anteriormente (rectas verde segmentadas), el rango de profundidades de los eventos tensionales en el *outer-rise* de la secuencia de réplicas y la profundidad del evento precursor (segmentos amarillos). A diferencia de la figura 7.7, la profundidad en el eje vertical es medida respecto al tope de la placa, y no respecto al nivel del mar.

7.4.2. Sismicidad intraplaca cortical

Junto a la sismicidad *outer-rise*, también destacan tres eventos que se encuentran claramente al interior de la placa continental Sudamericana, uno asociado a la secuencia de sismicidad previa y los otros dos a la secuencia de réplicas. Estos sismos presentan mecanismos focales asociados a fallamiento extensional y transpresional, y su relación con la tectónica de la zona se discute a continuación.

Primeramente, el evento previo, ocurrido el 16 de julio de 2015 a las 10:48:06 UTC, presenta fallamiento extensional con rumbo preferentemente en sentido norte-sur y, a pesar de que no ocurre en la zona de mayor deslizamiento cosísmico, tiene lugar en el talud continental del área adyacente a esta hacia el norte, cuya tectónica es muy similar al área de estudio. Para mayor robustez, y mediante una revisión en detalle de las soluciones, asumiendo la profundidad de 14 km de este evento, las polaridades de las primeras llegadas en diversas estaciones son sobrepuestas al mecanismo focal obtenido tras la inversión de formas de onda. Cabe destacar que, en este caso, se incluyen polaridades obtenidas a partir de los registros de las estaciones de la Red Nacional de Acelerómetros (RNA), las que, dada su mayor densidad, permiten constreñir de mejor manera el resultado. De este modo, la tabla 7.4 muestra que, salvo un par de estaciones, existe buena concordancia entre lo obtenido con la inversión de formas de onda y el mecanismo focal incluyendo polaridades de las primeras llegadas.

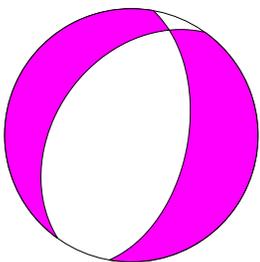
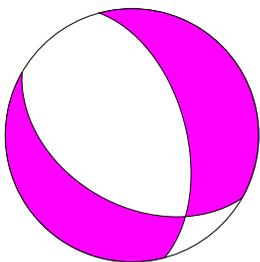
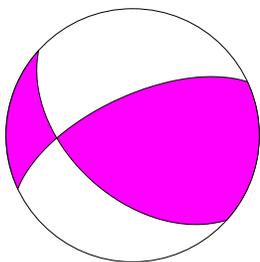
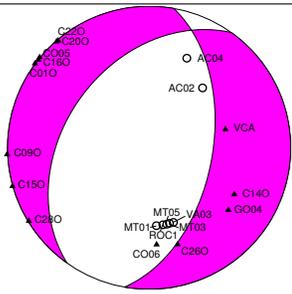
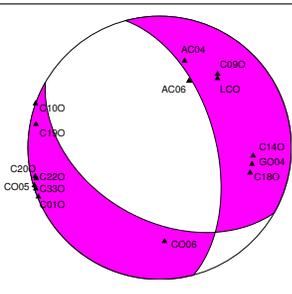
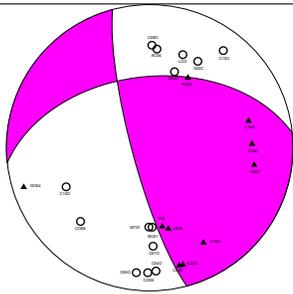
| | 2015/07/16 10:48:06 UTC | 2015/09/18 19:54:46 UTC | 2015/10/07 08:00:40 UTC |
|---|---|--|---|
| Inversión de formas de onda |  $z = 14 \text{ km}, M_w = 4.9$ |  $z = 14 \text{ km}, M_w = 4.2$ |  $z = 18 \text{ km}, M_w = 4.6$ |
| Inversión de formas de onda + polaridades |  $z = 14 \text{ km}, M_w = 4.9$ |  $z = 14 \text{ km}, M_w = 4.2$ |  $z = 18 \text{ km}, M_w = 4.6$ |

Tabla 7.4: Comparación de TMS obtenidos mediante modelamiento de formas de onda con las polaridades observadas de las primeras llegadas utilizando estaciones de la Red Sismológica Nacional (RSN) y de la Red Nacional de Acelerómetros (RNA). Los nombres de las estaciones son anotadas junto a las polaridades negativas (dilatación, círculo) y polaridades positivas (compresión, triángulo negro). El mecanismo focal del panel superior muestra la solución utilizando la inversión de formas de onda, mientras que el panel inferior corresponde a una solución conjunta de la inversión de formas de onda y primeras polaridades. Estas soluciones no son necesariamente diferentes.

Con esto, se tiene entonces que el fallamiento normal ocurre, ya sea en un plano con rumbo preferente norte-sur manteniendo hacia el Oeste, o bien, su plano conjugado manteniendo con un ángulo más inclinado hacia el Este (Fig. 7.9). Ahora bien, de acuerdo a la información geológica, y dado que la tectónica regional en esta área es similar a lo que ocurre alrededor de 31°S, es posible asumir que el fallamiento extensional manteniendo hacia el Oeste observado en dicha zona (Contreras-Reyes et al., 2014) se extiende hacia el norte a lo largo del rumbo. Lo anterior se debe principalmente a que ambas áreas se encuentran en una zona donde la erosión tectónica es predominante (Ranero et al., 2006), lo cual ocasiona el colapso gravitacional del bloque de antearco externo y consecuente fallamiento extensional (Becerra et al., 2016). Más aún, este colapso gravitacional puede ser generado tanto por abrasión mecánica (Adam and Reuther, 2000) como por sobrepresión de fluidos que hidrofracturan la base del talud continental (Von Huene and Ranero (2003), Ranero et al. (2008)), luego, considerando que la presencia de la Zona de Fractura de Challenger en dicha zona facilita el ingreso de fluidos al contacto interplaca (Poli et al., 2016), entonces se propone que este sismo precursor se debe al colapso gravitacional del antearco externo, a modo de consecuencia de la tectónica presente en la zona.

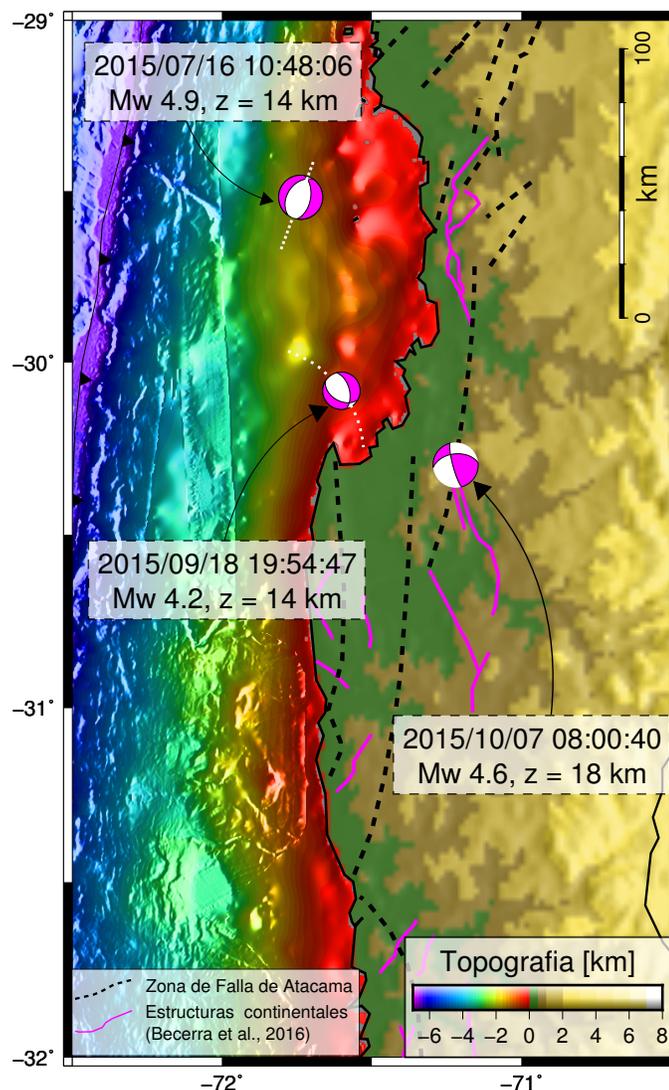


Figura 7.9: Distribución en planta de mecanismos focales de sismicidad cortical al interior de la placa continental Sudamericana. Línea blanca corresponde al rumbo de las estructuras propuestas donde ocurren los respectivos eventos.

Por otro lado, tras el terremoto principal ocurren dos eventos sísmicos cuyos centroides se localizan al interior de la placa Sudamericana, sin embargo, y al igual que el sismo precursor, estos no se encuentran en la zona directa del deslizamiento cosísmico, sino que más hacia el noreste de ella, tal como lo ilustra la figura 7.9. El primero de ellos, de magnitud Mw 4.2 tiene lugar el 18 de septiembre de 2015 a las 19:54:47 UTC, y tiene una profundidad del centroide estimada en 14 km. De acuerdo a la tabla 7.4, lo obtenido tras la inversión coincide en buena medida con las primeras polaridades observadas, las cuales, a pesar de que son solamente compresiones, demarcan claramente los cuadrantes involucrados, confirmando un fallamiento extensional cuasi-oblicuo a la fosa oceánica. Fallamiento similar a este ha sido observado tras la ocurrencia de otros grandes sismos, más precisamente, tras el terremoto de Maule 2010 ocurre el desencadenamiento de una secuencia de eventos de fallamiento normal con rumbo NW-SE en torno a la ciudad de Pichilemu (Farías et al. (2011), Ruiz et al. (2014a)), la cual se ubica muy cerca de una de las áreas con mayor deslizamiento cosísmico. En este sentido, diversos factores han sido propuestos como gatillantes de esta sismicidad de antearco normal, donde destacan:

- Cambios en la geometría del plano de la placa subductante (Armijo and Thiele (1990)).
- Erosión tectónica y *underplating* (e.g. Delouis et al. (1998), Von Huene and Ranero (2003), Von Huene and Scholl (1991)).
- Desbalance de deformación cortical entre los períodos de acumulación intersísmica y la liberación cosísmica que llevan a deformación plástica permanente (Klotz et al., 2006).
- Flexura elástica y tensión de las placas durante los períodos de alto acoplamiento (Delouis et al. (1998), Allmendinger and González (2010), Loveless et al. (2010)).
- Un campo de deformación extensional dinámico o estático producido por el rebote elástico durante un gran terremoto de subducción (Delouis et al. (1998), Allmendinger and González (2010), Loveless and Pritchard (2008)).

En particular, los últimos tres factores están asociados directamente al ciclo sísmico, mientras que los primeros dos a las condiciones tectónicas de la zona. De este modo, dado el contexto en el que ocurre este sismo, su gatillamiento podría estar asociado al rebote elástico ocasionado por el terremoto principal, no obstante, dado que ocurre a gran distancia de la zona de mayor deslizamiento cosísmico (>50 km), existe la posibilidad de que la condición tectónica local haya influido fuertemente en este fallamiento, más aún, considerando de que se trata de un área donde se estima un alto contenido de fluidos en el contacto interplaca (Poli et al., 2016).

Por último, la otra réplica cortical corresponde al evento del día 7 de octubre de 2015 a las 08:00:40 UTC, la que, a diferencia de los otros dos sismos corticales, tiene lugar hacia el Este de la línea de costa, en el área de la bahía de Coquimbo. Tras la inversión, dicho evento presenta un mecanismo focal con fallamiento transpresional, con rumbos cuasi-ortogonales a la fosa oceánica, no obstante, tras revisar las polaridades de las primeras llegadas, es posible redefinir este mecanismo y obtener un fallamiento, también transpresional, con rumbos ya sea paralelo o perpendicular a la fosa (ver tabla 7.4, columna derecha).

Asumiendo que el fallamiento ocurre en el plano cuasi-paralelo a la fosa, se tiene entonces que el movimiento corresponde a una transpresión dextral y, a pesar de no ser un caso típico de sismi-

cidad en la zona de estudio, corresponde a un fallamiento esperable dado el contexto geodinámico en el que se encuentra inmersa esta área. El diagrama de la figura 7.10 ayuda a una mejor interpretación de este mecanismo, en este caso, la convergencia interplaca no es completamente ortogonal, sino que existe cierto grado de oblicuidad. Debido a esto, se genera un «particionamiento de la deformación», vale decir, al descomponer el vector de convergencia en ejes E-W y N-S, si bien gran parte de la deformación se concentra en la componente E-W, una parte de la componente paralela a la fosa es acomodada dentro de la placa cabalgante, ya sea distribuida sobre muchas estructuras o a lo largo de una única falla de rumbo paralela a la fosa (Hoffmann-Rothe et al., 2006), tal como se ilustra en la figura 7.10.

En concordancia con lo anterior, la Zona de Falla de Atacama (ZFA) correspondería a esta estructura de rumbo paralela a la fosa, la cual se ubica en la zona norte del margen convergente chileno. Más precisamente, ella se extiende por cerca de 1000 km desde 20°S hasta ~30°S (González et al. (2003), Cembrano et al. (2005)), a lo largo de la cual se ha podido observar tanto fallamiento normal como sinistral, dextral e inverso (Heinze, 2003). Luego, dada la localización epicentral del evento, se plantea la hipótesis de que éste haya ocurrido en el límite sur de este sistema de fallas y, si bien pudo haberse visto favorecido por la liberación de deformación durante la etapa cosísmica del terremoto principal, se trataría de un evento de características más a largo plazo (*long term*), debido a la convergencia oblicua presente en la zona.

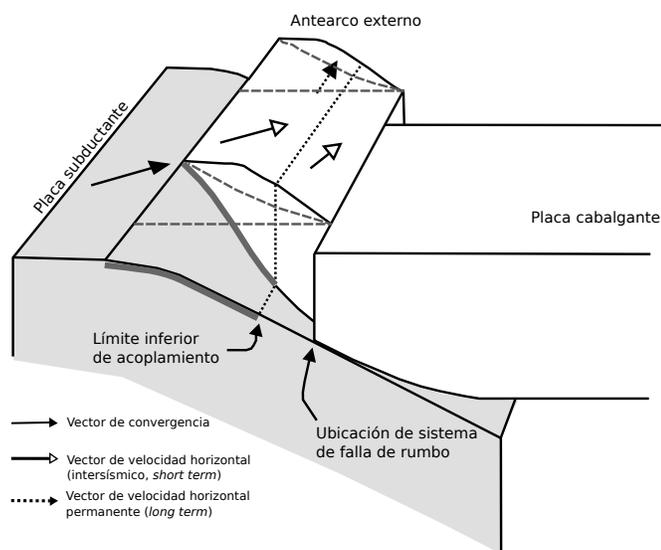


Figura 7.10: Esquema de fallamiento de rumbo que separa el antearco externo de la placa cabalgante en un margen convergente con subducción oblicua. Modificado de Hoffmann-Rothe et al. (2006).

7.5. Análisis comparativo de sismicidad intraplaca

Dada la existencia de sismicidad intraplaca, principalmente *outer-rise*, asociada al terremoto de Illapel 2015, resulta interesante realizar una comparación cualitativa de esta respecto a otras secuencias sísmicas asociadas a otros grandes terremotos de subducción. En esta sección se discuten las características principales de las secuencias relacionadas a los terremotos de Valparaíso 1985 Mw 8.0 (Mendoza et al., 1994), Maule 2010 Mw 8.8 (Delouis et al., 2010), Tohoku 2011 Mw 9.0 (Simons et al., 2011) e Iquique 2014 Mw 8.2 (Hayes et al., 2014), con el objetivo de tener una mejor comprensión y perspectiva global del desencadenamiento de sismicidad intraplaca *outer-rise* entorno a zonas de subducción.

7.5.1. Valparaíso 1985, Mw 8.0

Este sismo ocurrió el 3 de marzo de 1985 (22:46:57 UTC) frente a la costa de Valparaíso y tuvo un deslizamiento cosísmico con un momento sísmico estimado de 1.5×10^{28} dyn.cm (Barrientos (1988), Mendoza et al. (1994)). Este evento ocurre en una laguna sísmica, la cual tiene un período de recurrencia de 83 ± 9 años y donde el último gran terremoto había ocurrido el año 1906 (Comte et al., 1986). En este caso, el área de réplicas comprende una zona demarcada por los paralelos 32.5°S y 34.5°S donde gran parte de ellas se concentra hacia el Oeste de la línea de costa (Choy and Dewey (1988)), además, durante la etapa precursora destaca una intensa actividad sísmica de 360 sismos de magnitud de coda $M_c \geq 3.0$, que comienza dos semanas previo al terremoto principal (Comte et al., 1986), pero además, otro aspecto interesante es la ocurrencia de dos sismos *outer-rise* que presentan fallamiento compresional y ocurren a profundidades mayores a 20 km: Ms 7.2 el 16 de octubre de 1981 y mb 5.2 el 25 de febrero de 1982 (Korrat and Madariaga, 1986), ambos frente al área afectada por el terremoto principal.

Más específicamente, la extensión en profundidad del evento de magnitud Ms 7.2 ha sido estudiada detalladamente y, a pesar de las diferencias, uno de los aspectos comunes es que este evento ocurre en la parte inferior de la litósfera oceánica a profundidades entre 20 y 40 km y con una ruptura que se extiende por unos 10 km (Seno and Honda (1990), Honda et al. (1990), Tichelaar et al. (1992)).

Por otro lado, los modelos de deslizamiento cosísmico propuestos para el terremoto de Valparaíso de 1985 dan cuenta de dos áreas principales de mayor deslizamiento separados en ~ 100 km (Barrientos (1988), Mendoza et al. (1994)). Por lo demás, no hubo una secuencia de réplicas importante en el *outer-rise*, donde, de todos modos, el evento más grande ocurrió dos años después (18 de abril de 1987) y alcanzó una magnitud mb 4.8 (Dmowska and Lovison (1992)).

Junto con lo anterior, y de manera similar al análisis de esfuerzos en la placa expuesto en la sección anterior, es posible esquematizar la envolvente de resistencia límite para la placa oceánica en esta zona. Aquí, la placa de Nazca tiene una edad estimada de 37 Ma (Müller et al., 2008), levemente más joven que la zona del terremoto de Illapel de 2015. Luego, de acuerdo a la figura 7.11, se tiene que la secuencia sísmica asociada a este evento presenta un sismo compresional en profundidad, cuya extensión está delimitada superiormente por el plano neutral dado por la isoterma 450°C e inferiormente por el espesor mecánico de la litósfera oceánica, el cual se ubica

aproximadamente entre las isothermas 600° y 800° (Scholz (2002)). Este evento refleja entonces el alto grado de acoplamiento intersísmico en el área en cuestión, donde, debido a la flexión de la placa subductante y el escaso deslizamiento intersísmico, existe un aumento de los esfuerzos compresionales en la parte inferior de la placa oceánica (Christensen and Ruff (1988)). Por el contrario, no se observa una secuencia de réplicas importante en el *outer-rise*, lo que permite inferir que el deslizamiento cosísmico generó un cambio prácticamente nulo en el estado de esfuerzos en la parte superior de la placa de Nazca. En este sentido, a pesar del alto momento sísmico asociado, esta baja variación se debe a que el deslizamiento cosísmico se concentra en una zona más profunda del contacto y alejada de la fosa oceánica.

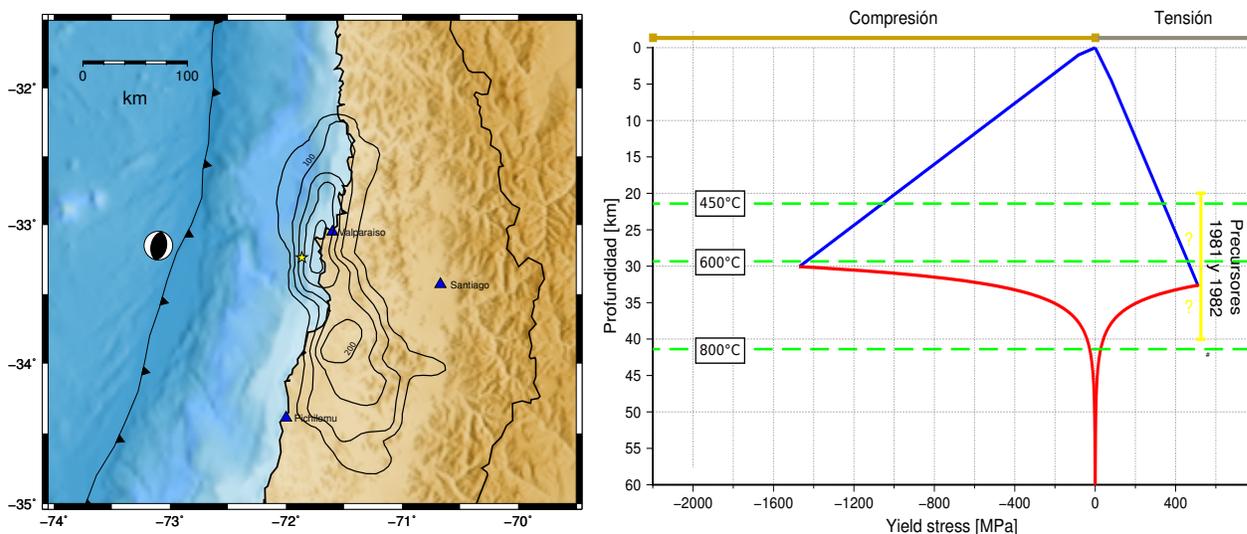


Figura 7.11: **Izq:** deslizamiento cosísmico asociado al terremoto de Valparaíso de 1985 Mw 8.0 (Barrientos (1988)), la estrella amarilla representa el epicentro del sismo y, adicionalmente, se ilustra el mecanismo focal del sismo precursor profundo de fallamiento inverso Ms 7.2 ocurrido el 16 de octubre de 1981. **Der:** envolvente de resistencia límite para placa de Nazca en zona anexa a este deslizamiento cosísmico, para la cual se asume una edad de la placa de 37 Ma.

7.5.2. Maule 2010, Mw 8.8

El terremoto de Maule del 27 de febrero de 2010 Mw 8.8 rompió un segmento que había sido previamente catalogado como un área con alto potencial sísmico (Nishenko (1991), Beck et al. (1998)). La respectiva secuencia de réplicas se distribuyó desde los 33°S hasta la península de Arauco (~38°S), donde destaca la ocurrencia de sismos corticales en el área cercana a Pichilemu y una gran cantidad de sismicidad *outer-rise* (Farías et al. (2011), Lange et al. (2012)). Por otro lado, no existe evidencia clara de sismicidad intraplaca *outer-rise* previo a este terremoto, salvo un evento ocurrido el 17 de septiembre de 1995 a profundidad somera y con fallamiento extensional (Ruiz and Contreras-Reyes, 2015), el cual se asocia a la flexión de la placa subductante.

Paralelamente, si bien no existe un único modelo de deslizamiento cosísmico para este terremoto, una característica común entre ellos es la existencia de dos áreas con máximo deslizamiento (asperezas), una ubicada hacia el norte (aproximadamente entre 34°S y 35°S) y otra hacia el sur, ubicada frente a la península de Arauco (e.g. Delouis et al., 2010; Moreno et al., 2012). Coincidentemente, la sismicidad en el *outer-rise* se concentra frente a ambas zonas de mayor deslizamiento. Más en específico, tal como muestra la figura 7.12 el conjunto de sismos *outer-rise* de la parte

norte presenta la mayor cantidad de eventos gatillados, mientras que en el *cluster* de la zona sur tiene lugar un sismo de magnitud Mw 7.4 que ocurre 1.5 hrs después del evento principal, y que presenta un fallamiento extensional (Ruiz and Contreras-Reyes, 2015).

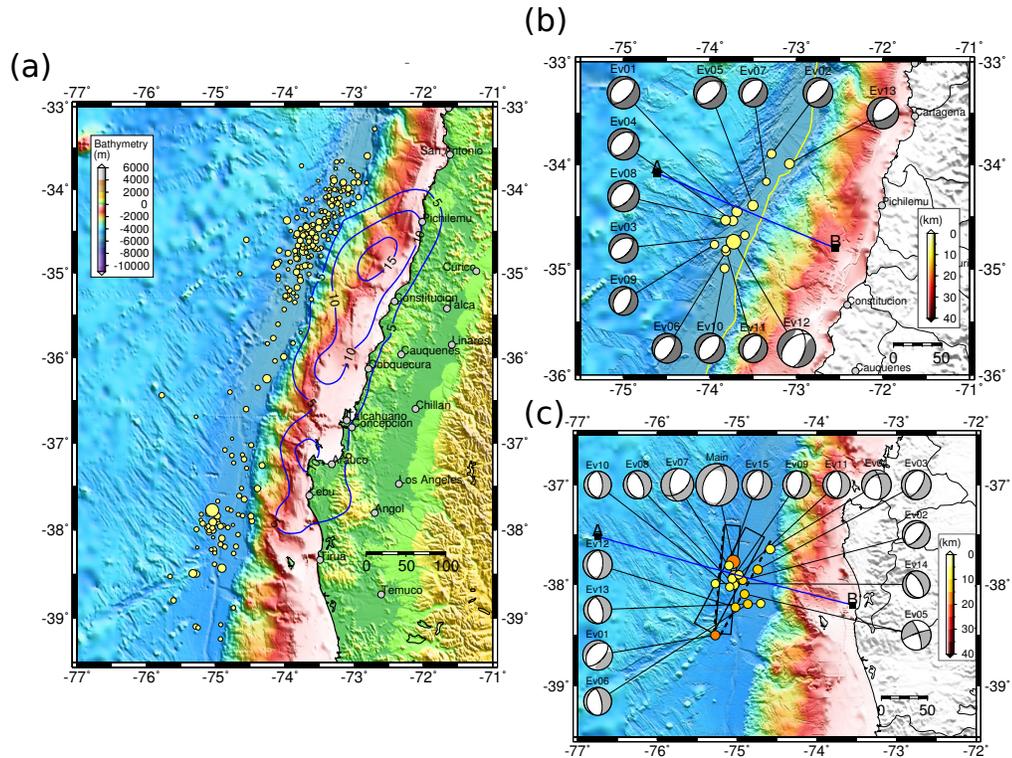


Figura 7.12: (a) Réplicas *outer-rise* localizadas por NEIC durante el período 27-02-2010 a 31-12-2013. Líneas azules representan el modelo de deslizamiento cosísmico para el terremoto principal Mw 8.8 Moreno et al. (2012). (b) Distribución epicentral de tensores de momento sísmico para secuencia del área norte de la zona de estudio. (c) Distribución epicentral de tensores de momento sísmico para secuencia del área sur de la zona de estudio. En las imágenes, los círculos amarillos representan la localización epicentral del evento, los cuales están coloreados según escala de profundidad y cuyo tamaño está escalado según magnitud. Las imágenes son tomadas de Ruiz and Contreras-Reyes (2015).

Aplicando el análisis de esfuerzo-deformación de la placa subductante, es posible construir envolventes de resistencia límite para dos placas de edades 30 y 34 Ma, homologando el estado de la placa de Nazca en la parte sur y norte de esta área, respectivamente. Ambos modelos son ilustrados en la figura 7.13, donde se muestra que, en ambas zonas, gran parte de esta sismicidad *outer-rise* ocurre en los primeros ~15 km de la litósfera oceánica. Sin embargo, en la parte sur, el fallamiento pudo extenderse más en profundidad debido a la ocurrencia del evento Mw 7.4, el cual eventualmente rompió la sección frágil hasta unos 20 km de profundidad según Ruiz and Contreras-Reyes (2015).

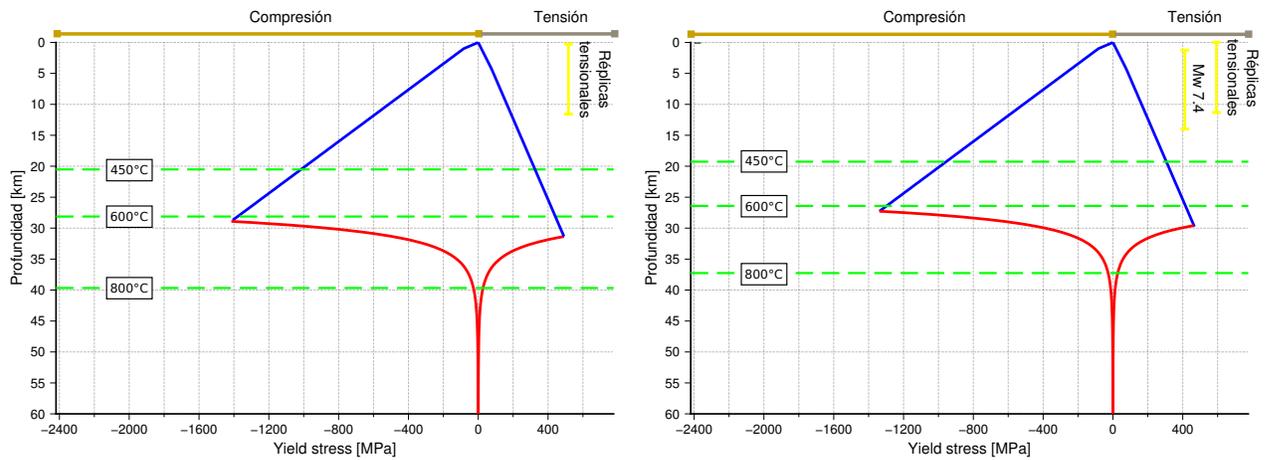


Figura 7.13: **Izq:** envolvente de resistencia límite para placa de 34 Ma, asociada al sector norte de la región de interés. **Der:** envolvente de resistencia límite para placa de 30 Ma, asociada al sector sur de la región de interés.

Ahora bien, el evento de magnitud Mw 7.4 ocurre cerca de la zona de fractura de Mocha (ZFM), lo que permite suponer que el terremoto principal genera una transferencia de esfuerzos hacia zonas de fallas preexistentes, o más bien, hacia sectores con discontinuidades importantes, tal como ha sido reportado en otros casos (e.g. [Delescluse et al. \(2012\)](#)).

Por otro lado, la ocurrencia de ambas secuencias se debe a que, en ambos casos, el deslizamiento cosísmico ocurre en la zona más superficial del contacto interplaca, pero, más aún, en la zona norte la ruptura cosísmica alcanzó los primeros 6 km del frente de deformación ([Maksymowicz et al., 2017](#)), lo cual generaría una mayor transferencia de esfuerzos hacia el *outer-rise* y que, en parte, permitiría explicar la mayor cantidad de sismicidad *outer-rise* en esta zona respecto a la parte sur. Cabe destacar que en la zona media entre ambas asperezas, donde el *slip* cosísmico es menor, la sismicidad *outer-rise* también es mucho menor.

7.5.3. Tohoku 2011, Mw 9.0

Este evento ocurre el 11 de marzo de 2011 (05:46:24 UTC) en la zona de contacto entre la placa del Pacífico y la placa Euroasiática. La secuencia precursora presenta mayoritariamente sismicidad de contacto interplaca, donde destaca un evento de magnitud Mw 7.3 ocurrido hacia el noreste del terremoto principal, durante los dos días previos a este, mientras que la sismicidad de réplicas presenta una gran diversidad de eventos con distintos fallamientos ([Asano et al., 2011](#)).

De manera análoga a los otros grandes terremotos, una de las características comunes del modelo de ruptura cosísmica es la existencia de una aspereza principal frente a la ciudad de Miyagi (e.g. [Simons et al., 2011](#); [Ammon et al., 2011](#)), donde el deslizamiento cosísmico habría alcanzado la fosa oceánica ([Fujiwara et al. \(2011\)](#)), y se habrían estimado máximos de deslizamiento del orden de ~ 60 m.

Luego, para efecto de este análisis, uno de los aspectos más interesantes es el desencadenamiento de sismicidad *outer-rise* al interior de la placa del Pacífico. En este sentido, una de las réplicas más importantes es el sismo de magnitud Mw 7.6 acontecido menos de una hora después

del evento principal y cuyo mecanismo focal da cuenta de fallamiento extensional (Asano et al., 2011; Lay et al., 2011), el cual ocurre dentro de los primeros 35 km de la litósfera oceánica a lo largo de un plano manteniendo 45° hacia el Oeste (Obana et al., 2012). Junto a esto, las réplicas más grandes también ocurren en el rango de profundidades antes mencionado (Asano et al., 2011; Obana et al., 2012). Por otra parte, Hino et al. (2009) entrega evidencias de la ocurrencia de sismicidad con fallamiento inverso alrededor de los 40 km de profundidad (respecto a nivel del mar) durante una campaña realizada el año 2007.

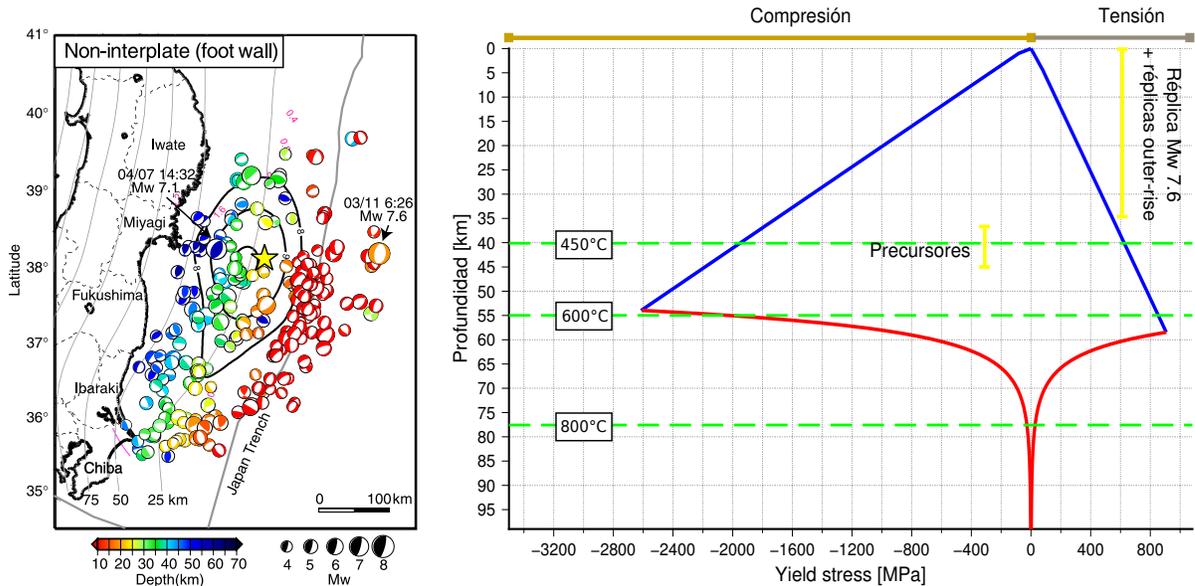


Figura 7.14: **Izq:** distribución de sismicidad de réplicas durante períodos 11-03-2011 hasta 24-05-2011, el color del mecanismo focal da cuenta de la profundidad a la que ocurre el evento. Adicionalmente, se incluyen las curvas nivel del deslizamiento cosísmico propuesto por la Autoridad de información Geoespacial de Japón. Imagen tomada de Asano et al. (2011). **Der:** envoltorio de resistencia límite para una litósfera de 130 Ma, la cual emula el comportamiento de la placa del Pacífico en la región del terremoto principal.

La distribución de las réplicas al interior de la placa del Pacífico y su curva de resistencia límite (YSE) son ilustradas en la figura 7.14. De ella se infiere que la réplica Mw 7.6 rompió a través de la parte frágil superior de la litósfera oceánica, precisamente en la zona donde ocurre fallamiento extensional (i.e. sobre el plano neutral). Por otro lado, el fallamiento compresional asociado a la sismicidad precursora reportada por Hino et al. (2009) implica que, previo al terremoto principal Mw 9.0, el plano neutral se encontraba a profundidades más someras que en la que se encuentra posterior al sismo. En esta línea, una de las causas asociadas al ascenso del plano neutral corresponde precisamente al aumento del grado de acoplamiento en el contacto interplaca adyacente (Craig et al., 2014). Por el contrario, tras el terremoto ocurre una profundización de la ubicación del plano neutral debido, entre otras cosas, al incremento del esfuerzo de Coulomb en el *outer-rise* y a la baja curvatura de la placa subductante, la cual favorece una predominancia de sismicidad con fallamiento extensional (Lay et al., 2011).

Por último, la distribución de la sismicidad en la figura 7.14 permite concluir que los eventos en el *outer-rise* ocurren en una zona adyacente a una de las áreas con mayor deslizamiento cosísmico. Lo anterior se debe al gran deslizamiento cosísmico registrado y a la cercanía de este hacia la fosa oceánica. Adicionalmente, la edad de la placa del Pacífico es una característica propicia para

generar fallamiento frágil en un amplio rango de profundidades, y consecuentemente una gran cantidad de sismicidad, tal como se observa en este caso.

7.5.4. Iquique 2014, Mw 8.2

Finalmente, el terremoto de Iquique Mw 8.2 ocurre el 1 de abril de 2014, y se caracteriza por haber sido precedido por una intensa secuencia de precusores principalmente en el contacto interplaca y en la placa Sudamericana (Ruiz et al., 2014b). Más aún, no existe evidencia contundente de sismicidad precursora en el *outer-rise*.

En paralelo, los modelos de ruptura cosísmica propuestos coinciden en que el área de mayor deslizamiento se ubica hacia la parte media-baja del contacto sismogénico, aproximadamente 50 km hacia el Este de la fosa oceánica (e.g. Hayes et al., 2014; Lay et al., 2014). Posteriormente, y tal como lo ilustra la figura 7.15, la sismicidad de réplicas se concentra hacia el Oeste de esta aspereza y presenta fallamiento asociado, en su mayoría, al contacto interplaca (Hayes et al., 2014; Cesca et al., 2016; León-Ríos et al., 2016).

Por otra parte, si bien, de acuerdo al modelo de YSE propuesto para la placa de Nazca en esta área (Figura 7.15), se espera la ocurrencia de sismicidad *outer-rise* dentro de los primeros 40 km de espesor de la litósfera oceánica, no existe evidencia de un aumento notorio de este tipo de eventos tras la ocurrencia del sismo principal, situación similar a lo observado durante el terremoto de Valparaíso de 1985. En este sentido, si bien la magnitud del evento principal es alta, el deslizamiento cosísmico ocurre en una zona alejada del *outer-rise*, por lo que la perturbación en el campo de esfuerzos en dicha zona es mucho menor.

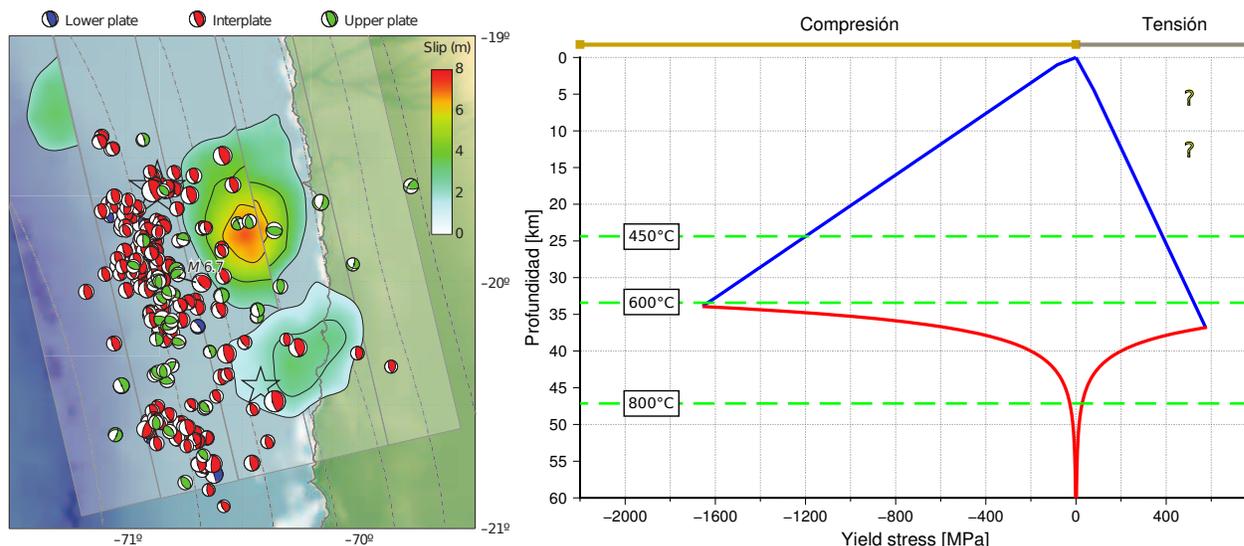


Figura 7.15: **Izq:** distribución de sismicidad de precusores (verde) y réplicas (rojo) durante marzo y abril de 2014. Adicionalmente, se incluye el modelo de deslizamiento cosísmico estimado. Tomado de Hayes et al. (2014). **Der:** envolvente de resistencia límite para una litósfera de 48 Ma, la cual homologa el comportamiento de la placa de Nazca en la región del terremoto principal.

7.5.5. Comentarios generales

Dados los escenarios anteriormente expuestos, es posible tener una visión general del desencadenamiento de sismicidad intraplaca tipo *outer-rise* previo y tras la ocurrencia de un terremoto interplaca tipo *thrust* de gran magnitud. Bajo este contexto, uno de los aspectos más notables es el gatillamiento de este tipo de sismos tras la ocurrencia del evento principal tipo *thrust*, los que ocurren preferentemente en los primeros kilómetros de la litósfera oceánica involucrada, en la zona de deformación frágil de esta. Una de las principales razones de esto es la transferencia de esfuerzos que ocurre desde el contacto interplaca hacia estructuras en el *outer-rise*, las cuales comúnmente están asociadas a la flexión de la placa antes de subducir o, en general, a fallas preexistentes (e.g. fallas por deformación de Juan Fernández Ridge).

Luego, dado que este gatillamiento depende del grado de perturbación del estado de esfuerzos en la zona, esta sismicidad no siempre se hace presente. En particular, la ausencia de este tipo de sismos se evidencia cuando el máximo deslizamiento cosísmico se ubica lejos de la fosa oceánica (e.g. Valparaíso 1985, Iquique 2014), en una parte más baja del contacto sismogénico. Por el contrario, una intensa actividad sísmica en el *outer-rise* es observada cuando ocurre un importante deslizamiento cosísmico cerca de la fosa oceánica (e.g. Maule 2010) y, aún más, esta actividad es considerablemente mayor cuando la ruptura alcanza la fosa oceánica (e.g. Tohoku 2011).

Particularmente, para el caso del terremoto de Illapel 2015, se observan tres áreas distintas de sismicidad *outer-rise*, donde el gatillamiento de estos eventos se debería a la proximidad de la ruptura a la fosa. Ahora bien, a pesar de que el cúmulo central de sismicidad (**G3**) es bien explicado por ubicarse frente al área de máximo deslizamiento cosísmico, esta única aspereza no explicaría completamente la ocurrencia de los grupos **G1** y **G2**, más aún, tampoco explicaría a cabalidad la sismicidad más superficial registrada hacia el Norte y el Sur de ella (grupos **I3** y **I2**). Para esto, sería oportuno incluir entonces dos parches de deslizamiento más próximos a la fosa y cercanos a los grupos de sismicidad *outer-rise* involucrados, tal como se ilustra en la figura 7.4. En consecuencia, al observar los modelos de deslizamiento cosísmico presentados en la sección 2.2.3, aquel que más se ajusta a las constricciones sismotectónicas aquí impuestas es el modelo propuesto por [Melgar et al. \(2016\)](#) que, a su vez, es el modelo restringido por más tipos de observaciones (sismológica, geodésica y *tsunami*).

Finalmente, según [Christensen and Ruff \(1988\)](#), la presencia de eventos con fallamiento compresional a profundidades mayores, en la etapa previa a un terremoto, daría cuenta de un alto grado de acoplamiento interplaca en el área anexa, sin embargo, esto no es imperativo, es decir, la ausencia de eventos de este tipo no implica que no se trate de una zona con la capacidad de generar un gran terremoto interplaca tipo *thrust* ([Craig et al., 2014](#)). Adicionalmente, la detección y análisis de este tipo de sismicidad es difícil de realizar, ya que la red de observación sismológica típicamente se encuentra a varios kilómetros de distancia desde el hipocentro, lo que implica que muchos eventos de baja magnitud pueden ser analizados incorrectamente, llevando a interpretaciones erróneas. En este caso, la instalación de sismómetros submarinos (OBS) ayudaría a mejorar sustancialmente el análisis de los eventos en cuestión.

Capítulo 8

Conclusiones

Este trabajo de tesis presentó un análisis detallado de las secuencias de sismicidad previa y de réplicas asociadas al terremoto Mw 8.4 de Illapel de 2015. Para esto, se utilizó el catálogo de sismicidad, desde el 16 de septiembre de 2013 hasta el 16 de diciembre de 2015, reportado por el Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile, junto con las formas de onda obtenidas desde la red permanente de estaciones sismológicas mantenida y operada por la misma institución. Para cada secuencia, los sismos de magnitud superior a M_l 4.3 fueron reanalizados, localizados y posteriormente las formas de onda fueron modeladas, para así calcular el tensor de momento sísmico asociado a cada evento. Lo anterior, junto a la información sobre la geología de esta zona, permitió obtener una completa caracterización sismotectónica de la zona de estudio.

Las estaciones utilizadas en este trabajo, pertenecientes a la Red Sismológica Nacional, mantenida y operada por el CSN, permitieron obtener la solución hipocentral manual de 264 eventos (65 sismos previos y 199 réplicas) con magnitud local superior a M_l 4.3, a partir de la cual el catálogo es completo. Debido a la distribución espacial (azimutal y distancia epicentral) de las estaciones sismológicas, la localización en la dirección latitudinal se encuentra mejor constreñida que en las direcciones longitudinal y vertical (profundidad). Más aún, como es de esperar, el gap azimutal de cada localización tiende al aumento a medida que el sismo se aleja hacia el oeste de la red de observación, lo que, consecuentemente, produce un mayor aumento de los errores en longitud y en profundidad de la solución hipocentral respecto al error asociado a la latitud. En línea con lo anterior, la componente vertical es la que se ve mayormente afectada por el aumento del gap azimutal, por lo que se tiene que la profundidad pierde precisión para eventos que ocurren desde la costa hacia el Oeste, esto, sumado a que existe un error intrínseco debido al uso de un modelo unidimensional para un área donde existen variaciones de velocidad en todas las direcciones. Lo anterior se ve reflejado en la gran dispersión de profundidades respecto al modelo de contacto interplaca propuesto por [Hayes et al. \(2012\)](#).

Con el fin de obtener una mejor estimación de la profundidad donde se origina el sismo y conocer el mecanismo focal de cada evento, se calculó el respectivo tensor de momento sísmico (TMS) mediante el modelamiento e inversión de formas de onda registradas a distancias menores a 400 km desde la fuente sísmica. Para esto, se asume una fuente puntual y puramente doble-cupla, se utiliza una banda de frecuencias preferencial entre 0.02 y 0.06 Hz, y se realiza una búsqueda de grilla de la mejor solución para el TMS. Con lo anterior, se obtuvieron 225 soluciones de TMS, 47

de la secuencia previa y 178 de réplicas, donde más del 95 % de la muestra presenta un ajuste entre lo observado y lo modelado, obtenido mediante la reducción de la varianza, mayor a 0.6.

Los TMS obtenidos fueron clasificados en cuatro grupos principales: interplaca, *outer-rise*, intraplaca de profundidad intermedia e intraplaca cortical. Esta clasificación da cuenta de que, tanto antes como después del terremoto principal, la mayor parte de la sismicidad analizada corresponde a eventos que ocurren en el contacto interplaca. Más específicamente, durante la secuencia antes del terremoto principal, se evidencia escasa sismicidad en la zona caracterizada, por algunos trabajos, con un alto grado de acoplamiento sísmico, región ubicada en torno a los 31°S/72°W. Precisamente, el área donde ocurre el mayor deslizamiento cosísmico coincide con la zona de alto grado de acoplamiento sísmico señalado anteriormente. En este sentido, las réplicas del terremoto principal, las cuales son principalmente de tipo interplaca y *outer-rise*, se distribuyen en gran medida en torno a las zonas de máximo deslizamiento cosísmico, más específicamente, la sismicidad interplaca se localiza hacia el Este y en profundidad de esta área, mientras que los sismos *outer-rise* presentan fallamiento normal y ocurren tras la fosa oceánica, en los primeros kilómetros de la placa de Nazca.

De acuerdo a la sismicidad analizada, el terremoto Mw 8.4 de Illapel de 2015 generó un cambio importante en el estado de esfuerzos al interior tanto de la placa Sudamericana como de la placa de Nazca. En el primer caso, a partir de los resultados de este estudio, el número de sismicidad intraplaca cortical registrada es bajo (3 eventos en total, 1 precursor y 2 réplicas), por lo que no es posible concluir fuertemente al respecto, pero, de todos modos, sí es posible suponer que su origen se debe a tres fuentes sísmicas distintas. Primeramente, el evento previo al terremoto principal ocurre costa afuera, por lo que puede ser asociado a la falla lítrica originada por el colapso gravitacional del bloque de antearco externo respecto al bloque costero. En segundo lugar, la réplica con fallamiento normal frente a la bahía de Coquimbo puede estar relacionada a la activación de fallamiento normal debido al rebote elástico producto del terremoto principal y potenciado por un alto contenido de fluidos en la zona de contacto sismogénico. Por último, el hipocentro del evento transpresional ocurre cerca de la Zona de Falla de Atacama y se asocia a un proceso más a largo plazo, el cual pudo haberse visto potenciado por la transferencia de esfuerzos desde el área deslizada en el contacto hacia esta estructura.

Por otro lado, en cuanto a la sismicidad al interior de la placa oceánica de Nazca, si bien existe una hipótesis de cambio de régimen de esfuerzos al interior ella a profundidades mayores que 55 km, la cantidad de sismicidad intraplaca de profundidad intermedia estudiada en este trabajo de tesis no es suficiente para poder concluir robustamente al respecto. No obstante, el efecto del terremoto principal es más notable en la zona del *outer-rise*, previo a la subducción de la placa de Nazca, donde existe un aumento sustancial del número de eventos acontecidos tras su ocurrencia. En este sentido, esta sismicidad es de carácter extensional, se concentra en la corteza superior de la placa de Nazca y se asocia a la reactivación de fallas preexistentes debido al aumento del esfuerzo diferencial, producto de la transmisión de esfuerzos desde el contacto interplaca.

A modo de complemento de lo anterior, se construyó un modelo de *Yield Strength Envelope* (YSE) para la placa de Nazca en el área de estudio, para lo cual se utilizó el modelo de enfriamiento de un semiespacio semi-infinito asumiendo una litósfera oceánica de 39 Ma. Este modelo sugiere que la sismicidad de réplicas en el *outer-rise* rompió solo una porción de la parte superior de la sección frágil de la litósfera oceánica, lo que concuerda con otros desencadenamientos de sismicidad en el *outer-rise* producto de un terremoto interplaca tipo *thrust*. Adicionalmente, y de acuerdo al

análisis comparativo con otras secuencias asociadas a grandes terremotos interplaca tipo *thrust*, se concluye que el desencadenamiento de esta sismicidad intraplaca en el *outer-rise* tras la ocurrencia del terremoto Mw 8.4 se debe tanto a la cantidad de deslizamiento cosísmico como a la cercanía de este a la fosa oceánica. En esta misma línea, y con base en estas observaciones, se plantea la hipótesis de que el terremoto presenta dos asperezas más pequeñas y más cercanas a la fosa oceánica, una hacia el Norte y otra hacia el Sur de la principal, con tal de poder ser consistente con la sismicidad *outer-rise* en las áreas anexas y la sismicidad interplaca en la parte más somera del contacto. En términos más generales, se plantea, a modo de hipótesis, que la sismicidad *outer-rise* puede ser utilizada como un parámetro de restricción para la confección de modelos de deslizamiento cosísmico de grandes terremotos interplaca tipo *thrust*, sin embargo, para robustecer esta idea es necesario realizar un análisis comparativo más extenso y un modelamiento más detallado de la transmisión de esfuerzos desde el contacto interplaca hacia el *outer-rise*.

Por otra parte, siguiendo las hipótesis de sismicidad intraplaca cortical propuestas en este trabajo, se sugiere como trabajo a futuro, y con el mismo enfoque, realizar una revisión exhaustiva de la sismicidad de menor magnitud en torno a las áreas donde se ubican estos eventos. Todo esto, con el fin de realizar una mejor caracterización de la geometría y mecanismos de ruptura de estas fuentes sísmicas.

Finalmente, esta caracterización tanto de sismicidad intraplaca cortical y *outer-rise* resulta importante ya que pueden ser posteriormente consideradas en estudios de peligro sísmico y de *tsunami*, respectivamente. Más aún, resulta relevante concientizar que, tras la ocurrencia de un terremoto de gran magnitud y con deslizamiento cosísmico cercano a la fosa, es altamente probable el desencadenamiento de sismicidad *outer-rise*, la cual tiene un alto potencial tsunamigénico. De otro modo, si el sismo es de gran magnitud, pero la ruptura no se acerca a la fosa (i.e. ausencia de sismicidad *outer-rise*), ocurre una transferencia de esfuerzos hacia la parte superior del contacto sismogénico, lo que significa que este último segmento está más próximo a fallar, lo que a su vez se traduce en la eventual ocurrencia de terremotos de gran magnitud muy superficiales y, consecuentemente, con alto potencial tsunamigénico.

Bibliografía

- Abe, K. (1981). Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 27(1):72–92.
- Abe, K. and Noguchi, S. (1983). Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898–1917. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 32(1):45–59.
- Abercrombie, R. E. and Ekström, G. (2001). Earthquake slip on oceanic transform faults. *Nature*, 410(6824):74–77.
- Adam, J. and Reuther, C.-D. (2000). Crustal dynamics and active fault mechanics during subduction erosion. application of frictional wedge analysis on to the north chilean forearc. *Tectonophysics*, 321(3):297–325.
- Aki, K. and Patton, H. (1978). Determination of seismic moment tensor using surface waves. *Tectonophysics*, 49(3-4):213–222.
- Aki, K. and Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*, volume 1.
- Allmendinger, R. W. and González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to quaternary tectonics of the coastal cordillera, northern chile. *Tectonophysics*, 495(1):93–110.
- Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M., and Beck, S. (2009). Source study and tectonic implications of the historic 1958 las melosas crustal earthquake, chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1):26–36.
- Álvarez-Gómez, J. A. (2014). Fmc: a one-liner python program to manage, classify and plot focal mechanisms. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 16.
- Ammon, C. J., Kanamori, H., and Lay, T. (2008). A great earthquake doublet and seismic stress transfer cycle in the central kuril islands. *Nature*, 451(7178):561–565.
- Ammon, C. J., Lay, T., Kanamori, H., and Cleveland, M. (2011). A rupture model of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, Planets and Space*, 63(7):33.
- Ammon, C. J., Lay, T., Velasco, A. A., and Vidale, J. E. (1994). Routine estimation of earthquake source complexity: The 18 october 1992 colombian earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4):1266–1271.

- Arancibia, G. (2004). Mid-cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the coastal range of central chile (32 s). *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3):209–226.
- Armijo, R. and Thiele, R. (1990). Active faulting in northern chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1):40–61.
- Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., and Yáñez, G. (2013). Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 maule earthquake, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2):724–739.
- Asano, Y., Saito, T., Ito, Y., Shiomi, K., Hirose, H., Matsumoto, T., Aoi, S., Hori, S., and Sekiguchi, S. (2011). Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):669–673.
- Barazangi, M. and Isacks, B. L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the nazca plate beneath south america. *Geology*, 4(11):686–692.
- Barrientos, S. E. (1988). Slip distribution of the 1985 central chile earthquake. *Tectonophysics*, 145(3-4):225–241.
- Barrientos, S. E. and Ward, S. N. (1990). The 1960 chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103(3):589–598.
- Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G. P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., and Cornejo, N. (2016). Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central chile (ca.29-33° s). *Basin Research*.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., and Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central chile subduction askew et alzone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2):115–129.
- Bie, L. and Ryder, I. (2015). The 2005 tarapaca earthquake: a likely indirect trigger of the 2014 iquique earthquake. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 17.
- Bodine, J., Steckler, M., and Watts, A. (1981). Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B5):3695–3707.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4):959–971.
- Buland, R. and Gilbert, F. (1976). Matched filtering for the seismic moment tensor. *Geophysical research letters*, 3(3):205–206.
- Byerlee, J. (1978). Friction of rocks. In *Rock friction and earthquake prediction*, pages 615–626. Springer.
- Campos, J. and Kausel, E. (1990). The large 1939 intraplate earthquake of southern chile. *Seis.*

Res. Lett, 61:135–145.

- Cao, A. and Gao, S. S. (2002). Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern japan island arc. *Geophysical research letters*, 29(9).
- Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., and Herrera, V. (2005). Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the mesozoic atacama fault system, northern chile. *Tectonophysics*, 400(1):105–125.
- Cesca, S., Grigoli, F., Heimann, S., Dahm, T., Kriegerowski, M., Sobiesiak, M., Tassara, C., and Olcay, M. (2016). The mw 8.1 2014 iquique, chile, seismic sequence: a tale of foreshocks and aftershocks. *Geophysical Journal International*, 204(3):1766–1780.
- Cesca, S., Heimann, S., Stammer, K., and Dahm, T. (2010). Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6).
- Charrier, R., Pinto, L., and Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in chile. In *The Geology of Chile*.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Boudoux, F., Gabalda, G., and Bonvalot, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the central andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- Chopra, P. and Paterson, M. (1981). The experimental deformation of dunite. *Tectonophysics*, 78(1-4):453–473.
- Choy, G. L. and Dewey, J. W. (1988). Rupture process of an extended earthquake sequence: Teleseismic analysis of the chilean earthquake of march 3, 1985. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B2):1103–1118.
- Christensen, D. H. and Ruff, L. J. (1988). Seismic coupling and outer rise earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11):13421–13444.
- Clift, P. and Vannucchi, P. (2004). Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42(2).
- Clouard, V., Campos, J., Lemoine, A., Perez, A., and Kausel, E. (2007). Outer rise stress changes related to the subduction of the juan fernandez ridge, central chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B5):n/a–n/a. B05305.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., and Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the andes of northern argentina and chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4):303–332.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S., and Suárez, G. (1986). The 1985 central chile earthquake: a repeat of previous great earthquakes in the region? *Science*, pages 449–453.

- Contreras-Reyes, E., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., and Díaz-Naveas, J. (2014). Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters*, 41(5):1523–1529.
- Contreras-Reyes, E., Jara, J., Maksymowicz, A., and Weinrebe, W. (2013). Sediment loading at the southern Chilean trench and its tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, 66:134–145.
- Contreras-Reyes, E. and Osses, A. (2010). Lithospheric flexure modelling seaward of the Chile trench: implications for oceanic plate weakening in the trench outer rise region. *Geophysical Journal International*, 182(1):97–112.
- Contreras-Reyes, E., Ruiz, J. A., Becerra, J., Kopp, H., Reichert, C., Maksymowicz, A., and Arriagada, C. (2015). Structure and tectonics of the central Chilean margin (31–33°S): Implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. *Geophysical Journal International*, 203(2):776–791.
- Craig, T., Copley, A., and Jackson, J. (2014). A reassessment of outer-rise seismicity and its implications for the mechanics of oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International*, 197(1):63–89.
- Das, S. and Henry, C. (2003). Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution. *Reviews of Geophysics*, 41(3).
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., Cattin, R., Fleitout, L., Trubienko, O., and Vigny, C. (2012). April 2012 intra-oceanic seismicity off Sumatra boosted by the Banda-Aceh megathrust. *Nature*, 490(7419):240.
- Delouis, B., Charlety, C., and Vallée, M. (2008). Fast determination of earthquake source parameters from strong motion records: Mw, focal mechanism, and slip distribution. *EGU General Assembly, Geophys. Res. Abstr. 10, abstract*, 4939.
- Delouis, B., Nocquet, J.-M., and Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw= 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 37(17).
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., and Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2):302–338.
- DeMets, C., Gordon, R. G., and Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1):1–80.
- Dmowska, R. and Lovison, L. (1992). Influence of asperities along subduction interfaces on the stressing and seismicity of adjacent areas. *Tectonophysics*, 211(1-4):23–43.
- Dmowska, R., Rice, J. R., Lovison, L. C., and Josell, D. (1988). Stress transfer and seismic phenomena in coupled subduction zones during the earthquake cycle. *J. Geophys. Res.*, 93:7869–7884.
- Dmowska, R., Zheng, G., and Rice, J. (1996). Seismicity and deformation at convergent margins

- due to heterogeneous coupling. *J. Geophys. Res.*, 101:3015–3029.
- Dreger, D. and Helmberger, D. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 98(B5):8107–8125.
- Dziewonski, A., Chou, T.-A., and Woodhouse, J. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4):2825–2852.
- Ekström, G., Nettles, M., and Dziewoński, A. (2012). The global cmt project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200:1–9.
- Emparan, C. and Pineda, G. (2000). Área la serena-la higuera, región de coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, 18(1).
- Emparan, C. and Pineda, G. (2006). Geología del área andacollo-puerto aldea, región de coquimbo. *Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica*, (96).
- Emry, E. L., Wiens, D. A., and Garcia-Castellanos, D. (2014). Faulting within the pacific plate at the mariana trench: Implications for plate interface coupling and subduction of hydrous minerals. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4):3076–3095.
- Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D., and Pardo, M. (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 chilean earthquake: The pichilemu seismic sequence. *Tectonics*, 30(6).
- Flueh, E., Vidal, N., Ranero, C., Hojka, A., Von Huene, R., Bialas, J., Hinz, K., Cordoba, D., Danobeitia, J., and Zelt, C. (1998). Seismic investigation of the continental margin off-and onshore valparaiso, chile. *Tectonophysics*, 288(1):251–263.
- Frohlich, C. (2006). *Deep earthquakes*. Cambridge university press.
- Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., and Kaneda, Y. (2011). The 2011 tohoku-oki earthquake: Displacement reaching the trench axis. *Science*, 334(6060):1240–1240.
- Fukuyama, E. and Dreger, D. S. (2000). Performance test of an automated moment tensor determination system for the future âtokaiâ earthquake. *Earth, Planets and Space*, 52(6):383–392.
- Geiger, L. (1910). Herdbestimmung bei erdbeben aus den ankunftszeiten. nachrichten von der königlichen gesellschaft der wissenschaften zu göttingen, mathematisch-physikalische klasse, 331–349. 1912 transliterated in english by fwl peebles & ah corey: probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only. *Bulletin St. Louis University*, 8:60–71.
- Gilbert, F. and Dziewonski, A. M. (1975). An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 278(1280):187–269.

- Goetze, C. and Evans, B. (1979). Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. *Geophysical Journal International*, 59(3):463–478.
- Goetze, C. and Poirier, J. (1978). The mechanisms of creep in olivine [and discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 288(1350):99–119.
- González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., and Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and pliocene–quaternary deformation of the coastal cordillera, northern chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(5):321–342.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4):185–188.
- Hartley, A. J., May, G., Chong, G., Turner, P., Kape, S. J., and Jolley, E. J. (2000). Development of a continental forearc: A cenozoic example from the central andes, northern chile. *Geology*, 28(4):331–334.
- Havskov, J. and Ottemöller, L. (2008). Seisan: The earthquake analysis software. *For Windows, Solaris, Linux and MACOSX. Version*, 8.
- Hayes, G. P., Herman, M. W., Barnhart, W. D., Furlong, K. P., Riquelme, S., Benz, H. M., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P. S., and Samsonov, S. (2014). Continuing megathrust earthquake potential in chile after the 2014 iquique earthquake. *Nature*, 512(7514):295.
- Hayes, G. P., Wald, D. J., and Johnson, R. L. (2012). Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).
- Heidarzadeh, M., Murotani, S., Satake, K., Ishibe, T., and Gusman, A. R. (2016). Source model of the 16 september 2015 illapel, chile, mw 8.4 earthquake based on teleseismic and tsunami data. *Geophysical Research Letters*.
- Heinze, B. (2003). Active intraplate faulting in the forearc of north central chile (30–31 s): Implications from neotectonic field studies. *GPS data, and elastic dislocation modeling [Ph. D. thesis]: Berlin, Free University*.
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6):1081–1088.
- Hino, R., Azuma, R., Ito, Y., Yamamoto, Y., Suzuki, K., Tsushima, H., Suzuki, S., Miyashita, M., Tomori, T., Arizono, M., et al. (2009). Insight into complex rupturing of the immature bending normal fault in the outer slope of the japan trench from aftershocks of the 2005 sanriku earthquake (mw= 7.0) located by ocean bottom seismometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(7).
- Hoffmann-Rothe, A., Kukowski, N., Dresen, G., Echtler, H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber, E., and Kellner, A. (2006). Oblique convergence along the chilean margin: partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface. In *The Andes*, pages 125–146. Springer.

- Honda, S., Kawakatsu, H., and Seno, T. (1990). The depth of the october 1981 off chile outer-rise earthquake ($m_s = 7.2$) estimated by a comparison of several waveform inversion methods. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(1):69–87.
- Husen, S. (2010). Earthquake location accuracy. *CORSSA*.
- Jaumé, S. C. and Estabrook, C. H. (1992). Accelerating seismic moment release and outer-rise compression: Possible precursors to the next great earthquake in the alaska peninsula region. *Geophysical research letters*, 19(4):345–348.
- Jia, Z., Ni, S., Chu, R., and Zhan, Z. (2017). Joint inversion for earthquake depths using local waveforms and amplitude spectra of rayleigh waves. *Pure and Applied Geophysics*, 174(1):261–277.
- Jost, M. u. and Herrmann, R. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, 60(2):37–57.
- Kanamori, H. and Given, J. W. (1981). Use of long-period surface waves for rapid determination of earthquake-source parameters. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 27(1):8–31.
- Kanamori, H. and Rivera, L. (2008). Source inversion of w phase: speeding up seismic tsunami warning. *Geophysical Journal International*, 175(1):222–238.
- Kao, H., Jian, P.-R., Ma, K.-F., Huang, B.-S., and Liu, C.-C. (1998). Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of taiwan and their implications to regional collision. *Geophysical Research Letters*, 25(19):3619–3622.
- Kaverina, A., Lander, A., and Prozorov, A. (1996). Global creepex distribution and its relation to earthquake-source geometry and tectonic origin. *Geophysical Journal International*, 125(1):249–265.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large south american earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77(11):2087–2103.
- Khazaradze, G. and Klotz, J. (2003). Short-and long-term effects of gps measured crustal deformation rates along the south central andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B6).
- Klein, F. W. (2002). User's guide to hypoinverse-2000, a fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes. Technical report, US Geological Survey.
- Klotz, J., Abolghasem, A., Khazaradze, G., Heinze, B., Vietor, T., Hackney, R., Bataille, K., Maturana, R., Viramonte, J., and Perdomo, R. (2006). Long-term signals in the present-day deformation field of the central and southern andes and constraints on the viscosity of the earth's upper mantle. In *The Andes*, pages 65–89. Springer.
- Knopoff, L. and Randall, M. J. (1970). The compensated linear-vector dipole: A possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 75(26):4957–4963.
- Kohlstedt, D., Evans, B., and Mackwell, S. (1995). Strength of the lithosphere: Constraints im-

- sed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B9):17587–17602.
- Korrat, I. and Madariaga, R. (1986). Rupture of the valparaiso (chile) gap from 1971 to 1985. *Earthquake source mechanics*, pages 247–258.
- Kubo, A., Fukuyama, E., Kawai, H., and Nonomura, K. (2002). Nied seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around japan: quality test and application. *Tectonophysics*, 356(1):23–48.
- Kudrass, H., Von Rad, U., Seyfied, H., Andruleit, H., Hinz, K., and Reichert, C. (1998). Age and facies of sediments of the northern chilean continental slope-evidence for intense vertical movements. *Crustal Investigations Off-and Onshore Nazca/CINCA*, pages 170–196.
- Kuge, K. and Kawakatsu, H. (1990). Analysis of a deep ânon double coupleâ earthquake using very broadband data. *Geophysical Research Letters*, 17(3):227–230.
- Kukowski, N. and Oncken, O. (2006). Subduction erosion - the “normal” mode of fore-arc material transfer along the chilean margin? In *The Andes*, pages 217–236. Springer.
- Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S. E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.-P., et al. (2012). Aftershock seismicity of the 27 february 2010 mw 8.8 maule earthquake rupture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 317:413–425.
- Laursen, J., Scholl, D. W., and Von Huene, R. (2002). Neotectonic deformation of the central chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 21(5).
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Kim, M. J., and Xue, L. (2011). Outer trench-slope faulting and the 2011 mw 9.0 off the pacific coast of tohoku earthquake. *Earth, planets and space*, 63(7):37.
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Rivera, L., Koper, K. D., and Hutko, A. R. (2010). The 2009 samoa-tonga great earthquake triggered doublet. *Nature*, 466(7309):964–968.
- Lay, T., Astiz, L., Kanamori, H., and Christensen, D. H. (1989). Temporal variation of large intraplate earthquakes in coupled subduction zones. *Physics of the earth and planetary interiors*, 54(3-4):258–312.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Hutko, A. R., Furlong, K., and Rivera, L. (2009). The 2006–2007 kuril islands great earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B11).
- Lay, T. and Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*, volume 58. Academic press.
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E. E., and An, C. (2014). The 1 april 2014 iquique, chile, mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*, 41(11):3818–3825.

- Lee, S.-J., Yeh, T.-Y., Lin, T.-C., Lin, Y.-Y., Song, T.-R. A., and Huang, B.-S. (2016). Two-stage composite megathrust rupture of the 2015 mw8.4 Illapel, Chile, earthquake identified by spectral-element inversion of teleseismic waves. *Geophysical Research Letters*, 43(10):4979–4985.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C. (1972). Hypo71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. Technical report, US Geological Survey.
- Lefeldt, M. and Grevemeyer, I. (2008). Centroid depth and mechanism of trench-outer rise earthquakes. *Geophysical Journal International*, 172(1):240–251.
- Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marquez, L., Thompson, J., and Comte, D. (2007). Source parameters of the m_w = 6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(1):58–68.
- Lemoine, A., Madariaga, R., and Campos, J. (2001). Evidence for earthquake interaction in central Chile: the July 1997–September 1998 sequence. *Geophys. Res. Lett.*, 28(14):2743–2746.
- León-Ríos, S., Ruiz, S., Maksymowicz, A., Leyton, F., Fuenzalida, A., and Madariaga, R. (2016). Diversity of the 2014 Iquique's foreshocks and aftershocks: clues about the complex rupture process of a mw 8.1 earthquake. *Journal of Seismology*, pages 1–15.
- Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., and Kausel, E. (2009). Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1):37–46.
- Leyton, F., Ruiz, S., and Sepúlveda, S. A. (2010). Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean geology*, 37(2):455–472.
- Li, L., Lay, T., Cheung, K. F., and Ye, L. (2016). Joint modeling of teleseismic and tsunami wave observations to constrain the 16 September 2015 Illapel, Chile, mw 8.3 earthquake rupture process. *Geophysical Research Letters*, 43(9):4303–4312.
- Lienert, B. R., Berg, E., and Frazer, L. N. (1986). Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(3):771–783.
- Lienert, B. R. and Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, 66(5):26–36.
- Lieser, K., Grevemeyer, I., Lange, D., Flueh, E., Tilmann, F., and Contreras-Reyes, E. (2014). Splay fault activity revealed by aftershocks of the 2010 mw 8.8 Maule earthquake, central Chile. *Geology*, 42(9):823–826.
- Lomax, A. and Curtis, A. (2001). Fast, probabilistic earthquake location in 3D models using oct-tree importance sampling. In *Geophys. Res. Abstr.*, volume 3, page 955.
- Lomax, A., Michelini, A., and Curtis, A. (2009). Earthquake location, direct, global-search met-

- hods. In *Encyclopedia of complexity and systems science*, pages 2449–2473. Springer.
- Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 75(3):368–378.
- Loveless, J. and Pritchard, M. (2008). Motion on upper-plate faults during subduction zone earthquakes: Case of the atacama fault system, northern chile. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(12).
- Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Pritchard, M. E., and González, G. (2010). Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern chilean fore arc. *Tectonics*, 29(2).
- Lynnes, C. S. and Lay, T. (1988). Source process of the great 1977 sumba earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11):13407–13420.
- Maercklin, N., Zollo, A., Orefice, A., Festa, G., Emolo, A., De Matteis, R., Delouis, B., and Bobbio, A. (2009). The april 2009 central italy (l’quila) event as seen by a 250 km distant accelerometer array. In *AGU Fall Meeting, San Francisco, USA*, pages 14–18.
- Maksymowicz, A., Chadwell, C., Ruiz, J., Tréhu, A., Contreras-Reyes, E., Weinrebe, W., Díaz-Naveas, J., Gibson, J., Lonsdale, P., and Tryon, M. (2017). Coseismic seafloor deformation in the trench region during the mw8. 8 maule megathrust earthquake. *Scientific Reports*, 7.
- Malgrange, M., Deschamps, A., and Madariaga, R. (1981). Thrust and extensional faulting under the chilean coast: 1965, 1971 aconcagua earthquakes. *Geophysical Journal International*, 66(2):313–331.
- Manríquez, P., Contreras-Reyes, E., and Osses, A. (2014). Lithospheric 3-d flexure modelling of the oceanic plate seaward of the trench using variable elastic thickness. *Geophysical Journal International*, 196(2):681–693.
- McCowan, D. W. (1976). Moment tensor representation of surface wave sources. *Geophysical Journal International*, 44(3):595–599.
- McKenzie, D., Jackson, J., and Priestley, K. (2005). Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(3):337–349.
- Melgar, D., Fan, W., Riquelme, S., Geng, J., Liang, C., Fuentes, M., Vargas, G., Allen, R. M., Shearer, P. M., and Fielding, E. J. (2016). Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, mw 8.3 illapel, chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 43(3):961–966.
- Melnick, D., Bookhagen, B., Echtler, H. P., and Strecker, M. R. (2006). Coastal deformation and great subduction earthquakes, isla santa maría, chile (37 s). *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12):1463–1480.
- Mendoza, C., Hartzell, S., and Monfret, T. (1994). Wide-band analysis of the 3 march 1985 central chile earthquake: Overall source process and rupture history. *Bulletin of the Seismological*

- Society of America*, 84(2):269–283.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C., and Ortega, I. (2013). Revisiting the north chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, 194(3):1283–1294.
- Métois, M., Vigny, C., and Socquet, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the chilean subduction zone (38–18 s). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5):1431–1449.
- Métois, M., Vigny, C., Socquet, A., Delorme, A., Morvan, S., Ortega, I., and Valderas-Bermejo, C.-M. (2014). Gps-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the atacama region, chile. *Geophysical Journal International*, 196(2):644–655.
- Mignan, A. and Woessner, J. (2012). Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. pages doi:10.5078/corssa-00180805.
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Baez, J., Klotz, J., Oncken, O., Tassara, A., Chen, J., Bataille, K., Bevis, M., et al. (2012). Toward understanding tectonic control on the m w 8.8 2010 maule chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 321:152–165.
- Mosegaard, K. and Tarantola, A. (1995). Monte carlo sampling of solutions to inverse problems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7):12431–12447.
- Mueller, S., Choy, G. L., and Spence, W. (1996). Inelastic models of lithospheric stress-i. theory and application to outer-rise plate deformation. *Geophysical Journal International*, 125(1):39–53.
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., and Roest, W. R. (2008). Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(4).
- Nakanishi, I., Hanakago, Y., Moriya, T., and Kasahara, M. (1991). Performance test on long-period moment tensor determination for near earthquakes by a sparse local network. *Geophysical Research Letters*, 18(2):223–226.
- Nishenko, S. P. (1991). Circum-pacific seismic potential: 1989–1999. *Pure and applied geophysics*, 135(2):169–259.
- Obana, K., Fujie, G., Takahashi, T., Yamamoto, Y., Nakamura, Y., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., and Shinohara, M. (2012). Normal-faulting earthquakes beneath the outer slope of the japan trench after the 2011 tohoku earthquake: Implications for the stress regime in the incoming pacific plate. *Geophysical Research Letters*, 39(7).
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4):1135–1154.
- Pardo, M., Comte, D., and Monfret, T. (2002a). Seismotectonic and stress distribution in the central chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1):11–22.
- Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroscchek, R., and Astroza, M. (2002b). The october 15, 1997

- punitaqui earthquake (mw= 7.1): a destructive event within the subducting nazca plate in central chile. *Tectonophysics*, 345(1):199–210.
- Patzwahl, R., Mechie, J., Schulze, A., and Giese, P. (1999). Two-dimensional velocity models of the nazca plate subduction zone between 19.5 s and 25 s from wide-angle seismic measurements during the cinca95 project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4):7293–7317.
- Pelz, K. (2000). *Tektonische Erosion am zentralandinen Forearc (20-24 S): Dissertation*. Geoforschungszentrum Potsdam: Scientific technical report. Geoforschungszentrum.
- Poli, P., Maksymowicz-Jeria, A., and Ruiz, S. (2016). The mw 8.3 illapel earthquake (chile): seismic and aseismic activity associated with hydrated slab structures. *Geophysical Research Letters*.
- Ranero, C. R., Grevemeyer, I., Sahling, H., Barckhausen, U., Hensen, C., Wallmann, K., Weinrebe, W., Vannucchi, P., Von Huene, R., and McIntosh, K. (2008). Hydrogeological system of erosional convergent margins and its influence on tectonics and interplate seismogenesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3).
- Ranero, C. R., Villaseñor, A., Phipps Morgan, J., and Weinrebe, W. (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(12).
- Ranero, C. R., Von Huene, R., Weinrebe, W., and Reichert, C. (2006). Tectonic processes along the chile convergent margin. In *The Andes*, pages 91–121. Springer.
- Reichert, C. and Schreckenberger, B. (2002). Fahrtbericht sonne-fahrt so161 leg 2y3 spoc, subduktionsprozesse vor chile-bmbf forschungsvorhaben 03g0161a-valparaíso 16.10. 2001-valparaíso 29.11. 2001. fuer geowis. und rohstoffe. *Bundesanst, Hannover, Germany*, 8.
- Ruegg, J., Rudloff, A., Vigny, C., Madariaga, R., De Chabalier, J., Campos, J., Kausel, E., Barrientos, S., and Dimitrov, D. (2009). Interseismic strain accumulation measured by gps in the seismic gap between constitución and concepción in chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1):78–85.
- Ruiz, J. A. and Contreras-Reyes, E. (2015). Outer rise seismicity boosted by the maule 2010 m w 8.8 megathrust earthquake. *Tectonophysics*, 653:127–139.
- Ruiz, J. A., Hayes, G. P., Carrizo, D., Kanamori, H., Socquet, A., and Comte, D. (2014a). Seismological analyses of the 2010 march 11, pichilemu, chile mw 7.0 and mw 6.9 coastal intraplate earthquakes. *Geophysical Journal International*, 197(1):414–434.
- Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Christophe, V., Baez, J. C., Vargas, G., Leyton, F., et al. (2016). The seismic sequence of the 16 september 2015 mw 8.3 illapel, chile, earthquake. *Seismological Research Letters*.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., and Campos, J. (2014b). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169.

- Rutland, R. (1971). Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, 233(5317):252–255.
- Sambridge, M. (1998). Exploring multidimensional landscapes without a map. *Inverse problems*, 14(3):427.
- Sambridge, M. and Mosegaard, K. (2002). Monte carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, 40(3).
- Satake, K. and Heidarzadeh, M. (2017). A review of source models of the 2015 illapel, chile earthquake and insights from tsunami data. *Pure and Applied Geophysics*, 174(1):1–9.
- Savage, J. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B6):4984–4996.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., and Reutter, K.-J. (1994). Tectonic development of the north chilean andes in relation to plate convergence and magmatism since the jurassic. In *Tectonics of the southern central Andes*, pages 121–139. Springer.
- Scholz, C. H. (2002). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge university press.
- Seno, T. and Honda, S. (1990). Depth extent analysis of the 1981 october 16 chile earthquake.
- Seno, T. and Yamanaka, Y. (1996). Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events, and superplumes. *Subduction Top to Bottom*, pages 347–355.
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., et al. (2011). The 2011 magnitude 9.0 tohoku-oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *science*, 332(6036):1421–1425.
- Strelitz, R. A. (1978). Moment tensor inversions and source models. *Geophysical Journal International*, 52(2):359–364.
- Stump, B. W. and Johnson, L. R. (1977). The determination of source properties by the linear inversion of seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(6):1489–1502.
- Tassara, A. and Echaurren, A. (2012). Anatomy of the andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1):161–168.
- Tichelaar, B. W., Christensen, D. H., and Ruff, L. J. (1992). Depth extent of rupture of the 1981 chilean outer-rise earthquake as inferred from long-period body waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3):1236–1252.
- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J., et al. (2016). The 2015 illapel earthquake, central chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, 43(2):574–583.
- Toda, S., Stein, R. S., and Lin, J. (2011). Widespread seismicity excitation throughout central japan following the 2011 m= 9.0 tohoku earthquake and its interpretation by coulomb stress transfer.

Geophysical Research Letters, 38(7).

- Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2002). *Geodynamics*. Cambridge University Press.
- Uchida, N., Kirby, S. H., Umino, N., Hino, R., and Kazakami, T. (2016). The great 1933 sanriku-oki earthquake: reappraisal of the main shock and its aftershocks and implications for its tsunami using regional tsunami and seismic data. *Geophysical Journal International*, 206(3):1619–1633.
- Von Huene, R., Corvalán, J., Flueh, E., Hinz, K., Korstgard, J., Ranero, C., and Weinrebe, W. (1997). Tectonic control of the subducting juan fernandez ridge on the andean margin near valparaiso, chile. *Tectonics*, 16(3):474–488.
- Von Huene, R. and Ranero, C. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off antofagasta, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2).
- Von Huene, R. and Scholl, D. W. (1991). Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29(3):279–316.
- Von Huene, R., Weinrebe, W., and Heeren, F. (1999). Subduction erosion along the north chile margin. *Journal of geodynamics*, 27(3):345–358.
- Wessel, P. and Smith, W. H. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47):579–579.
- Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Huene, R., and Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central andes (32–34 s): The role of the juan fernández ridge in the late tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4):6325–6345.
- Zhu, L. and Ben-Zion, Y. (2013). Parametrization of general seismic potency and moment tensors for source inversion of seismic waveform data. *Geophysical Journal International*, 194(2):839–843.
- Zoback, M. L. (1992). First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: The world stress map project. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8):11703–11728.