



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

ESPECTRO DE TERREMOTOS CHILENOS DE GRAN MAGNITUD

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

EFRAÍN DAVID RIVERA BERRÍOS

PROFESOR GUÍA:  
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
EDUARDO CONTRERAS REYES  
RAÚL MADARIAGA MEZA  
GERMÁN PRIETO GÓMEZ

SANTIAGO DE CHILE  
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE DOCTOR EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA  
POR: EFRAÍN DAVID RIVERA BERRÍOS  
FECHA: 09/09/2020  
PROF. GUÍA: SERGIO RUIZ TAPIA

## ESPECTRO DE TERREMOTOS CHILENOS DE GRAN MAGNITUD

El estudio del espectro de la fuente sísmica desarrollado hace 50 años permite entender el comportamiento dinámico de los terremotos. Desde ese tiempo, numerosas han sido las contribuciones a la comprensión de la fuente. Aki (1967) propone la “Ley de escalamiento de terremotos”, la cual define a los terremotos con un espectro similar que depende únicamente de una variable de escala, el tamaño de la falla. Esto muestra la auto-similaridad en los terremotos y que siguen una relación de escalamiento entre el momento sísmico y su tamaño. Durante años el debate ha estado abierto sin un consenso respecto a si la ley de escalamiento se cumple siempre o bajo ciertas condiciones. Sin embargo, gran parte de la teoría clásica desarrollada a partir de la ley de escalamiento es en el campo de ondas lejano, sin considerar qué sucede con el proceso de ruptura de grandes terremotos cuando estamos a cortas distancias de la fuente sísmica. Este campo de ondas que irradia el terremoto y que es responsable, por ejemplo, del desplazamiento estático del terremoto se le conoce como el *campo intermedio y cercano*.

En esta tesis, estudiamos el espectro de la fuente, tanto en distancias regionales como locales, para terremotos de gran magnitud y también para la secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014 a fin de entender cuál es la contribución del campo cercano en el espectro de terremotos. Comenzamos estudiando el par de eventos profundos que ocurrieron del límite regional entre Perú y Brasil, con una diferencia de 5 minutos. Demostramos, utilizando diversas metodologías, entre ellas el espectro de terremotos, que ambos terremotos poseían características similares en su forma, ruptura y espectro. Por otra parte, estudiamos el espectro de velocidad y desplazamiento considerando el campo cercano y aprovechando los datos de GNSS y aceleración, disponibles para los grandes terremotos que han ocurrido en los últimos años en Chile (Antofagasta 1995,  $M_w$  8.0; Tarapacá 2005,  $M_w$  7.8; Tocopilla 2007,  $M_w$  7.7; Maule 2010,  $M_w$  8.8; Iquique 2014,  $M_w$  8.2; y su réplica principal  $M_w$  7.6; Illapel 2015,  $M_w$  8.3; y Chiloé 2016,  $M_w$  7.6). Reconocimos una forma distinta en ambos espectros respecto a los modelos clásicos que se la atribuimos a una fuerte relación con el desplazamiento estático producido por el terremoto. El espectro de velocidad es plano en la asíntota de las bajas frecuencias y converge al desplazamiento estático del terremoto. Además, mostramos los primeros indicios respecto a una relación de escala en el campo cercano considerando el máximo *peak* de desplazamiento (PGD) y el momento sísmico  $M_0$ , el cual escala a una potencia de  $2/3$ . Por último, estudiamos la secuencia sísmica del terremoto de Iquique, analizando la sismicidad entre el periodo de 2008 al 1 abril de 2016, realizando una inversión de la frecuencia de esquina  $f_c$  y el factor de calidad del suelo  $Q$  utilizando un método de *clustering*, asumiendo que el rayo incidente grupo de sismos agrupados espacialmente es el mismo que llega a una estación. Esto nos ayuda a disminuir el grado de libertad en la inversión siendo esta más eficiente computacionalmente. Este trabajo quedó inconcluso detallando cómo se abordará en el futuro y con perspectivas respecto a lo que esperamos.





A mis padres...



# Agradecimientos

Quisiera comenzar agradeciendo a mi familia, a mis viejitos, mis hermanos, cuñadas y sobrinos, por su incondicional amor. Gracias a ustedes estoy aquí, por su eterna presencia.

No puedo dejar de agradecer a Sergio Ruiz, profesor guía y amigo, por toda la ayuda y confianza que ha depositado en mi en todos estos años. Gracias a Raúl Madariaga, por toda su sabiduría y sus incansables ganas por compartir su conocimiento. Debo agradecer mucho a Eduardo Contreras y su preocupación en mis momentos más difíciles, aunque él no lo crea, fue de gran ayuda. Por último, a Germán Prieto, con quién tuve la buena experiencia de trabajar unos meses en Colombia y me entrego de su conocimiento para el desarrollo de esta tesis.

Gracias a Katia, por el último empujón, el constante apoyo y tu paciencia.

Han pasado muchas personas en estos últimos años a quienes agradecerles y sería un poco injusto que no estuvieran aquí. Gracias a todos, a cada uno y aunque no aparezcan sus nombres, ellos saben quienes son.

Por último, agradecer al Proyecto Anillo ACT172002 PIA/CONICYT por su financiamiento para realizar esta tesis.



# Tabla de Contenido

Índice de Tablas	IX
Índice de Ilustraciones	X
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Contexto sismotectónico en Chile . . . . .	1
1.2. El espectro radiado por la fuente sísmica . . . . .	5
1.3. Espectro de la fuente sísmica clásica: parámetros dinámicos y estáticos . . . . .	6
1.3.1. Momento sísmico $M_0$ . . . . .	7
1.3.2. Frecuencia de esquina $f_c$ . . . . .	7
1.3.3. Caída de esfuerzo $\Delta\sigma$ . . . . .	8
1.3.4. Energía sísmica $E_r$ . . . . .	8
1.3.5. Esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ y Esfuerzo aparente $\sigma_a$ . . . . .	9
1.4. Efectos de la señal sísmica y cálculo de los parámetros de la fuente . . . . .	9
1.4.1. Efectos de la fuente . . . . .	10
1.4.2. Efectos en la trayectoria fuente-estación . . . . .	11
1.4.3. Estimación del espectro de la fuente . . . . .	12
1.5. Ley de escalamiento de terremotos . . . . .	13
1.6. Objetivos . . . . .	15
<b>2. Terremotos profundos <math>M_w</math> 7.5 y <math>M_w</math> 7.6 en la región límite de Perú-Brasil</b>	<b>17</b>
2.1. Introducción . . . . .	17
2.2. Datos, metodología y resultados . . . . .	18
2.2.1. Localización de réplicas . . . . .	19
2.3. Espectro de dos grandes terremotos en el campo regional . . . . .	20
2.4. Conclusiones . . . . .	21
<b>3. Espectro de campo cercano de grandes terremotos</b>	<b>22</b>
3.1. Introducción . . . . .	23
3.2. El terremoto de Iquique y el campo cercano . . . . .	24
3.3. Calculando el espectro de desplazamiento desde acelerogramas . . . . .	27
3.4. ¿Por qué Omega-1? . . . . .	31
3.4.1. Un modelo simplificado para ondas S . . . . .	32
3.5. Espectro de desplazamiento en el norte de Chile después del terremoto de Iquique	33
3.6. Transición al espectro de Aki-Brune a grandes distancias de la fuente . . . . .	37
3.7. Discusión . . . . .	39
3.8. Conclusiones . . . . .	41

<b>4. Espectro de registros de aceleración para terremotos Chilenos de gran magnitud</b>	<b>44</b>
4.1. Introducción . . . . .	45
4.2. Grandes terremotos ocurridos recientemente en Chile . . . . .	46
4.3. Datos y métodos . . . . .	47
4.3.1. Modelo de espectro de velocidad . . . . .	50
4.4. Comparación entre espectros de cGPS y de acelerómetros . . . . .	53
4.5. Influencia de la magnitud y distancia en el espectro de terremotos . . . . .	56
4.5.1. Espectro de terremotos con diferente magnitud . . . . .	56
4.5.2. Espectro de un gran terremoto a diferentes distancias de observación	57
4.6. Discusión . . . . .	58
4.7. Conclusiones . . . . .	61
<b>5. Análisis espectral y ley de escalamiento para la secuencia sísmica del terremoto de Iquique <math>M_w</math> 8.2</b>	<b>68</b>
5.1. Secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014 . . . . .	70
5.1.1. Actividad precursora . . . . .	72
5.1.2. Terremoto de Iquique 2014: Fase cosísmica . . . . .	73
5.1.3. Réplicas del terremoto . . . . .	74
5.2. Datos y Metodología . . . . .	75
5.3. Método de <i>clustering</i> e inversión del espectro de desplazamiento . . . . .	75
5.4. Resultados preliminares . . . . .	78
5.5. Perspectivas . . . . .	80
<b>6. Conclusión</b>	<b>82</b>
6.1. Principales Resultados . . . . .	82
6.2. Perspectivas a Futuro . . . . .	83
<b>Bibliografía</b>	<b>84</b>
<b>A. Contribuciones a artículos publicados en orden cronológico</b>	<b>98</b>

# Índice de Tablas

3.1. Instrumentos del norte de Chile . . . . .	25
4.1. Localización, tipo y magnitud de cada terremoto utilizado en este estudio. . .	62
4.2. Instrumentos GNSS y acelerómetros y su respectiva distancia hipocentral. *Estaciones operadas por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile. . . . .	62
4.3. Localización de la estación PSGCX y eventos utilizados en la Figura 4.9 . . .	62
4.4. Momento sísmico $M_0$ , desplazamiento estático y PGD para registros GNSS para los últimos terremotos chilenos. . . . .	63



# Índice de Ilustraciones

1.1. Configuración tectónica del margen chileno al norte de la dorsal de Juan Fernández. . . . .	3
1.2. Configuración tectónica del margen chileno al sur de la dorsal de Juan Fernández	5
1.3. Esquema del espectro en desplazamiento y velocidad de la fuente de un terremoto	7
1.4. Relación entre el movimiento de la fuente y el registro en un punto de observación	10
2.1. Sismicidad de Sudamérica desde 1900 para eventos de magnitud superior a $M_{5.5}$ del catálogo del NEIC. . . . .	18
2.2. Datos sísmicos regionales utilizados para estudiar el par de eventos de 2015 en Perú. . . . .	19
2.3. Estación YCA que registró el par de eventos profundos de noviembre de 2015	20
3.1. Mapa contexto del terremoto $M_w$ 8.2 de Iquique 2014 . . . . .	26
3.2. Acelerogramas de la componente EW de las estaciones TA01 y PSGCX . . .	27
3.3. Comparación GNSS PSGA y acelerograma PSGCX integrado dos veces . . .	27
3.4. Transformada finita de Fourier de la traza de desplazamiento en la estación PSGCX . . . . .	28
3.5. Comparación de la velocidad del suelo determinada a partir de los registros de PSGA y PSGCX . . . . .	29
3.6. Espectros de los registros de velocidad de la estación GNSS PSGA y del acelerograma PSGCX . . . . .	30
3.7. Espectro de desplazamiento de campo cercano simplificado calculado para una onda S que contiene componentes de campo cercano y lejano. . . . .	33
3.8. Componente EW de desplazamiento integrado del acelerograma de la estación PB11 . . . . .	34
3.9. Componente EW de desplazamiento integrado del acelerograma de la estación PB01 . . . . .	35
3.10. Apilamiento de la componente EW de los espectros de velocidad observados en un conjunto de estaciones de movimiento fuerte seleccionadas en el norte de Chile . . . . .	36
3.11. Acelerogramas registrados en dos estaciones IPOC, PB01 y PB11, para el precursor del terremoto de Iquique del 16 de marzo de 2014 . . . . .	37
3.12. Los espectros de desplazamiento de dos estaciones IPOC, PB01 y PB11 . . .	38
4.1. Mapa con los epicentros de los últimos 8 terremotos en Chile . . . . .	48
4.2. Registro de la estación ANTO para el terremoto de Antofagasta 1995 . . . .	49
4.3. Registro de aceleración de la estación PB11 para el terremoto de Iquique 2014	50

4.4.	Espectro de velocidad de la estación de CO03 para el evento del 16 de septiembre de 2015 en Illapel . . . . .	52
4.5.	Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación CO06 para el terremoto de Illapel del 16 de septiembre de 2016 . . . . .	53
4.6.	Registros de aceleración y desplazamiento para la componente este-oeste de las estación PSGCX y que registró el terremoto de Iquique 2014 y la estación TA01 su réplica principal . . . . .	54
4.7.	Registro de aceleración y desplazamiento para el componente este-oeste registrado en la estación CO06 para el terremoto de Illapel 2015 y la estación GO07 para Chiloé 2016 . . . . .	55
4.8.	Registros de aceleración y desplazamiento del componente este-oeste de los registros de aceleración de CCSP y ROC1 del terremoto del 27 de febrero de 2010 . . . . .	56
4.9.	Espectro de velocidad para eventos de diferente magnitud registrados para la estación PSGCX en el norte de Chile . . . . .	57
4.10.	Espectro de velocidad para cuatro estaciones que registraron el terremoto del 1 de abril de 2014 ordenado en función de la distancia hipocentral . . . . .	58
4.11.	PGD y desplazamiento estático en función del momento sísmico $M_0$ para los últimos 7 grandes terremotos <i>thrust</i> en Chile . . . . .	60
4.12.	Registros de aceleración y espectro de velocidad de la estación ANTO para el terremoto de Antofagasta 1995 . . . . .	64
4.13.	Registros de aceleración y espectro de velocidad de la estación PICA para el terremoto de Tarapacá 2005 . . . . .	64
4.14.	Registros de aceleración y espectro de velocidad de la estación PB04 para el terremoto de Tocopilla 2007 . . . . .	65
4.15.	Registros de aceleración, GNSS y espectro de velocidad de la estación CCSP y CONZ para el terremoto de Maule 2010 . . . . .	65
4.16.	Registros de aceleración, GNSS y espectro de velocidad de la estación PSGCX y PSGA para el terremoto de Iquique 2014 . . . . .	66
4.17.	Registros de aceleración, GNSS y espectro de velocidad de la estación TA01 y AEDA para la réplica principal del terremoto de Iquique 2014 . . . . .	66
4.18.	Registros de aceleración, GNSS y espectro de velocidad de la estación CO06 y PFRJ para el terremoto de Illapel 2015 . . . . .	67
4.19.	Registros de aceleración, GNSS y espectro de velocidad de la estación GO07 y QLLN para el terremoto de Chiloé 2016 . . . . .	67
5.1.	Largos de ruptura de terremotos históricos en el norte de Chile . . . . .	68
5.2.	Mapa con sismicidad histórica del norte de Chile . . . . .	69
5.3.	Evolución temporal de la sismicidad y magnitud de precusores y réplicas tempranas . . . . .	70
5.4.	Red de estaciones en la zona del terremoto de Iquique 2014 . . . . .	71
5.5.	Secuencia sísmica entre el 1 de Enero de 2008 y el 1 de Abril de 2014 . . . . .	72
5.6.	Mapa con modelo de acoplamiento y deslizamientos cosísmicos para los eventos del 1 de abril y 3 de abril . . . . .	73
5.7.	Sismicidad producida durante el periodo entre enero de 2008 y julio de 2017 . . . . .	74
5.8.	Espectro de desplazamiento para la estación PB07 . . . . .	76
5.9.	Esquema de método singular . . . . .	77

5.10. Método clustering . . . . .	78
5.11. Ajuste de espectro observado y modelo de Brune . . . . .	79
5.12. Ajuste de espectro observado y modelo de Brune para un cluster de eventos . . . . .	79
5.13. Esquema de trayecto de onda desde la fuente hasta la estación para distintos tipos de sismos . . . . .	80
5.14. Espectros apilados obtenidos desde la Figura 5.12 . . . . .	81

# Capítulo 1

## Introducción

Chile es una de las regiones más sísmicas del planeta. La alta tasa de convergencia de 66mm/año entre las placas Sudamericana y Nazca (Khazaradze & Klotz, 2003) permite que posea una amplia diversidad respecto a los tipos de sismos que se producen, garantizando uno de los mejores laboratorios naturales para el estudio de los terremotos. En los últimos 25 años, 8 grandes terremotos de magnitud superior a  $M_w$  7.5 han ocurrido a lo largo de Chile: Antofagasta 1995,  $M_w$  8.0; Tarapacá 2005,  $M_w$  7.8; Tocopilla 2007,  $M_w$  7.7; Maule 2010,  $M_w$  8.8; Iquique 2014,  $M_w$  8.2 y su principal réplica  $M_w$  7.6; Illapel 2015,  $M_w$  8.3 y Chiloé 2016,  $M_w$  7.6; los últimos, muy bien registrados por una extensa red de estaciones multiparamétricas. Todos estos terremotos han sido ampliamente estudiados por diversos autores (Ruegg *et al.* (1996); Delouis *et al.* (1997); Delouis & Legrand (2007); Peyrat *et al.* (2006); Peyrat & Favreau (2010); Schurr *et al.* (2012); Lancieri *et al.* (2012); Lay *et al.* (2010); Vigny *et al.* (2011); Moreno *et al.* (2012); Ruiz *et al.* (2014); Schurr *et al.* (2014); Ruiz *et al.* (2016b, 2017b); Lange *et al.* (2018), entre muchos otros!), observándolos a diferentes distancias, caracterizando la radiación de la fuente de estos, su comportamiento cinemáticos y en muy pocos de ellos también su dinámica.

Por otra parte, el explosivo aumento en el desarrollo de tecnología instrumental junto con la gran disponibilidad de datos obtenida mediante la extensa red sismológica y geodésica desplegada por el Centro Sismológico Nacional (CSN) en las últimas décadas, proveen de información única para el estudio de la radiación sísmica de los grandes terremotos ocurridos en Chile en el último tiempo, observados desde distancias muy cercanas a la fuente gracias a su red de acelerometría y GNSS. Como veremos en esta tesis, aprovecharemos todo el desarrollo instrumental disponible para estudiar el espectro de la fuente sísmica, caracterizando el comportamiento dinámico de los grandes terremotos chilenos.

### 1.1. Contexto sismotectónico en Chile

A lo largo de Chile, tres placas interactúan entre si generando principalmente la configuración tectónica del margen chileno. Dos placas oceánicas subducen la placa continental Sudamericana separadas por el centro de expansión denominado *Chile Rise*: al sur, la placa Antártica subduce la placa Sudamericana con una dirección perpendicular a la fosa y

a una tasa promedio de 18 mm/año; y al norte, la placa de Nazca converge con la placa Sudamericana a una tasa promedio de 66 mm/año con una dirección oblicua ( $\sim N78^\circ S$ ) casi perpendicular a la fosa (Khazaradze & Klotz, 2003), chocando el *Chile Rise* con la placa Sudamericana y reuniéndose las tres placas en la latitud  $46^\circ S$  aproximadamente, conocido como el Punto Triple. El margen comprendido entre la placa Sudamericana y la de Nazca es uno de los más activos en el mundo, produciéndose en su zona de contacto grandes terremotos y una alta tasa de sismicidad. En la interacción entre estas dos placas nos centraremos desde ahora en adelante.

Uno de los principales elementos batimétricos que posee la placa de Nazca en el margen chileno es la dorsal de Juan Fernández que corresponde a una cadena de montes submarinos formado por vulcanismo intraplaca con una extensión de  $\sim 900$  Km hacia el oeste de la fosa y que tuvo su primera colisión con la placa continental hace 22 Ma ( $\sim 20^\circ S$ ), migrando progresivamente hacia el sur hasta su actual posición entre las latitudes  $32^\circ S - 33^\circ S$  (Yáñez *et al.*, 2001; Bello-González *et al.*, 2018). Una de las mayores características que posee la dorsal de Juan Fernández es que actúa como una barrera con respecto al transporte de sedimentos a través del eje de la fosa que fluyen desde el sur hacia el norte, generando la principal segmentación tectónica en la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana a lo largo del margen chileno separando un margen erosivo hacia el norte y de acreción hacia el sur (Von Huene *et al.*, 1997).

En el segmento norte (Figura 1.1), la placa oceánica está cubierta por una delgada capa de sedimento pelágico, al igual que la fosa, producto del escaso transporte de sedimentos. Debido a lo anterior, prominentes altos topográficos de *horst-graben* se observan llegando a la fosa, poco antes de subducir y que podrían estar relacionados con la abrasión de la base del antearco producida por la erosión por subducción al poseer un delgado canal de subducción, consecuencia de la escasa cantidad de sedimentos que subducen (Rutland (1971); Clift & Vannucchi (2004); Ranero *et al.* (2006); y otros). Por lo tanto, material de la placa superior es removido y dirigido por el canal de subducción hacia el manto (von Huene & Ranero, 2003). Esto tiene como consecuencia el adelgazamiento de la placa superior, empinamiento del talud continental y subsidencia en el margen, además de migración del eje de la fosa y del arco volcánico hacia el este. Por otro lado, parte del material erodado queda atrapado en profundidades intermedias, acumulándose y produciendo alzamientos en la costa y en la cuña continental, esto podría explicar la formación de la Cordillera de la Costa (Contreras-Reyes *et al.*, 2014). La placa continental está caracterizado por un cuerpo en forma de cuña de baja velocidad de onda fracturado y saturado de fluidos, el cual está delimitado por un fuerte gradiente de velocidad (por ejemplo Sallarès & Ranero (2005); Contreras-Reyes *et al.* (2012, 2014); Maksymowicz *et al.* (2018)).

Estructuras en la placa que subducta muestran dos tipos de fallamientos preferenciales que favorecerían la presencia de sismicidad después de la fosa (*outer-rise*), el primero tiene relación con la formación de la placa donde la dirección del fallamiento ocurre paralelo al centro de expansión (Carbotte & Scheirer, 2004) y un segundo tipo de fallamiento se produce previo a la subducción debido a la flexura de la placa y que tienen una dirección paralela a la fosa (Ranero *et al.*, 2005).

Diversos autores que han estudiado el margen erosivo del norte de Chile, han propuesto

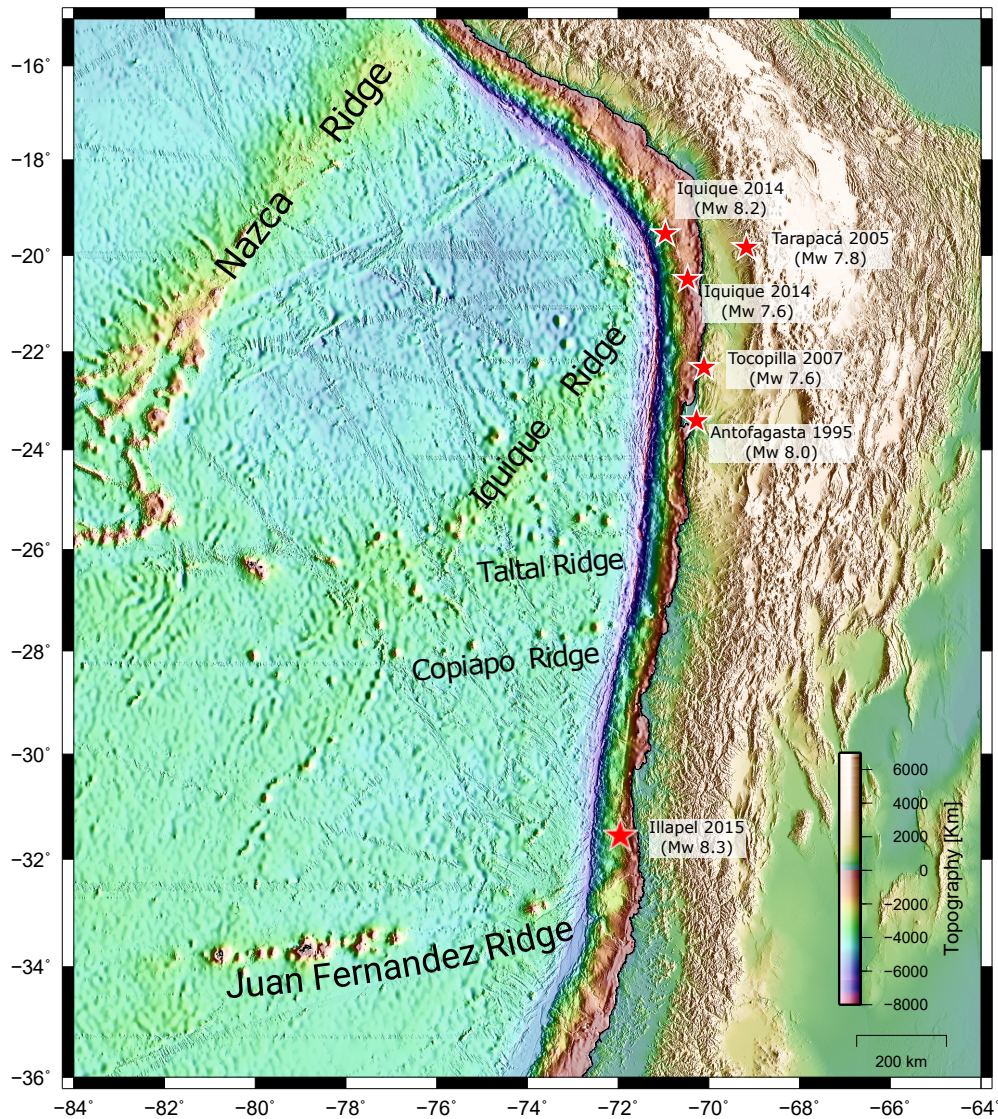


Figura 1.1: Configuración tectónica del margen chileno al norte de la dorsal de Juan Fernández, identificando sus principales unidades oceánicas y los recientes terremotos ocurridos en la zona.

que muchas de las características topográficas presentes a lo largo del margen y que, producto al delgado relleno de sedimentos en el segmento norte, pueden ser más realzadas, juegan un papel importante en el proceso de terremotos en el momento en que subducen. von Huene & Ranero (2003) proponen que la erosión tectónica usualmente está asociada con un fuerte acoplamiento interplaca, mientras que Contreras-Reyes & Carrizo (2011) llevan su estudio un poco más adelante, mostrando la relación entre estos altos relieves oceánicos y en grado de acoplamiento entre las placas considerando en la zona un delgado canal de subducción producto de la capacidad de flotación de estos rasgos oceánicos. Ellos muestran que la flotabilidad de estos elementos aumentaría el esfuerzo normal, mejorando el acoplamiento que afectaría la sismicidad en la zona y causaría segmentación en la propagación de ruptura de grandes terremotos. Geersen *et al.* (2015) han observado la presencia de montes submarinos que subducen, los cuales, debido al desgaste de la placa superior, podrían ser los responsables de zonas de reducido acoplamiento en la zona mas somera del interfaz. Por su parte, Meng *et al.* (2015) también muestran la presencia de montes submarinos mediante observaciones

de anomalías de gravedad que promoverían la radiación de alta frecuencia, además de las heterogeneidades reológicas producidas por contrastes de material a lo largo de la subducción (Maksymowicz *et al.*, 2018). Junto a lo anterior, diversos autores que han estudiado el segmento erosivo del margen chileno han concordado respecto a una estructura heterogénea presente en el antearco marino (Contreras-Reyes *et al.*, 2012, 2014; Maksymowicz *et al.*, 2018) fracturada y que posee una baja velocidad de onda P. Particularmente, Maksymowicz *et al.* (2018), utilizando modelos de densidad, observa variaciones en la densidad de esta cuña continental, segmentada latitudinalmente y longitudinalmente que son explicados por cambios en el grado de fracturamiento y que podría tener un importante control en el proceso de ruptura del terremoto de Iquique 2014.

En el segmento al norte de la dorsal de Juan Fernández, han ocurrido 5 grandes terremotos de subducción en los últimos 25 años: Antofagasta 1995 ( $M_w$  8.0), Tocopilla 2007 ( $M_w$  7.6), Iquique 2014 ( $M_w$  8.2) y su réplica principal tres días después ( $M_w$  7.6) e Illapel 2015 ( $M_w$  8.3). Además de un terremoto intraplaca de profundidad intermedia: Tarapacá 2005 ( $M_w$  7.8).

El segmento al sur de la dorsal de Juan Fernández (Figura 1.2), es rico en depósitos sedimentarios, esto hace que el margen sea no-erosivo, caracterizado por un grueso relleno de sedimentos en la fosa, ocultando los prominentes rasgos batimétricos en su vecindad, a diferencia de lo observado en el segmento norte. Cañones submarinos y cuencas sedimentarias presentes en abundancia en gran parte del extremo sur del margen, ubicadas en una plataforma continental bien desarrollada, favorecen el transporte de sedimentos hacia la fosa, los cuales son transportados hacia el norte por el canal axial hasta detenerse en la dorsal de Juan Fernández (Völker *et al.*, 2013).

Grandes elementos topográficos se pueden encontrar en el segmento sur, como por ejemplo la zona de fractura de Mocha, entre otras. La zona de fractura de Mocha produce una segmentación latitudinal respecto al grosor del canal de subducción. La cantidad de sedimentos que subductan al norte de la zona de fractura de Mocha es menor que la del sur, generando un canal de subducción de menor grosor. A pesar de esto, el espesor del canal de subducción entre la dorsal de Juan Fernández y la zona de fractura de Mocha es mucho mayor al presentado en el segmento norte del margen (Contreras-Reyes *et al.*, 2010). Esta característica es importante en la propagación de la ruptura de grandes terremotos, pues se esperaría que un canal de subducción grueso favorecería su propagación. Por lo mismo, otra característica importante en la zona de fractura de Mocha, es que podría actuar como barrera de grandes terremotos, como ocurrió para el terremoto de Valdivia de 1960 ( $M_w$  9.5) en que la ruptura se detiene aproximadamente en esta zona por su límite norte y también para el terremoto de Maule 2010 ( $M_w$  8.8) actuando como barrera en el límite sur (Contreras-Reyes *et al.*, 2010; Contreras-Reyes & Carrizo, 2011).

En este segmento han ocurrido dos terremotos interplaca en los últimos 10 años: el terremoto de Maule 2010 ( $M_w$  8.8) y Chiloé 2016 ( $M_w$  7.6).

En este contexto tectónico, en la interacción de las placas Sudamericana y Nazca, han ocurrido grandes terremotos, importantes en la historia sísmica de Chile, pero también otros recientes que estudiaremos en esta tesis.



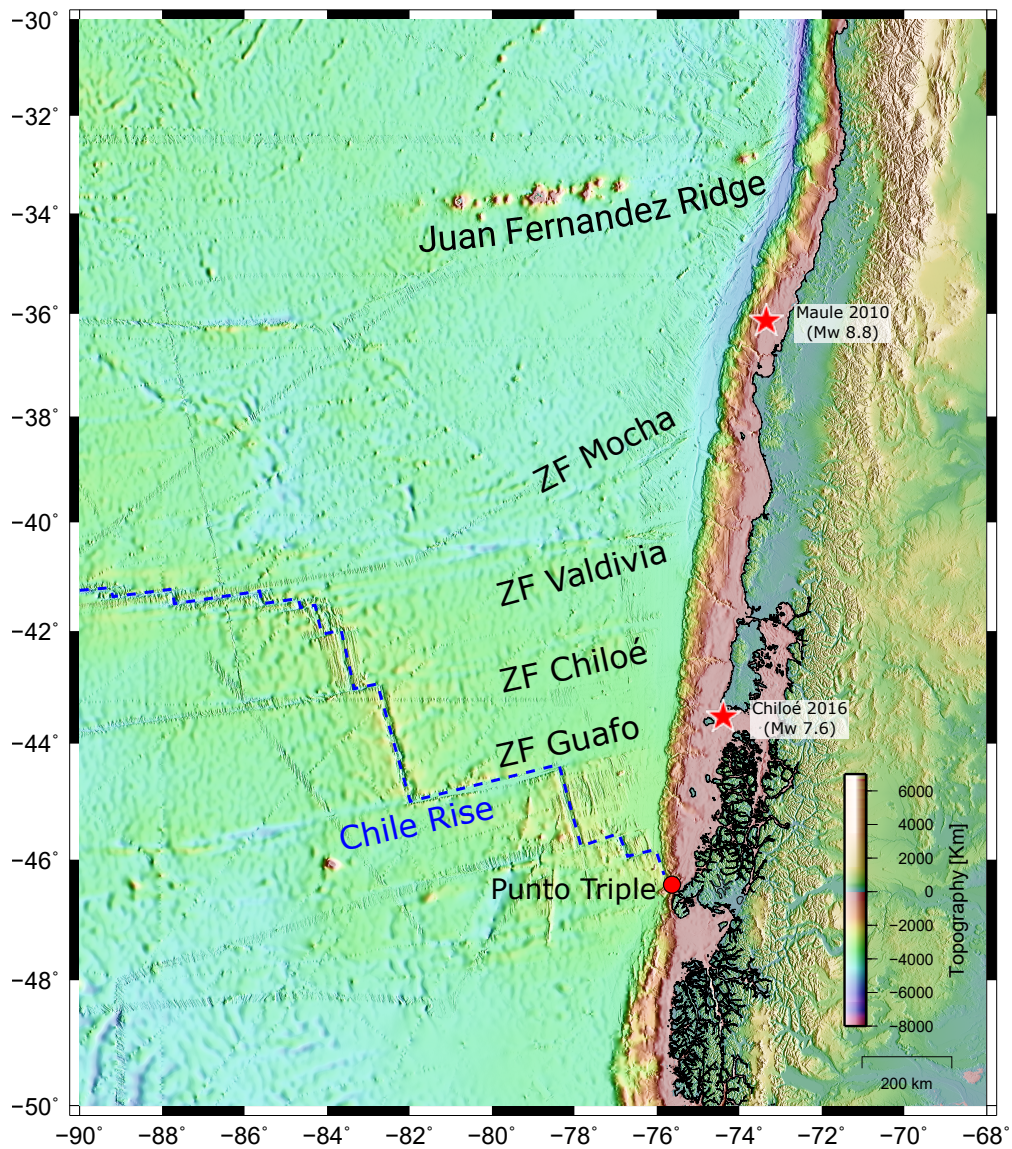


Figura 1.2: Configuración tectónica del margen chileno al sur de la dorsal de Juan Fernández, identificando sus principales unidades oceánicas y los recientes terremotos ocurridos en la zona.

## 1.2. El espectro radiado por la fuente sísmica

El concepto del espectro de la fuente sísmica fue introducido por Aki (1967) y Brune (1970). A partir de ese momento, el análisis espectral ha sido ampliamente estudiado por diversos autores, dejando en evidencia su importancia en la caracterización de la fuente sísmica, tanto en su comportamiento estático como dinámico.

Si consideramos Aki & Richards (2002), el campo de desplazamiento de una fuente sísmica



puntual en un medio homogéneo está dado por la expresión espacio-temporal

$$\begin{aligned}
u_i(r, t) &= \frac{1}{4\pi\rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M_0(t - \tau) d\tau \\
&+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \\
&+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right),
\end{aligned}$$

donde cada término está separado por tres campos de observación: cercano, intermedio y lejano. Los primeros dos campos dependen explícitamente de la función temporal de momento  $M_0(t)$  y el último de la tasa de momento  $\dot{M}_0(t)$ . Los parámetros que dependen de esta relación son: (a)  $r$  que es la distancia de la fuente a la estación, (b) las velocidades promedio con que viaja la onda P ( $\alpha$ ) y S ( $\beta$ ), (c) la densidad del medio que rodea la nucleación ( $\rho$ ), y (d) el patrón de radiación  $A^i$  que depende del tipo de fallamiento producido.

Hasta hace unos 15 años, el estudio del espectro de la fuente normalmente se ha realizado utilizando el espectro de campo lejano para terremoto de mediana o gran magnitud y de baja magnitud cuando se estudian a distancias cercanas. Es en este ambiente donde se ha desarrollado la teoría que nos ha permitido entender los procesos de ruptura de los terremotos en el dominio de las frecuencias.

Sin embargo, con el rápido aumento de la tecnología en la instrumentación, nuevas oportunidades han surgido para poder observar y considerar el campo cercano e intermedio en los procesos físicos de grandes terremotos. Tanto el desarrollo de instrumentos GNSS como los que permiten obtener la aceleración del suelo entregan una gran oportunidad de observación a cortas distancias sin lamentar la pérdida de información debido a la saturación instrumental producto de la magnitud del evento. Gracias a esto, el estudio de la fuente sísmica considerando el campo cercano e intermedio será una prioridad en el análisis del proceso de ruptura de grandes terremotos, y el estudio espectral de la fuente no debiera estar ajeno a ella.

### 1.3. Espectro de la fuente sísmica clásica: parámetros dinámicos y estáticos

El espectro de la fuente sísmica entrega información importante de proceso de ruptura de un terremoto. Parámetros como el momento sísmico, la caída de tensión o la energía radiada por el terremoto pueden ser cuantificables gracias a este. Teóricamente, el espectro de desplazamiento de la fuente sísmica en el campo lejano está compuesto en su amplitud espectral por una parte plana asintótica en las bajas frecuencias y que a partir de un punto comienza a decaer abruptamente hacia las altas frecuencias (Figura 1.3). Por otra parte, en el espectro de velocidad se produce una rotación a contra-reloj en torno a la frecuencia de esquina obteniendo una pendiente positiva como  $f$  y otra que decae como  $f^{-1}$  (véase Figura 1.3).

A continuación, presentamos cada uno de los parámetros que pueden ser obtenidos por medio del espectro de la fuente sísmica.

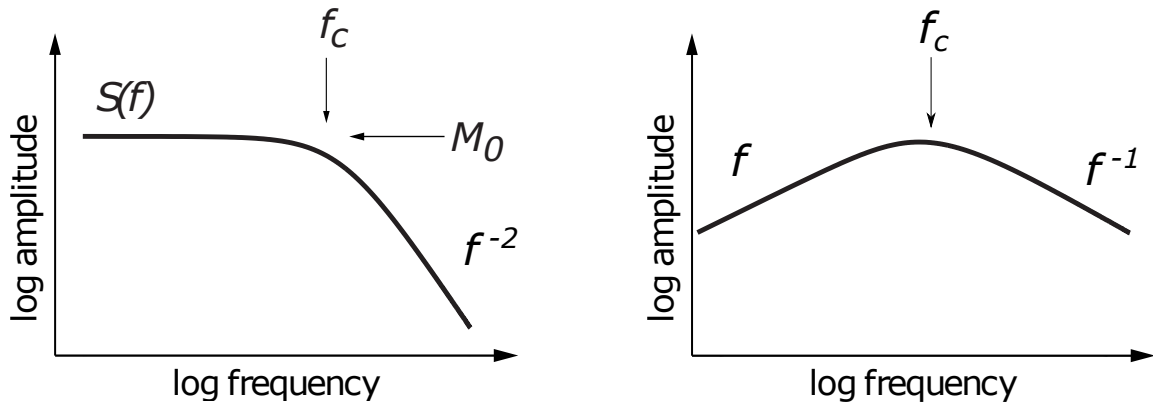


Figura 1.3: Esquema del espectro en desplazamiento (*izquierda*) y velocidad (*derecha*) de la fuente de un terremoto.

### 1.3.1. Momento sísmico $M_0$

De una manera simple de abordar, el momento sísmico escalar  $M_0$ , definido por Aki (1966), corresponde a la forma fundamental de medir la magnitud de un terremoto. Matemáticamente se define como

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} S, \quad (1.1)$$

donde  $\mu$  corresponde al modulo de rigidez o cizalle del material de la falla,  $\Delta \bar{u}$  el valor medio del deslizamiento en la falla y  $S$  es el área de la superficie de falla. Utilizando el espectro de la señal en desplazamiento (véase Figura 1.3),  $M_0$  es proporcional a la amplitud cuando la frecuencia tiende a cero en el espectro de campo lejano (Madariaga, 2011) y que es equivalente al área bajo el pulso de desplazamiento de la señal en el dominio temporal.

El momento sísmico escalar es una medición estática en los parámetros de la fuente sísmica y que está sujeto al mecanismo focal que posea el terremoto. Dependiendo de donde se observe, la amplitud del momento sísmico podría cambiar.

### 1.3.2. Frecuencia de esquina $f_c$

El cálculo de la frecuencia de esquina  $f_c$  se hace por medio del espectro observado desde el campo lejano. En la Figura 1.3 se observa como el espectro de desplazamiento en las bajas frecuencias permanece constante hasta el punto en que se produce un fuerte cambio donde comienza rápidamente a decaer. Según el modelo de Brune (1970), la forma de ese decaimiento es proporcional a  $f^{-2}$ .

Si asumimos una falla circular de radio  $r$  con un inicio de la ruptura desde el centro expandiéndose radialmente a una velocidad  $v_r = 0.9\beta$ , donde  $\beta$  es la velocidad de la onda de corte. Por lo tanto, la duración de la ruptura estará dada por la relación

$$\tau = \frac{r}{v_r}, \quad (1.2)$$

donde  $\tau$  es la duración de la ruptura y puede ser extraída del registro en desplazamiento. Por otro lado, la frecuencia de esquina está relacionada a la duración del pulso de la señal en

desplazamiento ( $\tau \propto f_c^{-1}$ ) por lo que se puede relacionar el radio de la falla como

$$r = \frac{k \beta}{f_c} \quad (1.3)$$

donde  $k$  es un factor adimensional con valores de 0.32 para la onda P y 0.21 para la onda S (Brune, 1970; Madariaga, 1976), dependiendo del tipo de onda con qué se hizo el cálculo.

### 1.3.3. Caída de esfuerzo $\Delta\sigma$

Considerando el esfuerzo de cizalle sobre una falla, el cambio de esfuerzos que ocurre antes y después de un terremoto es definido como caída de esfuerzo ( $\Delta\sigma$ ) y que está determinada por

$$\Delta\sigma = \frac{1}{A} \int_A [\sigma_0 - \sigma_1] dS \quad (1.4)$$

donde la intergral está definida sobre la superficie de la falla de área  $A$ . La solución analítica a esta expresión ha sido resuelta para pocos casos, con una superficie de falla determinada geoméricamente y materiales homogéneos. A partir del caso general, para una falla elíptica estimada por Eshelby (1957), se puede calcular el caso de una falla circular (Madariaga, 1976) considerando el material como un sólido de Poisson.

La caída de esfuerzos está relacionada con el momento sísmico, de la misma forma que es inversamente proporcional al cubo de la dimensión de la falla

$$\Delta\sigma = \frac{7 M_0}{16 r^3}. \quad (1.5)$$

Es importante señalar que un pequeño error en la estimación del radio de la falla causaría un gran error en el cálculo de la caída de esfuerzos.

De la misma manera que el momento sísmico  $M_0$ , la caída de esfuerzo  $\Delta\sigma$  es un parámetro estático de la fuente sísmica que, sin embargo, puede convertirse en un parámetro dinámico si consideramos la evolución temporal del cambio de esfuerzos mientras la ruptura se sigue desarrollando.

### 1.3.4. Energía sísmica $E_r$

Al momento de ocurrir un terremoto, o durante un proceso de fallamiento, la energía total involucrada durante el tiempo en que se lleva a cabo el proceso de fractura es disipada de manera mecánica (energía de fractura  $E_G$ ) o termal (energía termal o energía de calentamiento por fricción  $E_F$ ) y otra es liberada como ondas sísmicas (energía radiada  $E_r$ ).

Por medio del espectro de la fuente sísmica, se puede calcular la energía radiada (Madariaga, 2011) como

$$E_r^c = \frac{1}{4\pi^2 \rho c^5} \langle \mathcal{R}_c^2 \rangle \int_0^\infty \omega^2 |\Omega(\omega)|^2 d\omega, \quad (1.6)$$

donde  $\Omega$  es el espectro de desplazamiento,  $\rho$  es la densidad del medio,  $c$  es la velocidad de la onda (P ó S) y  $\langle \mathcal{R}_c^2 \rangle$  es el patrón de radiación cuadrático medio, cuyo valor variará

dependiendo del modelo de fuente que se utilice. Si consideramos un modelo  $\omega$ -cuadrado, el patrón de radiación tendrá valores de  $4/15$  para la onda P y  $2/5$  para la onda S.

La energía sísmica es de considerable interés debido a que posee información relevante acerca de la dinámica de la ruptura durante un terremoto. Debido a que, a partir de la diversidad de tipos de energía involucradas en el proceso de un terremoto, el único tipo de energía que es posible medir directamente al analizar las señales es la energía sísmica radiada,  $E_r$ , esta puede ser expresada como una fracción de la energía total ( $E_T$ ). Este valor es conocido como el *coeficiente de eficiencia sísmica*  $\eta$  (Kanamori & Anderson, 1975) y que está definido como

$$\eta = \frac{E_r}{E_T}. \quad (1.7)$$

El coeficiente de eficiencia sísmica mide la proporción de la energía total radiada como ondas sísmicas.

### 1.3.5. Esfuerzo promedio $\bar{\sigma}$ y Esfuerzo aparente $\sigma_a$

Existen parámetros muy útiles que están directamente asociados a la energía sísmica radiada por un terremoto. Uno de estos fue introducido por Wyss & Brune (1968) definido como el producto del coeficiente de eficiencia sísmica y el *esfuerzo promedio* que actúa a través de la falla durante un terremoto

$$\sigma_a = \eta \bar{\sigma}, \quad (1.8)$$

denominado *esfuerzo aparente*. Así mismo, Wyss & Brune (1968) demostraron que para un esfuerzo promedio uniforme,  $E_T$  puede ser escrito como

$$E_T = \frac{\bar{\sigma}}{\mu} M_0, \quad (1.9)$$

de modo que combinando las ecuaciones 1.7, 1.8 y 1.9, definimos el esfuerzo aparente como

$$\sigma_a = \frac{\mu E_r}{M_0}. \quad (1.10)$$

Esta última expresión muestra cómo el esfuerzo aparente ( $\sigma_a$ ) describe las propiedades dinámicas de un terremoto, convirtiéndose en una de las mediciones más útiles de esfuerzo sobre la fuente sísmica. Es importante señalar que el esfuerzo aparente y la caída de esfuerzo son en principio independientes,  $\sigma_a$  es una medida dinámica que solo es medible utilizando datos sísmicos. El comportamiento del esfuerzo aparente como una función de la magnitud de un terremoto, el escalamiento de  $\sigma_a \propto M_0$  son de gran importancia y nos ayudará a contestar futuras preguntas.

## 1.4. Efectos de la señal sísmica y cálculo de los parámetros de la fuente

El espectro de la fuente sísmica clásico (Brune, 1970) se obtiene a partir del espectro de amplitudes de la señal sísmica medida en desplazamiento radiado por un terremoto. Para casi

todos los terremotos observados desde el campo lejano, el espectro sísmico posee la misma forma: es plano en las bajas frecuencias hasta un punto (frecuencia de esquina,  $f_c$ ) a partir del cual decae como el inverso de la potencia cuadrada para las altas frecuencias (Figura 1.3). Sin embargo, antes de lograr obtener el espectro de la fuente, es necesario corregir efectos producidos tanto en la nucleación, y que son propios de la fuente del terremoto (patrón de radiación y directividad), como los que ocurren en el trayecto de la onda desde la fuente hasta la estación sísmológica (dispersión, atenuación, entre otros) y en el sitio donde está instalada la estación (superficie libre). A continuación discutiremos con mayor detalle estos tipos de efectos.

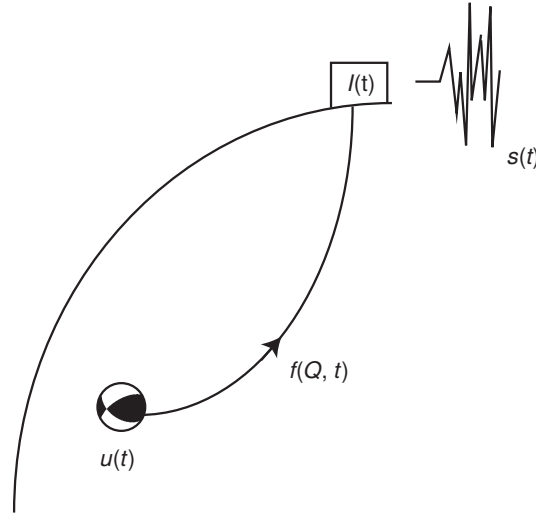


Figura 1.4: Esquema que ilustra las funciones que describen la fuente sísmica. Imagen extraída de Udías *et al.* (2014).

La señal sísmica en el tiempo puede ser escrita como la convolución en el tiempo del movimiento del suelo con los efectos que se producen desde la fuente del terremoto hasta la llegada a la estación y la respuesta instrumental (Figura 1.4)

$$s(t) = u(t) * f(Q, t) * I(t) \quad (1.11)$$

donde  $u(t)$  corresponde al movimiento del suelo considerando los efectos de la fuente (patrón de radiación y directividad),  $f(Q, t)$  son los efectos de atenuación que se producen en el viaje de la onda desde la fuente a la estación y por último  $I(t)$  que es la respuesta instrumental. A partir de esta sección, asumiremos que la respuesta instrumental ha sido corregida del registro sísmico y cualquier tipo de error en la corrección es despreciable.

### 1.4.1. Efectos de la fuente

Como se mencionó anteriormente, en el momento en que ocurre un terremoto gran parte de la energía involucrada en el proceso es radiada por medio de ondas sísmicas. Para estimar esta energía directamente desde la señal sísmica, es necesario realizar correcciones a los efectos producidos en la fuente sísmica y en el proceso de ruptura durante el terremoto.

El *patrón de radiación* determina la variación azimutal en la amplitud de la onda sísmica en el campo lejano en función del ángulo de despegue del rayo sísmico y el azimut entre la

fuente y la estación. Normalmente la corrección del efecto del patrón de radiación se realiza utilizando un promedio para la onda P o S por sobre toda la esfera focal, sin embargo, es posible hacer el cálculo para cada estación considerando los parámetros antes mencionados (azimut y ángulo de despegue).

Por otra parte, el efecto de *directividad* tiene directa relación con el efecto Doppler que se produce en el tren de ondas, donde se espera que las altas frecuencias radiadas por el terremoto prevalecen mayormente en la dirección de la ruptura mientras que las bajas frecuencias estarán presentes en la dirección opuesta. Esto causa una modificación de la amplitud observada del espectro de desplazamiento, dependiendo del punto de observación de la propagación de la fuente (Udías *et al.*, 2014). Por lo mismo, este efecto es utilizado para determinar la dirección de la propagación de la ruptura comparando la duración del pulso de la onda de cuerpo en diferentes direcciones alrededor de la falla. Es debido a esto que para considerar apropiadamente este efecto, es esencial tener una buena cobertura azimutal respecto a las estaciones que registran el terremoto, además de la consideración de la dificultad de la observación de este efecto en el pulso de la onda de cuerpo debido a que es un fenómeno que ocurre en las altas frecuencias, dominio en el cual ocurren también efectos producidos en la trayectoria de la onda desde la fuente a la estación. Venkataraman & Kanamori (2004) realizan un cuidadoso trabajo respecto al efecto de la directividad en el cálculo de la energía sísmica radiada.

#### 1.4.2. Efectos en la trayectoria fuente-estación

Desde el momento en que ocurre un terremoto, las ondas sísmicas viajan dentro de la corteza y el manto de la Tierra viéndose afectada y modificadas en su forma de onda radiada originalmente producto de la pérdida de energía ocurrida en el trayecto desde la fuente a la estación y que afectan principalmente las altas frecuencias.

Uno de los efectos que modifican la amplitud de la onda sísmica en función de la distancia que recorren es la *expansión geométrica*, en la cual la amplitud decrece en un factor de  $1/r$  donde  $r$  es la distancia desde la fuente.

Además de producirse efectos debido a la estructura interna de la Tierra, hay uno en particular que se produce cuando la onda incidente llega a la superficie de la Tierra produciéndose reflexiones para las ondas de cuerpo y que genera el desplazamiento, en superficie, como la suma de estas ondas P y S, incidentes y reflejadas. Este efecto es conocido como *superficie libre* y es el responsable de la generación de ondas superficiales.

#### Atenuación

Otro efecto que ocurre dentro de la estructura interna de la Tierra es la *dispersión* de las ondas sísmicas debido a la interacción que tienen las ondas con heterogeneidades a pequeña escala. Como resultado de esta dispersión de ondas, una parte de la energía de alta frecuencia llega posterior al arribo de las ondas directas, consecuencia de esto último es que puede haber una disminución en la amplitud de la fase sísmica y subestimar el cálculo, por ejemplo, de la energía radiada. Por otra parte, el efecto *multicamino* debido, no sólo a las variaciones verticales en velocidad respecto a la estructura de la Tierra y que son las que principalmente se consideran, sino que también las variaciones laterales en velocidad y que afecta la amplitud

de la señal sísmica. Estos últimos dos efectos están bastante relacionados entre si, ambos son provocados por heterogeneidades en la estructura de la Tierra, dependiendo estrictamente de la relación del tamaño de la heterogeneidad con la longitud de onda y la distancia que recorre a través de la región heterogénea.

Hasta el momento, hemos hecho consideraciones de que el medio por donde se propagan las ondas sísmicas no es homogéneo, al contrario, es totalmente heterogéneo y es el causante de los efectos que hemos visto anteriormente y que producen cierto tipo de atenuación. Sin embargo, también debemos hacer la consideración de que el medio no es elástico, sino que posee propiedades de *anelasticidad* en la que por definición, un cuerpo o un material al momento de sufrir deformación demora un tiempo infinito en recuperar su condición inicial, esto conlleva a que las ondas que viajan, al pasar por la corteza anelástica, se ven atenuadas. Este efecto es conocido como *atenuación anelástica o intrínseca*.

Normalmente, en la física de los terremotos, la atenuación  $t^*$  está representada como un operador

$$t^* = \int_{path} \frac{d\tau}{Q}, \quad (1.12)$$

donde  $Q$  es el factor de calidad del medio. Es posible representar el factor de calidad como una constante  $Q$  o como una función dependiente en la frecuencia  $Q(f) = Q_0 f^\alpha$  donde  $Q_0$  y  $\alpha$  son parámetros constantes. La inversión del parámetro  $\alpha$  no es una solución estable, por esto, el cálculo de  $Q(f)$  no es trivial y debido a esto, en muchos casos, es necesario realizar el cálculo simultáneamente con otros parámetros de la fuente (Ko *et al.*, 2012).

### 1.4.3. Estimación del espectro de la fuente

Como lo hemos mencionado anteriormente, cada uno de los parámetros de la fuente pueden ser obtenidos analizando el espectro de la señal sísmica, después de corregir los efectos de trayectoria y de la fuente. Para esto, debemos calcular el espectro de amplitudes Fourier del registro en desplazamiento de onda P o S en el campo lejano. Este espectro puede ser modelado teóricamente a partir de un espectro de desplazamiento teórico. De manera bastante general, consideremos un modelo de espectro con doble frecuencia de esquina  $f_{c_1}$  y  $f_{c_2}$  y un decaimiento exponencial que depende de la atenuación  $t^*$

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_{c_1}}\right)^{n\gamma}\right]^{1/n} \left[1 + \left(\frac{f}{f_{c_2}}\right)^{n\gamma}\right]^{1/n}} \exp(-\pi f t^*), \quad (1.13)$$

donde  $\Omega_0$  corresponde al valor de la amplitud de Fourier en las frecuencias bajas, proporcional al momento sísmico.  $f_{c_1}$  y  $f_{c_2}$  son frecuencias de esquina,  $n$  y  $\gamma$  son valores que controlan el decaimiento del espectro en las frecuencias altas posterior a la frecuencia de esquina  $f_{c_1}$ .  $t^*$  es el operador de atenuación definido anteriormente y que tiene relación con el factor de calidad del medio  $Q$ .

Tanto  $f_{c_1}$  como  $f_{c_2}$  representan aspectos físicos en el proceso del terremoto,  $f_{c_1}$  está vinculada al tiempo que tarda la ruptura en propagarse por la falla, y por otra parte  $f_{c_2}$  tiene relación con el tiempo en el que la dislocación alcanza su valor máximo en cualquier punto de la falla (*rise time*). Dependiendo de la geometría de la falla y de su deslizamiento, las dos

frecuencias de esquinas estarán más próximas o más separadas. Sin embargo, al momento de observar el espectro de la señal observada, resulta de gran dificultad identificar ambas frecuencias, lo que podría conducir a grandes incertezas. Un modelo más simplificado con una frecuencia de esquina es utilizado

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{n\gamma}\right]^{1/n}} \exp(-\pi f t^*). \quad (1.14)$$

El modelo obtenido sigue siendo un modelo general con una frecuencia de esquina (Abercrombie, 1995; Allmann & Shearer, 2009). Si consideramos  $\gamma = 1$  y  $n = 2$  podemos reproducir el modelo de fuente propuesto por Brune (1970), y para  $\gamma = n = 2$  obtenemos el modelo de Boatwright (1980) el cual tiene una frecuencia de esquina más nítida que el modelo de Brune. Teóricamente, al parecer no hay ninguna razón para la elección de un modelo en particular, sino que se utiliza el modelo que mejor se pueda explicar el espectro observado.

Una práctica estándar para la estimación del espectro es utilizar una transformada de Fourier discreta (TFD), aplicando previamente una función ventana (*taper* en inglés) que garantice un periodo finito en la señal. Una función ventana convencional posee, en general, una forma de campana (que puede variar en el ancho de su parte máxima, según su tipo) que tiende a cero en los bordes, el cual hace que tenga un problema importante debido a que estamos descartando información significativa en el registro. Los datos en los bordes son mal ponderados, mientras que en el centro el contenido espectral es enfatizado. Thomson (1982) introduce un nuevo método de ventanas múltiples (*multitaper* en inglés) espectrales, el cual, por medio de múltiples funciones ventanas ortogonales, permite reducir la fuga espectral y garantizar mayor estabilidad en la distribución de la energía del cálculo del espectro (Park *et al.*, 1987; Prieto *et al.*, 2009).

Una buena estimación de espectro de la fuente es muy importante para el cálculo de los parámetros de la fuente. Pérdidas de información o un mal tratamiento de la señal pueden traer como consecuencia la sub- ó sobre-estimación de los parámetros, como el momento sísmico o la frecuencia de esquina, necesarios para el cálculo de los demás parámetros, y que podrían conducir a erradas conclusiones.

## 1.5. Ley de escalamiento de terremotos

La primera ley de escalamiento de terremotos fue propuesta por Aki (1967), en la cual asumía que todos los terremotos tenían un espectro similar que depende solamente de una variable de escala, el tamaño de la falla, concluyendo que el momento sísmico escala a la tercera potencia con la frecuencia de esquina. La ley de escalamiento entrega ciertos conocimientos respecto a la física de los terremotos. Parámetros estáticos como el Momento Sísmico ( $M_0$ ), la Caída de Esfuerzo ( $\Delta\sigma$ ) y la Frecuencia de Esquina ( $f_c$ ) junto con parámetros dinámicos como la Energía Sísmica ( $E_r$ ) y el Esfuerzo Aparente ( $\sigma_a$ ) otorgan información del proceso de ruptura de un terremoto. Todos estos parámetros pueden ser obtenidos a partir del espectro de registros sísmicos.

Cómo escalan los terremotos, es decir, si los terremotos son auto-similares y siguen una relación de escalamiento constante (caída de esfuerzo constante) entre el momento y el tamaño



del terremoto, o si la relación de escalamiento no es constante, es una pregunta que ha estado siempre abierta. La caída de esfuerzo constante es ampliamente aceptado como una aproximación a primer orden para terremotos grandes y moderados (Aki, 1967), aunque los valores de caídas de esfuerzo muestran un amplia variación de aproximadamente 0.1 MPa a 100 MPa (por ejemplo Hanks (1977)). Uno de los parámetros que continua sin resolverse es el escalamiento de la energía. Existen estudios contradictorios defendiendo la auto-similaridad donde la energía escalada y el esfuerzo aparente son constantes (McGarr, 1999; Ide & Beroza, 2001; Ide *et al.*, 2003) y para la no auto-similaridad donde la energía escalada decrece con el tamaño del terremoto (Abercrombie, 1995; Mayeda & Walter, 1996; Prejean & Ellsworth, 2001). Esta disminución en la energía sugiere diferencias (con el tamaño del terremoto) en el comportamiento friccional durante el proceso de ruptura (Kanamori & Heaton, 2000).

Numerosos autores han confirmado que los terremotos siguen una ley de escalamiento (Kanamori *et al.*, 1993; Abercrombie, 1995; Mayeda & Walter, 1996; Izutani & Kanamori, 2001; Richardson & Jordan, 2002; Mori *et al.*, 2003; Prieto *et al.*, 2004; Stork & Ito, 2004; Mayeda *et al.*, 2007; Oth *et al.*, 2010; Lancieri *et al.*, 2012), sin embargo otros han obtenido resultados en los que la auto-similaridad no se cumple (Choy & Boatwright, 1995; McGarr, 1999; Ide & Beroza, 2001; Ide *et al.*, 2003; Imanishi *et al.*, 2004; Matsuzawa *et al.*, 2004; Yamada *et al.*, 2005; Shearer *et al.*, 2006; Poli & Prieto, 2014). Durante el último tiempo, nuevos estudios han mostrado que los terremotos podrían seguir una ley de escalamiento considerando un modelo de doble frecuencia esquina modificado del modelo de propagación de la fuente de Haskell o el de Brune (Archuleta & Ji, 2016; Denolle & Shearer, 2016), de igual forma que cuando se consideran modelos dinámicos de falla circular.

La dispersión en las estimaciones de caídas de esfuerzo refleja los diferentes ambientes tectónicos en los cuales ocurre un terremoto, variaciones en el régimen, la diversidad de métodos utilizados para obtener los parámetros de la fuente, la calidad de los datos y el ancho de banda disponible. Las estimaciones de la caída de esfuerzo se calculan a partir de las estimaciones del momento sísmico y de la dimensión de la fuente, ya que, como lo mostramos en la sección anterior, la caída de esfuerzo es directamente proporcional al momento sísmico e inversamente proporcional a la dimensión de la fuente al cubo. En el análisis espectral la dimensión de la fuente se estima a partir de la frecuencia de esquina (ecuación 1.3). Estimar la frecuencia de esquina es particularmente desafiante, más para eventos de magnitud pequeña o moderada, puesto que es necesario contar con datos de buena calidad en el contenido de alta frecuencia. Limitaciones en el ancho de banda podrían conducir a sub-estimaciones en la frecuencia de esquina. Además, las frecuencias de esquina, corregidas por atenuación, son mayores a las observadas (Hough *et al.*, 1989; Anderson, 1986; Ide *et al.*, 2003). En consecuencia, las frecuencias de esquina no corregidas podrían conducir a una subestimación en la caída de esfuerzo y como consecuencia una aparente relación de escala no constante. Históricamente, el sesgo en la estimación de la caída de esfuerzo y, por tanto, la relación de escalamiento no constante introducida por una estimación de la frecuencia de esquina inexacta (o duración de la ruptura) fue sostenida por muchos como un efecto de la fuente y no como un efecto de la trayectoria.

Como dijimos anteriormente, la ley de escalamiento de terremotos permite entender procesos de la ruptura misma del terremoto, además de conocer características de la falla y de una zona de estudio en particular. En el caso del Norte de Chile, Lancieri *et al.* (2012) han

realizado un primer trabajo respecto a leyes de escalamiento para el terremoto de Tocopilla de 2007 ( $M_w$  7.7). Ellos en su trabajo, además de obtener parámetros de la fuente relevantes para estudiar la auto-similaridad de las réplicas del terremoto de Tocopilla, observan que el espectro del terremoto principal posee un decaimiento distinto al modelo clásico de Aki-Brune. Ellos concluyen que posiblemente la contribución del campo cercano en la señal producía esta modificación en el espectro. Considerando los últimos terremotos ocurridos en Chile en el último tiempo, estudiar el espectro de grandes terremotos desde el campo cercano se transforma en una gran oportunidad para esta tesis.

## 1.6. Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es entender cómo se comporta el espectro de la fuente sísmica en diversos campos de observación: lejano y cercano, considerando grandes terremotos registrados en el campo regional y local, además del estudio clásico del espectro de campo lejano. Las preguntas más importantes a las cuales intentaremos dar respuesta en esta tesis serán ¿cómo se comporta el espectro de la fuente de un gran terremoto, considerando el campo cercano? y ¿qué ocurre con la ley de escalamiento para terremotos considerando el campo cercano?

A fin de responder las inquietudes anteriormente formuladas, la tesis está dividida en seis capítulos (incluida esta introducción) que a continuación se detallan:

- En el **Capítulo 2** estudiaremos las características espectrales de dos grandes terremotos ocurridos con una separación temporal de 5 minutos en el límite de Perú-Brasil, estudiando el espectro clásico de Aki-Brune. Aportando a demostrar que, a diferencia de Ye *et al.* (2016), por medio del espectro de desplazamiento de ambos terremotos, ambos eventos poseen características similares.
- En el **Capítulo 3**, utilizando el terremoto de Iquique 2014 y su réplica principal, realizaremos un análisis espectral observado desde el campo cercano, notando un cambio en la forma del espectro clásico de desplazamiento que, en vez de ser plano en las bajas frecuencias, tiene un decaimiento de  $\omega^{-1}$ . Esto se debe al término estático de la función temporal de momento sísmico que controla el campo cercano.
- El **Capítulo 4** confirmará lo antes expuesto y publicado en el Capítulo 3, estudiando los últimos 8 grandes terremotos que han ocurrido en Chile los últimos 25 años. Estudiamos el espectro en velocidad integrado desde el espectro en aceleración, complementado con registros GNSS disponibles, observando una zona asintótica plana hacia las bajas frecuencias que converge al desplazamiento estático del terremoto, dominado por el campo cercano.
- En el **Capítulo 5**, utilizando un modelo espectral de desplazamiento clásico, realizamos la inversión de 135 eventos interplaca ocurridos entre el periodo 2008 y 1 de abril de 2016, a fin de estudiar la secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014. La inversión se hizo considerando un método de *clustering* en el que asumimos que para un grupo de sismos cercanos espacialmente, el rayo que sale desde ese punto a la estación

es el mismo, a fin de reducir el número de parámetros a invertir. Se utilizó un método de *Neighborhood Algorithm* para calcular los parámetros de frecuencia de esquina  $f_c$  y factor de calidad del suelo  $Q$ .

- Finalmente, el **Capítulo 6** resume las conclusiones principales de cada capítulo y entrega perspectivas para trabajos futuros respecto a los resultados obtenidos y preguntas abiertas que puede generar cada uno de los estudios hechos en esta tesis.

# Capítulo 2

## Terremotos profundos $M_w$ 7.5 y $M_w$ 7.6 en la región límite de Perú-Brasil<sup>1</sup>

### 2.1. Introducción

El 24 de noviembre de 2015 dos grandes terremotos de magnitudes  $M_w$  7.5 y 7.6 ocurrieron a las 22:45:38 (UTC) y 22:50:54 (UTC) bajo la frontera Perú-Brasil entre 9° S y 11° S dentro de una banda de profundidad entre 600 y 700 km. En la Figura 2.1 se muestran los epicentros de los dos eventos del noviembre de 2015 y los de otros eventos de gran magnitud y profundidad que se han producido en América del Sur: 1994 Bolivia  $M_w$  8.2 (Kikuchi & Kanamori, 1994; Kirby *et al.*, 1995) y 1970 Colombia  $M_w$  8.0 (Furumoto, 1977). El mecanismo de generación de estos terremotos profundos todavía no está claro (Frohlich, 2006; Houston, 2015). Bajo la condición de presión y temperatura a cientos de kilómetros de profundidad en el manto, el flujo plástico debe ser favorecido en lugar de una falla frágil. Sin embargo, los eventos profundos en las placas tectónicas que subductan se observan como ruptura de cizallamiento en las fallas, al igual que los terremotos corticales. Las observaciones sismológicas muestran que los eventos profundos se caracterizan por ciertas propiedades que son diferentes de los eventos menos profundos: Energías sísmicas irradiadas (Wiens, 2001), valores  $b$  y secuencias de réplica (Wiens & Gilbert, 1996; Frohlich, 2006; Houston, 2015; Zhan, 2017), duraciones de la fuente y caídas de tensión (Campus & Das, 2000; Frohlich, 2006; Poli & Prieto, 2014, 2016). Los eventos dobles profundos ocurren frecuentemente en América del Sur donde varios eventos  $M_w \sim 7.0$  ocurrieron agrupados en el tiempo y el espacio 1921-1922, 1961-1963, 1989-1990 y 2002-2003 (Okal & Bina, 1994; Ye *et al.*, 2016). Utilizando datos telesísmicos, Ye *et al.* (2016) propusieron que los dos eventos de 2015 tuvieron diversos procesos de ruptura, aunque están situados estrechamente en la misma estructura de falla. Según su estudio, el segundo evento (E2) tenía un área de ruptura más pequeña y una velocidad de ruptura menor que el primer evento (E1). Zahradnik *et al.* (2017) modelaron formas de onda regionales para estos eventos y observaron estrechas similitudes en la duración total de ambos eventos y velocidades de ruptura más pequeñas que las propuestas por Ye *et al.* (2016). Aquí determinamos las

---

<sup>1</sup>Colaboración en el artículo publicado

Ruiz, S., Tavera, H., Poli, P., Herrera, C., Flores, C., **Rivera, E.**, & Madariaga, R. (2017). The deep Peru 2015 doublet earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 478, 102-109.

propiedades de la fuente sísmica de estos terremotos utilizando los datos obtenidos de las redes regionales, véase la Figura 2.2, así como los registros telesísmicos. También utilizamos los datos regionales de banda ancha de las redes peruana y brasileña para relocalizar las réplicas del par de eventos. Realizamos inversiones cinemáticas regionales para ambos eventos considerando una fuente elíptica para ambos (Ruiz & Madariaga, 2013; Madariaga & Ruiz, 2016; Herrera *et al.*, 2017). Obtenemos la geometría de ruptura, la velocidad de ruptura y la distribución de deslizamiento de ambos eventos y discutimos la estrecha similitud entre ellos.

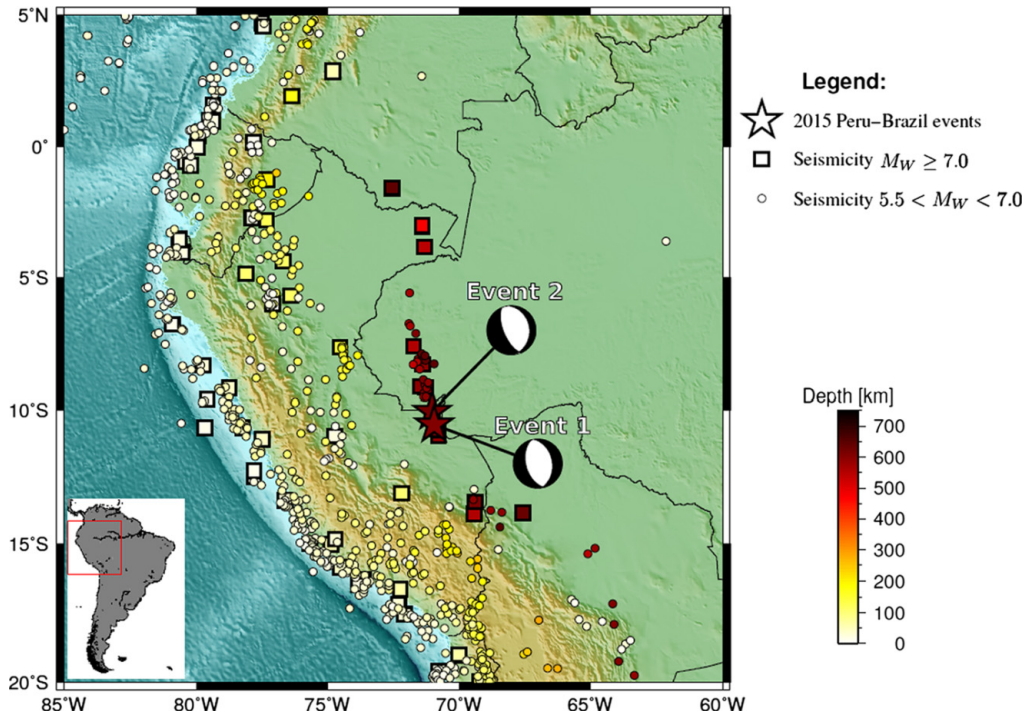


Figura 2.1: Sismicidad de Sudamérica desde 1900 para eventos de magnitud superior a  $M_{5.5}$  del catálogo del NEIC. Los cuadrados denotan eventos de magnitud mayor que  $M_{7.0}$ . Las estrellas denotan los epicentros de los dos eventos de noviembre de 2015. El mecanismo focal corresponde al par de eventos profundos (USGS, Centro Nacional de Información Sísmica, PDE).

## 2.2. Datos, metodología y resultados

La ubicación de los dos eventos peruanos profundos se muestra en las Figuras 2.1 y 2.2, así como las estaciones locales utilizadas para hacer la inversión de ondas de cuerpo. A lo largo de este trabajo utilizamos las soluciones de planos de falla propuestas por el USGS. El evento E1 tenía un plano de falla principal con  $strike = 165$ ,  $dip = 50$ ,  $rake = -94$  y el evento E2 tenía un plano de falla con  $strike = 157$ ,  $dip = 64$ ,  $rake = -98$  (mecanismo focal del USGS). Ye *et al.* (2016) y Zahradnik *et al.* (2017) propusieron mecanismos ligeramente diferentes determinados con los métodos de la fase W o del tensor de momento. Como mostraremos, el plano de ruptura más probable es el plano de la falla con manteo hacia el Oeste y una inclinación de  $50^\circ$  (evento E1) o  $64^\circ$  (evento E2).

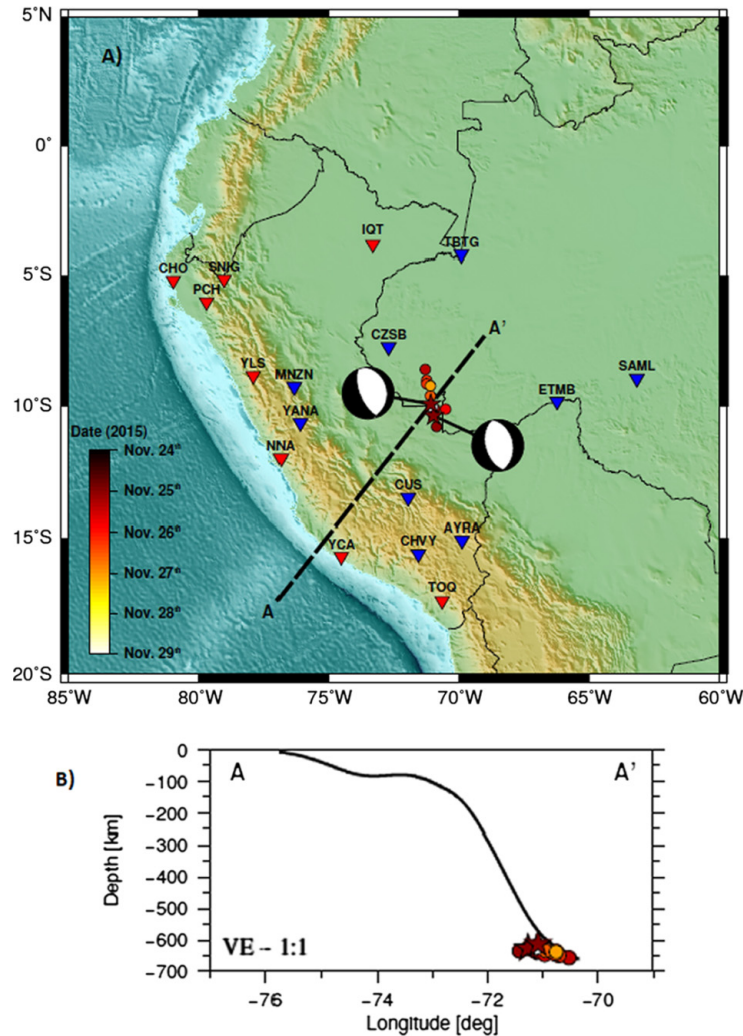


Figura 2.2: Datos sísmicos regionales utilizados para estudiar el par de eventos de 2015 en Perú. A) Los triángulos invertidos denotan los instrumentos regionales de banda ancha de las redes sísmicas del Perú y el Brasil. Los triángulos invertidos azules se utilizaron en la inversión cinemática y todos ellos se emplearon para calcular la localización de las réplicas. Los puntos son las réplicas localizadas en este trabajo. B) Corte transversal vertical a lo largo del perfil AA' mostrado en el panel A. Los puntos son las réplicas del par de eventos profundos de Perú, estrella del hipocentro de las dos sacudidas principales. La línea continua es la losa modelada por Hayes et al. (2012). Los mecanismos focales son los de los dos eventos de 2015 (USGS, Centro Nacional de Información Sísmica, PDE).

### 2.2.1. Localización de réplicas

Utilizamos los datos sismológicos regionales que se muestran en la Figura 2.2 para localizar las réplicas de los terremotos profundos de 2015 en Perú. Cortamos las trazas considerando el catálogo de réplicas del USGS, y escogimos manualmente la primera llegada de las ondas P y S. Utilizamos el software Hypo71 (Lee & Lahr, 1975) con el modelo de velocidad IASPEI 91 para localizar los eventos. La distribución de la réplica tuvo una orientación Norte-Sur durante casi 200 km, pero no se observó ninguna migración espacio-temporal en particular (véase la Figura 2.2). Lamentablemente, la relación señal-ruido de los datos sobre réplicas no es lo suficientemente buena como para obtener mejores localizaciones relativas ni para discriminar en qué plano de falla se produjo la ruptura.

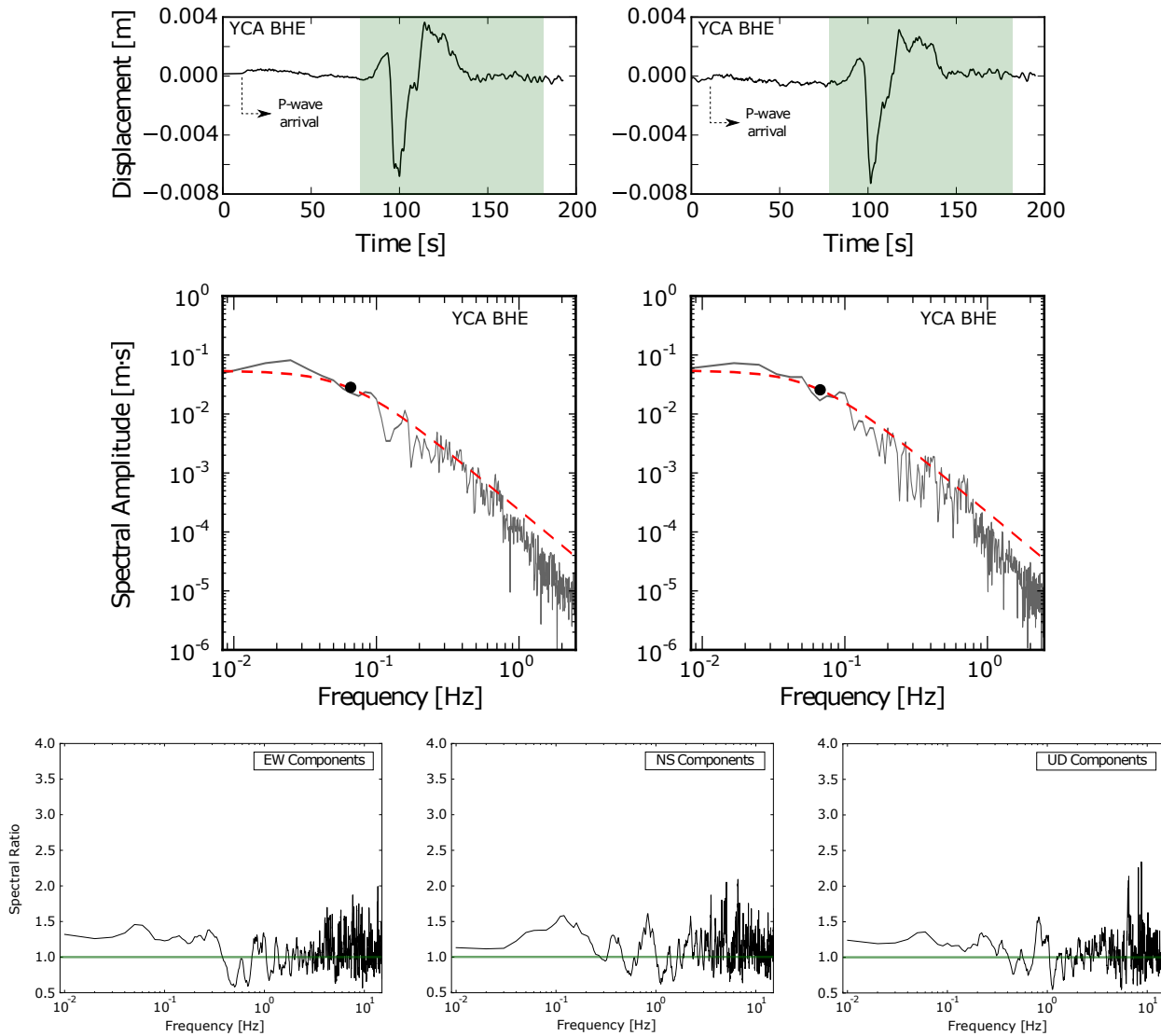


Figura 2.3: A) Espectro del par de sismos profundos peruano de 2015. Relación espectral entre los espectros de los eventos E2 y E1 obtenidos mediante una ventana móvil de 10 puntos de los espectros de la onda S de Fourier. El espectro corresponde al promedio de los espectros registrados por las estaciones que se muestran en la Figura 2.2, los espectros se corrigieron sólo por la distancia hipocentral. (*Medio y abajo*) Comparación de los espectros y la forma de onda de velocidad para E1 (figura izquierda) y E2 (figura derecha). (*Medio*) Registro del desplazamiento en la estación YCA (Figura 2.2), las series de tiempo fueron corregidas por la respuesta del instrumento, eliminamos una tendencia lineal y la integramos una vez. No se aplicó ningún filtro. (*Abajo*) El Espectro de Fourier fue evaluado en la ventana de la onda S (zona gris en la serie de tiempo). La distancia hipocentral del evento E1 de YCA fue de 687 km y de 727 km para el evento E2. Las frecuencias de las esquinas, mostradas por un punto en el espectro, son 0,0623 Hz y 0,0676 Hz para los eventos E1 y E2, respectivamente.

## 2.3. Espectro de dos grandes terremotos en el campo regional

Hemos calculado los espectros de la onda S de Fourier de los registros de desplazamiento de las estaciones regionales que se muestran en la Figura 2.2. Eliminamos la respuesta instru-

mental, una tendencia lineal, y luego la integramos una vez para obtener los desplazamientos de los registros de banda ancha. La Figura 2.3 muestra la relación entre los espectros de Fourier de los eventos E2 y E1. La relación E2/E1 es mayor que 1 para periodos largos pero es igual a 1 para frecuencias más altas. Observamos en los datos regionales que las señales de los dos eventos son notablemente similares tanto en el dominio de la frecuencia como en el tiempo. En la Figura 2.3 se muestran los espectros de desplazamiento y las formas de onda de velocidad para los dos eventos registrados en la estación YCA a una distancia hipocentral de  $\sim 700$  km. La Figura 2.3 muestra una frecuencia de esquina de la onda S casi similar para ambos eventos (0,0623 y 0,0676 Hz, respectivamente), y lo mismo puede observarse directamente a partir de la duración de las ondas S para todos los datos regionales. Por lo tanto, concluimos que los dos eventos fueron muy similares, comparten el mismo plano de falla y son contiguas en el espacio.

## 2.4. Conclusiones

Determinamos los parámetros de ruptura sísmica para los dos principales eventos profundos del terremoto que ocurrió en el *slab* peruano en noviembre de 2015. Estos eventos son excepcionales ya que ocurren con una separación de 5 minutos a una profundidad de  $>600$  km. El análisis de los mecanismos focales, junto con la similitud de ambas zonas de ruptura, indican que los dos eventos ocurrieron básicamente en la misma falla. Además, utilizando la deconvolución de la onda P determinamos que estos eventos comparten una velocidad de ruptura similar de unos 2,25 km. Supusimos una distribución de deslizamiento similar a la de una grieta en la inversión cinemática, y luego derivamos la caída de tensión y la energía sísmica, que están aproximadamente de acuerdo con las determinadas por los autores anteriores (Ye *et al.*, 2016; Zahradnik *et al.*, 2017). La semejanza general entre estos dos acontecimientos sugiere que comparten un mecanismo de ruptura similar. La similitud en la geometría, la velocidad de ruptura, la caída de tensión y la energía radiada, sugiere que la nucleación de estos eventos ocurrieron en condiciones muy similares, aunque el evento E2 tiene una longitud menor para un momento ligeramente mayor.



# Capítulo 3

## Espectro de campo cercano de grandes terremotos<sup>1</sup>

### Resumen

Hemos estudiado los espectros de grandes terremotos de subducción en Chile a cortas distancias epicentrales. En este trabajo, nos concentramos en el terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014, de magnitud  $M_w$  8.2. Para un evento tan grande, en la mayoría de las estaciones no podemos separar las ondas P y S; las cuales llegan muy cerca e interfieren para producir el campo de desplazamiento estático. Encontramos que los espectros de desplazamiento observados en todos los acelerogramas son significativamente diferentes del habitual espectro de Brune de campo lejano. Los espectros de desplazamiento tienen un claro decaimiento del  $\omega^{-1}$  a bajas frecuencias que demostramos estar asociados con el papel dominante de las ondas de campo cercano e intermedias en el movimiento del suelo. El origen del decaimiento del  $\omega^{-1}$  es que a distancias cortas, el desplazamiento contiene un desplazamiento estático finito. Confirmamos este comportamiento espectral comparando los espectros calculados a partir de los acelerogramas integrados a velocidad con los registros de GNSS instalados en el mismo lugar. Ambos espectros son planos a bajas frecuencias y la asíntota de baja frecuencia del espectro de velocidad es proporcional al desplazamiento estático determinado a partir del GNSS. Exploramos la transición de estos registros de campo cercano a los de campo lejano y encontramos que el espectro  $\omega^{-2}$  habitual, aparece sólo a grandes distancias en comparación con el tamaño de la zona de ruptura dinámica. Para los grandes terremotos, los espectros de desplazamiento tienen un término proporcional al espectro de momento y otro proporcional al espectro de la tasa de momento. El término proporcional al momento domina el comportamiento de baja frecuencia de los acelerogramas en el campo cercano e intermedio, de modo que no siguen el decaimiento  $\omega^{-2}$  del espectro de la tasa de momento.

---

<sup>1</sup>Colaboración en el artículo publicado

Madariaga, R., Ruiz, S., **Rivera, E.**, Leyton, F., & Baez, J. C. (2019). Near-field spectra of large earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 176(3), 983-1001.

## 3.1. Introducción

Los grandes terremotos en las zonas de subducción son particularmente peligrosos porque producen grandes daños, pero sus características espectrales en el campo cercano sólo se han estudiado recientemente debido a la falta de datos locales sin cortar. En Chile, podemos utilizar una combinación de nuevos datos geodésicos y de aceleración para estudiar las ondas que irradian los grandes terremotos a bajas frecuencias, además de las altas frecuencias más conocidas. El norte de Chile es una zona sísmica activa, donde los terremotos de gran magnitud ocurren frecuentemente (Ruiz & Madariaga, 2018). El evento intraplaca de profundidad intermedia de Tarapacá  $M_w$  7.8 de 2005 (Delouis & Legrand, 2007; Peyrat *et al.*, 2006) impulsó el despliegue de estaciones sismológicas en el *Integrated Plate Boundary Observatory* Chile-IPOC, una red de múltiples componentes creada por investigadores alemanes, franceses y chilenos (IPOC, 2006). Desde entonces, los terremotos del norte de Chile han sido bien registrados por estaciones GNSS, de banda ancha y de movimiento fuerte ubicadas en sitios de roca dura (Leyton *et al.*, 2018a,b; Báez *et al.*, 2018). El primer gran terremoto después de la instalación del IPOC fue el de Tocopilla de  $M_w$  7.7 de 2007 (Delouis *et al.*, 2009; Peyrat & Favreau, 2010; Schurr *et al.*, 2012; Fuenzalida *et al.*, 2013). Lancieri *et al.* (2012) estudiaron las características espectrales de este terremoto y sus réplicas. Encontraron que todas las réplicas tenían un espectro típico de  $\omega^{-2}$  (Aki, 1967; Brune, 1970; Madariaga, 1976; Madariaga & Ruiz, 2016). El evento principal, por otro lado, tuvo un tipo diferente de espectro que divergía en las frecuencias bajas, aumentando como  $\omega$ . En ese momento habían pocos acelerómetros disponibles y estos autores propusieron que este comportamiento se debía probablemente a las ondas de campo cercano, pero que también podía deberse a la complejidad de este doble evento. Estas observaciones sugirieron que el espectro de desplazamiento de los grandes terremotos chilenos era diferente en el campo cercano e intermedio del modelo usual de  $\omega^{-2}$  propuesto por Aki (1967) y Brune (1970) para los eventos registrados en el campo lejano.

El espectro de Aki-Brune se ha utilizado con éxito para invertir las características dinámicas de las rupturas de los terremotos utilizando ondas P o S de campo lejano (Abercrombie (1995); Ide & Beroza (2001); Prieto *et al.* (2004); Allmann & Shearer (2009); Oth *et al.* (2010); Lancieri *et al.* (2012); Archuleta & Ji (2016); Denolle & Shearer (2016), y muchos otros). Aquí nos centramos en un aspecto diferente de los registros espectrales, caracterizando el comportamiento de los terremotos de gran magnitud registrados tanto con GNSS como con instrumentos de movimiento fuerte en el campo cercano.

El primer terremoto chileno de gran magnitud registrado por los datos sismológicos modernos fue el terremoto megathrust de Maule de 2010,  $M_w$  8.8, que produjo excelentes registros GNSS continuos que fueron utilizados por Vigny *et al.* (2011) como sismogramas para modelar este evento. Los registros de desplazamiento de este terremoto tuvieron grandes desplazamientos co-sísmicos estáticos. Lamentablemente, no se localizaron acelerómetros digitales de buena calidad cerca del epicentro del terremoto de Maule 2010 (Ruiz *et al.*, 2012). Después de este terremoto, se creó el Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile y se desplegó una gran red de estaciones banda ancha, acelerómetros y GNSS (Barrientos, 2018; Leyton *et al.*, 2018a,b; Báez *et al.*, 2018). Estas estaciones, que incluyen ahora las instaladas por IPOC, han registrado varios grandes terremotos, como el de Iquique de  $M_w$  8.2 del 1 de abril de 2014, el de Illapel de  $M_w$  8.3 del 15 de septiembre de 2015 y el de Chiloé de  $M_w$  7.6

del 25 de diciembre de 2016. Estos eventos proporcionan excelentes registros que se han utilizado en gran medida para modelar los eventos y estudiar sus principales características (por ejemplo, Ruiz *et al.* (2014, 2016a, 2017c,b); Schurr *et al.* (2014); Hayes *et al.* (2014); Lay *et al.* (2014); Melgar *et al.* (2016, 2017); Tilmann *et al.* (2016); Ye *et al.* (2016); Lange *et al.* (2018)). Estos estudios se han centrado en la distribución del deslizamiento, los efectos de los tsunamis, el proceso de nucleación y su relación con los eventos de deslizamiento lento, pero pasan por alto las propiedades espectrales de los registros de movimiento fuerte en el campo cercano. Aquí, examinamos las propiedades generales de estos acelerogramas. Utilizamos los registros escritos por el terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014, porque es el terremoto chileno con el mayor número de GNNS y registros de movimientos fuertes instalados en el mismo lugar sobre sitios de roca dura (Leyton *et al.*, 2018a; Báez *et al.*, 2018). Nuestro objetivo es comprender las características básicas de los espectros de desplazamiento, el papel relativo de las bajas y altas frecuencias del espectro y su relación con el momento sísmico y los historiales de la tasa de momento sísmico.

### 3.2. El terremoto de Iquique y el campo cercano

El 1 de abril de 2014, una magnitud  $M_w$  8.2 golpeó la región norte de Chile de Tarapacá, cerca de la ciudad de Iquique, y dos días después se produjo la mayor réplica con una magnitud  $M_w$  7.7 (véase la Figura 3.1) (Ruiz *et al.*, 2014; Schurr *et al.*, 2014; Hayes *et al.*, 2014; Lay *et al.*, 2014; Duputel *et al.*, 2015). Este evento ha sido estudiado cuidadosamente porque fue precedido por una larga serie de eventos precursoros que comenzaron varios años antes de 2014 y culminaron en una serie intensa, pero intermitente, de eventos precursoros que comenzaron en julio de 2013 (León-Ríos *et al.*, 2016; Cesca *et al.*, 2016). Se observó un evento de deslizamiento lento antes del terremoto principal que ha sido cuidadosamente documentado (Ruiz *et al.*, 2014; Kato & Nakagawa, 2014; Socquet *et al.*, 2017). El evento principal fue estudiado por varios investigadores utilizando una combinación de datos de campo lejano y cercano que fueron revisados por Duputel *et al.* (2015) y, recientemente, su deformación post-sísmica ha sido analizada por Hoffmann *et al.* (2018).

La secuencia sísmica de Iquique fue registrada por un gran conjunto de estaciones multi-paramétricas de la red IPOC. Además de estos datos, se dispone de varias otras estaciones de aceleración y GNSS desplegadas por el CSN (Leyton *et al.*, 2018a; Báez *et al.*, 2018). El conjunto completo de estaciones consideradas en este trabajo se enumeran en la Tabla 1 y se representan en la Figura 3.1.

El terremoto principal de Iquique comenzó con un precursor localizado a unos 30 km hacia el océano de la ruptura principal. En la Figura 3.2, mostramos los acelerogramas EW en dos estaciones, PSGCX y TA01, y sus ubicaciones se pueden encontrar en la Figura 3.1. Los dos registros muestran que el evento de Iquique comenzó con un precursor inmediato que ocurrió a las 23:46:46 ( $T_1$ ) y fue seguido por el evento principal en la hora  $T_2 = 23:47:03$  (Ruiz *et al.*, 2014). La diferencia entre  $T_1$  y  $T_2$  (17 s) es mayor que el tiempo de llegada de las ondas S del primer evento en muchas estaciones, por lo que después de unos segundos las ondas P y S se mezclaron en los acelerogramas. Esto nos impide separar las ondas de campo lejano P y S asociadas a la ruptura del parche de deslizamiento principal (aspereza principal) de este evento de gran magnitud.

Code	Longitude	Latitude	Type
aeda	-70.1777	-20.54614	GNSS
atjn	-70.136738	-19.30080	GNSS
cbaa	-68.448198	-22.746394	GNSS
cdlc	-69.761555	-22.189982	GNSS
cgtc	-70.068623	-20.177139	GNSS
chm2	-69.194134	-19.668575	GNSS
clla	-69.35664	-20.95448	GNSS
chyt	-70.342112	-18.3708285	GNSS
cgtc	-70.068623	-20.177139	GNSS
chm2	-69.194134	-19.668575	GNSS
clla	-69.35664	-20.95448	GNSS
colc	-68.638617	-19.27621	GNSS
crsc	-70.07976	-20.91768	GNSS
ctrl	-70.096824	-21.964205	GNSS
fbaq	-69.755396	-20.134643	GNSS
mnmi	-69.595661	-19.131416	GNSS
pccl	-70.106751	-18.45766	GNSS
ptre	-69.57451	-18.19452	GNSS
pccl	-70.106751	-18.45766	GNSS
pcha	-69.431944	-19.869444	GNSS
picc	-69.334617	-20.489858	GNSS
psga	-70.12301	-19.59738	GNSS
ptre	-69.57451	-18.19452	GNSS
uapf	-70.141388	-20.243055	GNSS
utar	-70.296388	-18.490556	GNSS
GO01	-69.1942	-19.6686	ACCEL
MNMCX	-69.5955	-19.1311	ACCEL
PSGCX	-70.1230	-19.5972	ACCEL
HMBCX	-69.8879	-20.2782	ACCEL
PATCX	-70.1529	-20.8207	ACCEL
PB01	-69.4874	-21.0432	ACCEL + GNSS
PB02	-69.8960	-21.3197	ACCEL + GNSS
PB03	-69.7531	-22.0485	ACCEL + GNSS
PB07	-69.8862	-21.7267	ACCEL + GNSS
PB08	-69.1534	-20.1411	ACCEL + GNSS
PB09	-69.2419	-21.7964	ACCEL + GNSS
PB11	-69.6558	-19.7610	ACCEL + GNSS
PB12	-70.3281	-18.6141	ACCEL + GNSS

Tabla 3.1: Instrumentos del norte de Chile

En primer lugar, nos centramos en los registros del acelerómetro en la estación PSGCX y del GNSS PSGA instalados en el mismo lugar, ambos situados cerca de la ciudad de Pisagua en el norte de Chile. Estas estaciones son las más cercanas al epicentro de la nucleación



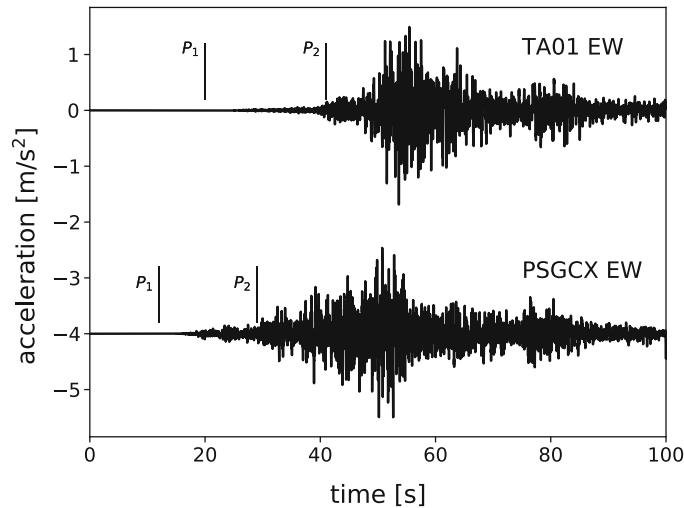


Figura 3.2: El sismo principal de Iquique en 2014 se registró en dos acelerogramas de campo cercano ubicados en Pisagua (PSGCX) y en el aeropuerto de Iquique (TA01). La línea cero del registro de PSGCX se ha desplazado 4 s. Las flechas P1 y P2 denotan los tiempos de llegada de la primera onda P del precursor inmediato y la llegada de la onda P de la ruptura principal, respectivamente. En estas estaciones la onda P2 llegó aproximadamente al mismo tiempo que la onda S generada por el precursor inmediato (P1).

### 3.3. Calculando el espectro de desplazamiento desde acelerogramas

Ahora calcularemos los espectros de los registros mostrados en la Figura 3.3. Para los grandes terremotos en el campo cercano, no es posible separar las ondas P y S porque estas ondas se retrasan menos tiempo que la duración total de la fuente sísmica del terremoto. Para el terremoto de Iquique, la duración total es de unos 50 s (Figuras 3.2 y 3.3). La Figura 3.3 muestra que el término de campo cercano comienza inmediatamente después de la llegada de las ondas P y disminuye significativamente antes de la llegada de la onda S. Después del final de las ondas S (y posiblemente de las ondas superficiales), el desplazamiento se vuelve constante y aproximadamente igual al desplazamiento estático observado en la estación GNSS PSGA.

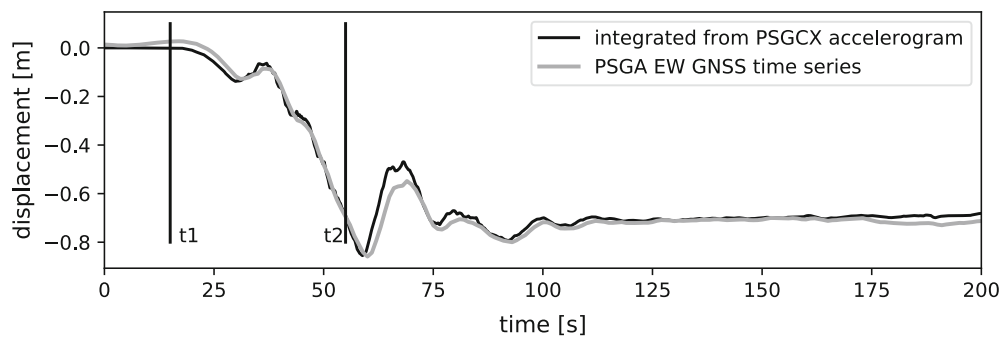


Figura 3.3: Comparación de la componente EW del desplazamiento del GNSS en la estación PSGA (Pisagua) y el obtenido de la integración del acelerograma PSGCX utilizando el método de Boore (2001). Las líneas verticales definen el comienzo  $t_1$  y el final  $t_2$  de la ventana de movimiento fuerte utilizada para integrar los acelerogramas. Los datos del GNSS han sido corregidos por los segundos intercalares.

Desafortunadamente, los acelerogramas procesados por el procedimiento de Boore (2001)) no pueden utilizarse para calcular los espectros, porque la eliminación de la línea de base no es lineal. Los espectros de las señales de desplazamiento calculadas de esta manera contendrán el efecto de las tendencias lineales y la transición de la línea cero en la ventana del acelerograma. Es posible mejorar la integración de los acelerogramas utilizando los registros de desplazamiento obtenidos en instrumentos GPS colocados en el mismo lugar, como proponen varios autores (por ejemplo, Bock *et al.* (2011); Wang *et al.* (2013), entre otros). Lamentablemente, aunque se mejore la integración de los acelerogramas, los registros de desplazamiento todavía no pueden utilizarse para calcular los espectros de desplazamiento debido al salto de desplazamiento finito al final del registro. La razón es que la transformada numérica de Fourier utilizada para calcular los espectros de señales como las de la Figura 3.3 supone que la serie temporal es periódica con un período igual a la duración del registro. Así, la transformada de Fourier calculada ve un salto en el desplazamiento al final del registro y se contamina en todas las frecuencias. La transformada de Fourier de tal salto es simplemente  $u_s/i\omega$ , donde  $u_s$  es el desplazamiento estático. Toda la otra información espectral contenida en el acelerograma está oculta por este salto. Se han propuesto muchas técnicas en la literatura para eliminar este efecto de la ventana de tiempo finito. Algunas de ellas consisten en utilizar una ventana para multiplicar la señal de tiempo, pero estas ventanas contaminan los contenidos de baja frecuencia. En la Figura 3.4, mostramos el espectro de desplazamiento calculado directamente a partir de la señal de desplazamiento integrada por el procedimiento de Boore (2001) que se muestra en la Figura 3.3. En esta figura, la transformada numérica de Fourier de la traza de desplazamiento se muestra en negro. Como era de esperar, se trata de una línea recta de pendiente -1 con amplitud proporcional al desplazamiento estático. Por esta razón hemos elegido un método que explota la finitud de las series temporales de velocidad. En la misma figura, trazamos en gris el espectro de desplazamiento calculado a partir de las trazas de velocidad utilizando el método descrito en la siguiente sección.

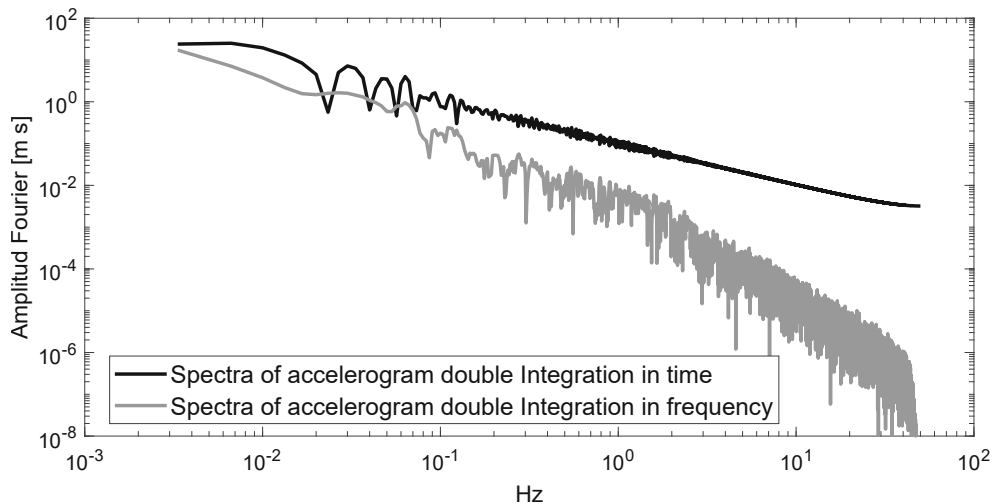


Figura 3.4: Transformada finita de Fourier de la traza de desplazamiento en la estación PSGCX mostrada en la Fig. 3. El espectro negro se calculó directamente a partir del desplazamiento obtenido integrando dos veces el acelerograma mostrado en la Figura 3.3, sin corrección por el salto en el desplazamiento al final de la serie temporal. En gris, mostramos el espectro calculado para el desplazamiento obtenido por integración doble en el dominio espectral (es decir, dividiendo el espectro de aceleración por  $\omega^{-2}$ ).

Proponemos un método simple para calcular el espectro de desplazamiento que utiliza



una propiedad de las series temporales de velocidad. Se ha demostrado que los acelerogramas integrados una vez para determinar la velocidad del suelo están muy bien ajustados a bajas frecuencias por la velocidad del suelo derivadas de las señales del GNSS (por ejemplo, Báez *et al.* (2018)). En la Figura 3.5 se muestran las tres componentes de la velocidad del suelo integrados a partir de los acelerogramas en la estación PSGCX, y las velocidades derivadas de los registros de GNSS de la estación PSGA. Se ha eliminado la respuesta instrumental de los acelerogramas, y los registros se han filtrado con un filtro pasa bajo causal Butterworth de orden 2 y frecuencia de esquina de 0.5 Hz. La coincidencia entre los registros es excelente. Esta representación es mejor que las comparaciones entre los registros de desplazamiento para mostrar que el contenido de frecuencia de los dos registros es el mismo en el rango de frecuencias en la que ambos coinciden (estimado de forma conservadora como superior a 0.15 Hz).

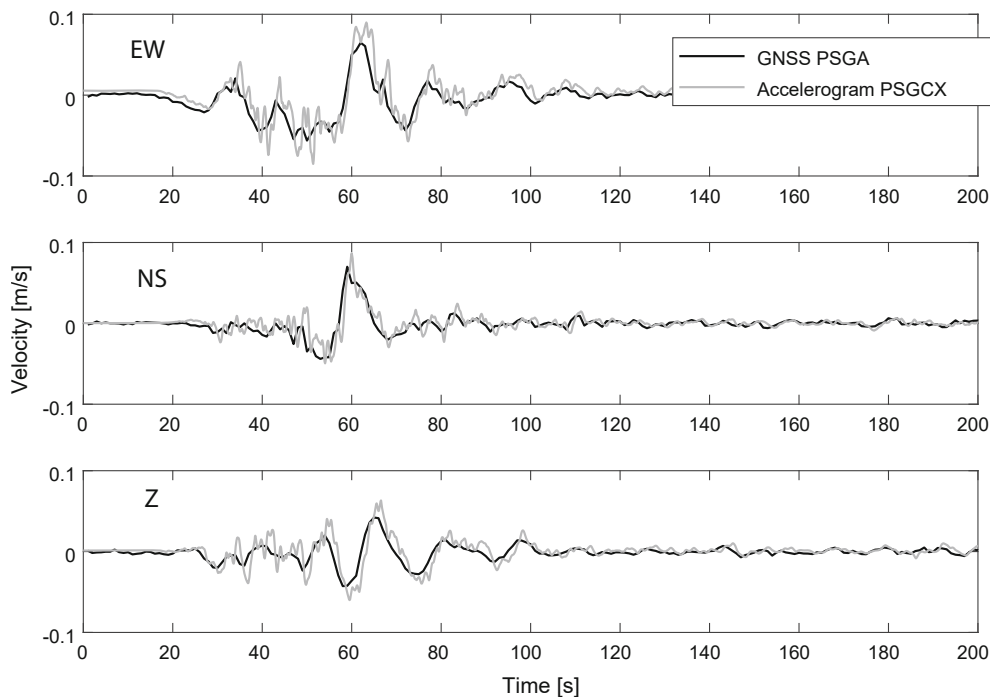


Figura 3.5: Comparación de la velocidad del suelo determinada en las estaciones de Pisagua a partir de los registros del GNSS (PSGA) y del acelerograma integrado (PSGCX). Los registros de velocidad obtenidos de los acelerogramas han sido filtrados a 0.5 Hz para aumentar la similitud entre estos registros en su paso de banda común.

En la Figura 3.6, mostramos los espectros de Fourier de las trazas de velocidad en la estación PSGCX graficadas en la Figura 3.5. Dado que la velocidad vuelve a cero al final de las trazas, excepto para el ruido sísmico, podemos calcular el espectro de velocidad sin los problemas del desplazamiento finito al final de la ventana de tiempo discutida anteriormente para las Figuras 3.3 y 3.4. Los espectros calculados usando rutinas regulares de FFT muestran una propiedad común de la velocidad del suelo para los terremotos de Iquique y otros grandes terremotos de subducción en Chile. La tendencia espectral es plana a bajas frecuencias en contraste con las predicciones de radiación de velocidad de campo lejano para fuentes finitas (Brune, 1970; Madariaga, 1976) que deberían aumentar linealmente con  $\omega$  a bajas frecuencias. En la siguiente sección se dará una explicación más detallada, pero es relativamente fácil de



entender. A distancias cercanas de la fuente, los términos de campo cercano de la función de Green dominan el espectro radiado. El campo cercano está dominado por la función temporal de momento, no la tasa de momento, de modo que a distancias cercanas el espectro de velocidad a bajas frecuencias se asemeja a la integral de la función de tiempo de la fuente de campo lejano. Ahora podemos calcular los espectros de desplazamiento a partir de los espectros de velocidad simplemente dividiéndolos por  $i\omega$ , es decir, por el operador de integración infinita en el dominio de la frecuencia. Los espectros así calculados eliminan el espurio decaimiento espectral de alta frecuencia  $\omega^{-1}$  de la transformada de Fourier calculada a partir de una serie temporal de desplazamiento finito en el campo cercano. El espectro de desplazamiento del movimiento del suelo se muestra en gris en la Figura 3.4.

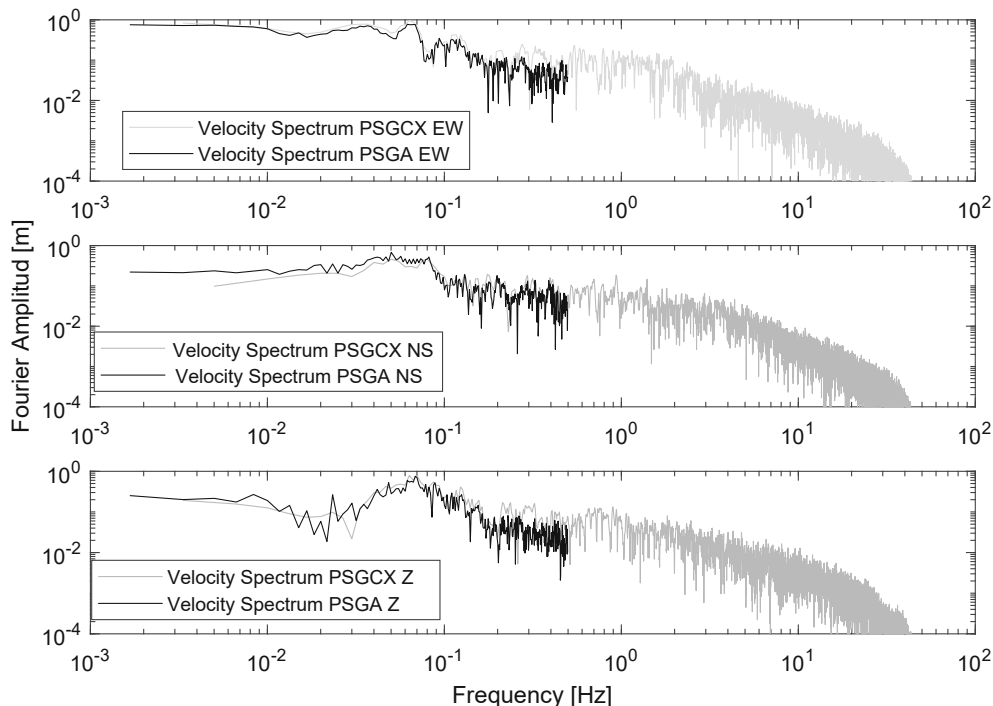


Figura 3.6: Espectros de los registros de velocidad de la estación GNSS PSGA y del acelerograma PSGCX. Las señales de velocidad en el dominio del tiempo se muestran en la Figura 3.5. Estos espectros se calcularon directamente usando un algoritmo de transformada de Fourier rápida. Observamos que a bajas frecuencias, el acelerograma y el instrumento GNSS comparten un espectro casi idéntico a pesar de los diferentes niveles de ruido en estos dos tipos de instrumentos. Los tres componentes tienen espectros casi planos a bajas frecuencias. Estos espectros de velocidad de baja frecuencia convergen con los valores de desplazamiento co-sísmico observados en ese sitio.

Una propiedad particular de los espectros de velocidad de la Figura 3.6 es que la transformada de Fourier de la velocidad del suelo en el campo cercano debe acercarse a bajas frecuencias a los desplazamientos estáticos observados en la Figura 3.3. A partir de la teoría clásica de la transformada de Fourier, el espectro de la velocidad del suelo cerca de la frecuencia cero se aproxima a la integral de la velocidad, que es el desplazamiento estático:

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \tilde{u}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \dot{u}(t) dt = u(\infty) \quad (3.1)$$

Aunque esta propiedad se verifica en los registros de PSGCX, puede ser difícil de usar

en la práctica debido al ruido y a la banda de frecuencia limitada. De todos modos, la alta calidad de los acelerógrafos del norte de Chile y la elevada relación señal/ruido nos permiten obtener en algunos casos el desplazamiento estático directamente de los espectros de velocidad utilizando la Ec. (3.1); véase la Figura 3.6.

### 3.4. ¿Por qué Omega-1?

La radiación de la fuente sísmica se puede aproximar por la radiación de un doble par de fuerzas dentro de un medio homogéneo (véase Aki & Richards (2002) y el Apéndice). Modificando ligeramente el primer término de la Ec. (3.8), la radiación de una fuente puntual es:

$$\begin{aligned}
u_i(r, t) &= \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^N \frac{1}{r^2} \int_{\beta/\alpha}^1 \tau M_0 \left( \frac{\beta t}{r} - \tau \right) d\tau \\
&+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0 \left( t - \frac{r}{\alpha} \right) \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0 \left( t - \frac{r}{\beta} \right) \\
&+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left( t - \frac{r}{\alpha} \right) \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0 \left( t - \frac{r}{\beta} \right),
\end{aligned} \tag{3.2}$$

donde  $r$  es la distancia entre la fuente y el observador, y  $t$  es el tiempo. Los términos de la ecuación suelen llamarse campo cercano, intermedio y lejano. Los términos de  $A^i$  son los patrones de radiación definidos por Aki & Richards (2002).  $\rho$ ;  $\alpha$ ;  $\beta$  son la densidad, la velocidad de la onda P y de la onda S, respectivamente.  $M_0(t)$  es el historial del momento sísmico. El punto sobre el momento denota la tasa del momento. Escribimos el primer término de la Ec. (3.3) en una forma ligeramente diferente a la de Aki & Richards (2002) porque queremos enfatizar que los términos de campo cercano e intermedio decaen como  $r^{-2}$  y no pueden ser separados en el estudio de la radiación.

Para el estudio del espectro de ondas radiadas, reescribimos la transformada de Fourier de (3.3) en el forma auto-similar:

$$\begin{aligned}
\tilde{u}_i(r, \omega) &= \frac{M_0(\omega)}{r^2} \left[ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} F^{INP}(\omega r/\alpha) e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} F^{INS}(\omega r/\beta) e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right] \\
&+ \frac{\dot{M}_0(\omega)}{r} \left[ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} e^{-\frac{i\omega r}{\alpha}} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} e^{-\frac{i\omega r}{\beta}} \right],
\end{aligned} \tag{3.3}$$

donde  $F^{INP}(\omega r/\alpha)$  y  $F^{INS}(\omega r/\beta)$  son funciones auto-similares de la frecuencia escalada por el tiempo de propagación. Son definidas en el apéndice.

La expresión (3.3) para la función de Green en el dominio de la frecuencia muestra claramente que el campo cercano e intermedio que decae como  $r^{-2}$  es proporcional al momento, mientras que el campo lejano que decae como  $r^{-1}$  es proporcional a la velocidad del momento. Dado que se sabe que la velocidad de momento es plana a bajas frecuencias (es decir, proporcional a  $\omega^0$ ), el campo cercano es entonces inversamente proporcional a la frecuencia, es decir, se comporta a bajas frecuencias como  $\omega^{-1}$ . Podemos mostrar esta propiedad de forma muy simple adoptando la función de fuente temporal de Brune (1970). La tasa de momento de Brune es:

$$\dot{M}(t) = M_0 \omega_0^2 t e^{-\omega_0 t} H(t), \tag{3.4}$$

cuya transformada de Fourier es:

$$\dot{M}_0(\omega) = M_0 \frac{1}{\left(1 + \frac{i\omega}{\omega_0}\right)^2}. \quad (3.5)$$

Aquí,  $\omega_0$  es la frecuencia de esquina. La transformada de Fourier de  $M_0(\omega)$  es la de (3.5) dividida por  $i\omega$ .

### 3.4.1. Un modelo simplificado para ondas S

Podemos ilustrar las propiedades del movimiento fuerte en el campo cercano con un modelo simplificado de las ondas S que derivamos de un modelo equivalente para las ondas P propuesto por Vidale *et al.* (1995). A partir de las consideraciones teóricas anteriores, escribimos una versión muy simplificada de (3.3) que conserva sus principales características. Consideramos sólo las ondas S que tienen la forma de onda de Brune (1970) (3.4) en el dominio del tiempo:

$$u(r, t) = \frac{C^{NF}}{r^2} M_0 \left( t - \frac{r}{\beta} \right) + \frac{C^{FF}}{r} \dot{M}_0 \left( t - \frac{r}{\beta} \right). \quad (3.6)$$

El  $C^{NF}$  contiene el patrón de radiación de campo cercano y la normalización.  $C^{FF}$  contiene el patrón de radiación de campo lejano y la normalización. La expresión (3.6) es una forma sencilla de escribir las principales características de las ondas radiadas de una dislocación puntual que incluye una función de fuente temporal finita de Brune. Por supuesto, cualquier otra función de fuente temporal puede utilizarse en esta aproximación.

En la Figura 3.7, mostramos una forma de onda en el campo cercano computada usando (3.6) que simula bastante bien las observadas en la componente EW para grandes terremotos de subducción en Chile. Asumimos una frecuencia de esquina  $\omega_0 = 4$  ( $f_0 = 0.637$  Hz) y una relación  $C = \frac{C^{NF}}{rC^{FF}} = 0.75$  entre los coeficientes de campo cercano y lejano en (3.6). En la misma figura, mostramos el espectro calculado usando las transformaciones exactas del momento y la tasa de momento. Observamos que para estos parámetros particulares, el desplazamiento máximo -dominado por la tasa de momento- es aproximadamente el doble del desplazamiento estático -dominado por el momento- en el dominio del tiempo. Cualquier otra relación entre el peak y la amplitud estática puede obtenerse cambiando la relación de los coeficientes o la frecuencia de esquina. Por otra parte, para este conjunto particular de parámetros ( $\omega_0, C$ ) el campo estático domina el espectro en la mayor parte del rango de frecuencias mostrada en la figura. La tasa de momento se convierte en dominante sólo en frecuencias mayores de 2 Hz, mucho más allá de la frecuencia de esquina. La interacción entre los términos de campo cercano y campo lejano es compleja y depende de varios parámetros: el patrón de radiación y la distancia que determinan el coeficiente C; y la frecuencia de esquina  $\omega_0$ ; que es inversamente proporcional a la duración. Por lo tanto, como explicaremos más adelante, el peso relativo de los términos de campo cercano y lejano depende de los valores relativos de la duración y del tiempo P-S.

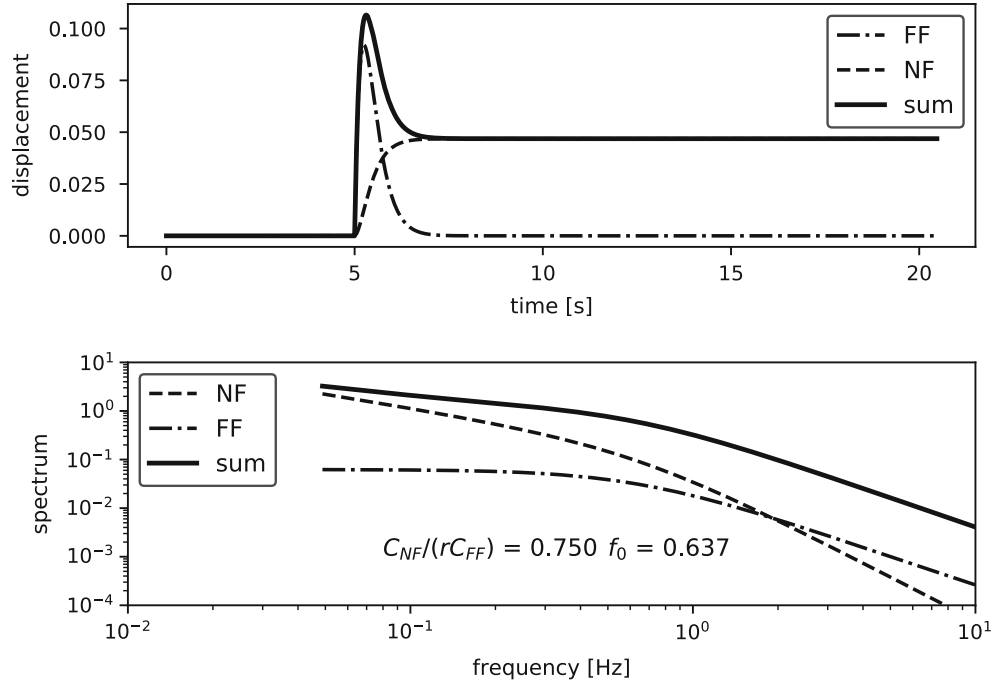


Figura 3.7: Espectro de desplazamiento de campo cercano simplificado calculado para una onda S que contiene componentes de campo cercano y lejano. El campo cercano se grafica con una línea segmentada y la señal de campo lejano (Brune) se traza con una línea punto segmentada. La línea negra gruesa es la señal de desplazamiento de campo cercano completa. En este caso, la relación entre el peak de desplazamiento y el desplazamiento estático es 2. El espectro de desplazamiento se muestra en la parte inferior con la misma convención para los componentes de campo lejano y cercano. Observamos que el campo cercano (en negro) domina el espectro para un rango muy amplio de frecuencias hasta la frecuencia de esquina, que aquí es de 0,637 Hz ( $\omega_0 = 4\text{rad/s}$ ). La relación entre los coeficientes en la Ec. (3.6) es de 0.75.

### 3.5. Espectro de desplazamiento en el norte de Chile después del terremoto de Iquique

En la sección anterior, estudiamos el espectro en la estación PSGCX (Pisagua) en el norte de Chile. Esta es la estación más cercana al epicentro del terremoto y, como se muestra en la sección anterior, su espectro de desplazamiento está dominado por el decaimiento de baja frecuencia  $\omega^{-1}$  (Figura 3.4) debido al salto finito en el desplazamiento observado en la Figura 3.3. A esta distancia, los términos dependientes del momento sísmico en la función de Green, primer término en (3.3), dominan el espectro. Como se muestra en la Figura 3.1 y en la Tabla 1, el terremoto de Iquique se registró en más de 20 estaciones aceleradoras en el norte de Chile.

Consideremos primero la estación PB11, que, como se observa en la Figura 3.1, está situada a unos 60 km tierra adentro de Pisagua y a 119 km del precursor inmediato del terremoto. La Figura 3.8 muestra el componente EW del desplazamiento en esta estación. El desplazamiento se calculó mediante el procedimiento de Boore (2001) que se ha mencionado anteriormente. Superpuesto a la traza del desplazamiento sísmico, graficamos el desplazamiento del suelo determinado en la misma estación a partir de la antena GNSS de la estación multiparamétrica IPOC PB11. Las trazas del acelerograma integrado y los datos geodésicos son muy similares y tienen una gran componente estática. Es obvio que en esta estación el campo está dominado

por la función temporal de momento. En los dos paneles inferiores de la Figura 3.8, mostramos el espectro de desplazamiento del suelo determinado a partir del espectro del acelerograma por la doble integración de Fourier (división por  $\omega^{-2}$ ) y el espectro de velocidad. El espectro de desplazamiento muestra el comportamiento característico de los  $\omega^{-1}$  a baja frecuencia, como se espera del desplazamiento estático observado en el desplazamiento. El espectro de velocidad en la parte inferior tiene el típico espectro plano observado en el norte de Chile para el terremoto de Iquique. El nivel de la parte plana del espectro de velocidad está muy cerca del desplazamiento estático observado en traza del instrumento GNSS (GPS) en la parte superior de la Fig. 8. Esto confirma la relación (3.1) derivada anteriormente.

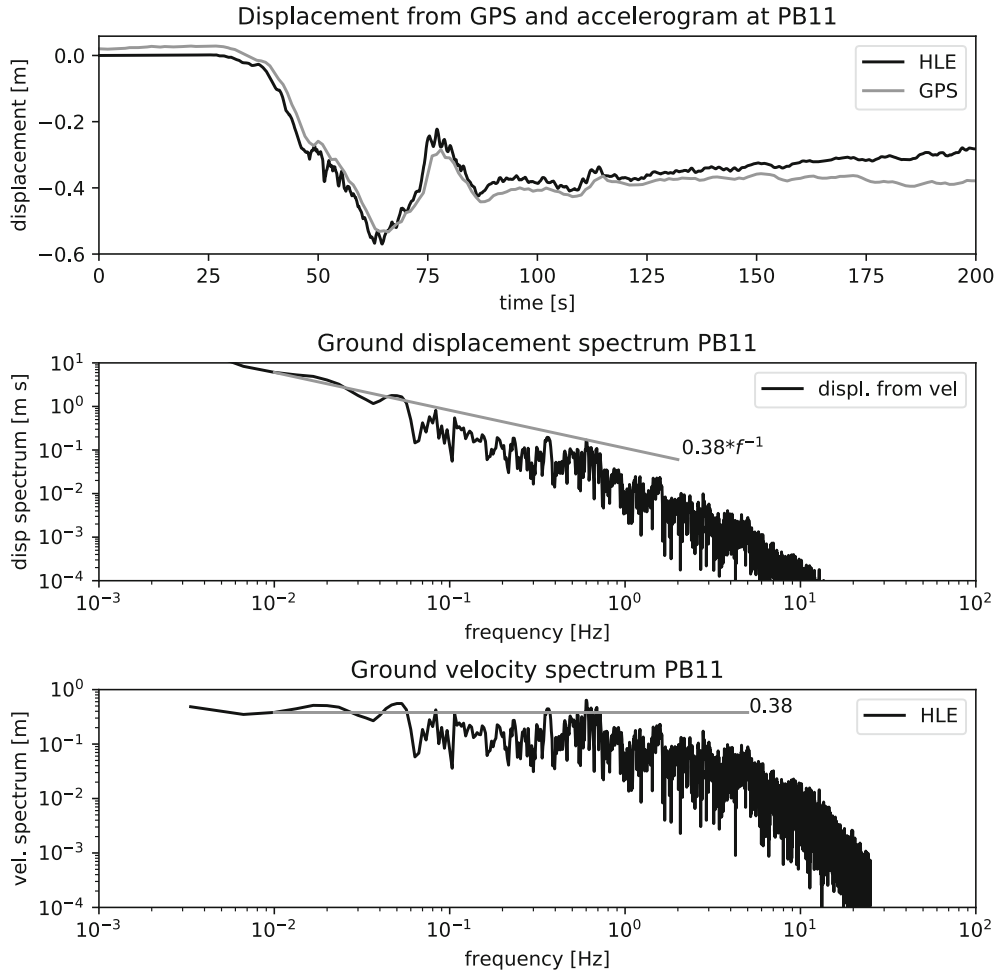


Figura 3.8: Componente EW de desplazamiento integrado del acelerograma de la estación PB11 situada a 119 km del epicentro del terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014 de  $M_w$  8.1. En la parte superior, la forma de onda de desplazamiento calculada mediante la integración del acelerograma se compara con el desplazamiento calculado a partir de la estación GNSS ubicada en el mismo sitio. En la parte inferior, los espectros de desplazamiento y velocidad calculados a partir del acelerograma. La porción plana del espectro de velocidad se ajusta muy bien al salto de desplazamiento de 0.38 m observado en el registro del GNSS. La tendencia  $\omega^{-1}$  del espectro de desplazamiento se ajusta muy bien a la tendencia derivada del espectro de velocidad.

A medida que nos alejamos de la fuente, el nivel de desplazamiento del suelo disminuye, pero los espectros siguen dominados por el desplazamiento estático y, por tanto, por la función temporal de momento, más que por la tasa de momento. Lo ilustramos con el registro

obtenido en la estación PB01 de la red IPOC (véase la Figura 3.1). Esta estación está situada cerca de  $21^\circ$  S, a unos 219 km del precursor inicial del terremoto de Iquique. En la Figura 3.9 se muestran los registros de desplazamiento obtenidos del acelerograma y de los instrumentos GNSS de la estación PB01 de IPOC. Ambos coinciden muy bien en la parte de gran amplitud en la ventana de 60-100 s y divergen cerca del final del registro donde el desplazamiento es menor de 2.5 cm. Los espectros que se muestran en los dos paneles inferiores son muy similares a los de la estación PB11. La parte plana del espectro de velocidad terrestre es de aproximadamente 0.05 m, como se muestra con la línea horizontal en la Figura 3.9. Claramente, el espectro de velocidad integrado a partir de los acelerogramas está determinado por el desplazamiento estático producido por el terremoto en esta estación.

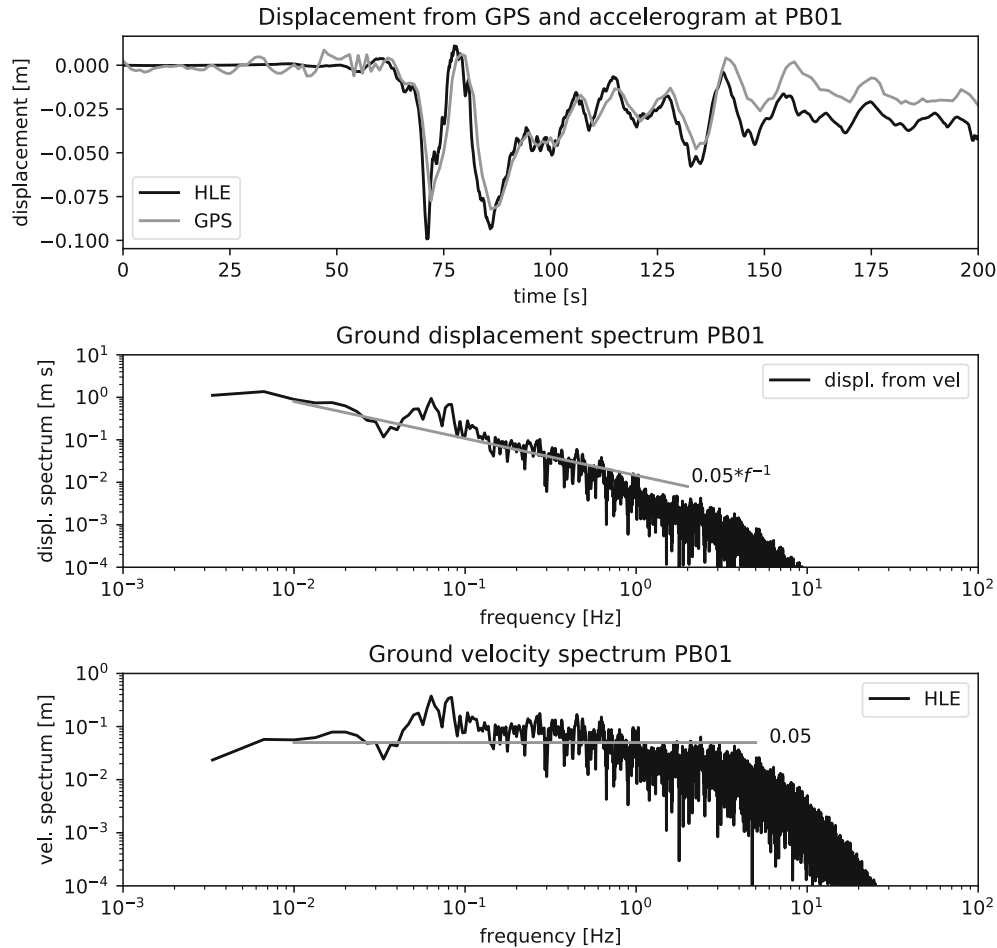


Figura 3.9: Componente EW de desplazamiento integrado del acelerograma de la estación PB01 situada a 219 km del epicentro del terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014,  $M_w$  8.1. En la parte superior, el desplazamiento integrado de los acelerogramas se compara con el desplazamiento calculado de la estación GNSS ubicada en el mismo sitio. En la parte inferior, los espectros de desplazamiento y velocidad calculados a partir del acelerograma. La porción plana del espectro de velocidad se ajusta muy bien al salto de velocidad observado en el desplazamiento. La tendencia  $\omega^{-1}$  del espectro de desplazamiento se ajusta muy bien a la tendencia derivada del espectro de velocidad.

Es sorprendente la similitud de los espectros de velocidad del suelo registrados a diferentes distancias del terremoto de Iquique. En la Figura 3.10, mostramos un grupo de espectros de velocidad del suelo calculados para varias estaciones del norte de Chile que registraron el terremoto de Iquique.

Las estaciones elegidas para graficar los espectros de velocidad de la Figura 3.10 tienen una distancia de 70 a 250 km, pero los espectros son muy similares en la gama de frecuencias intermedias de 0.1 a 1 Hz. En frecuencias más bajas, los espectros están dominados por el campo estático y, por lo tanto, por la función temporal del momento. Estos espectros escalan con el desplazamiento estático como se muestra en las Figuras 3.9 y 3.10 para las estaciones PB01 y PB11. En el rango de altas frecuencias, de 1 a 10 Hz, por otra parte, estos espectros decaen como  $\omega^{-1}$  según lo predicho por el modelo de Brune que indica que la parte de altas frecuencias está dominada por la función temporal de momento. En la mayor parte del norte de Chile, los espectros del terremoto de Iquique se parecen a los mostrados en las imágenes anteriores, con una fuerte contribución del campo cercano estático. Es sorprendente que incluso a 219 km de distancia del epicentro, en la estación PB01, mostrada en la Figura 3.9, los espectros de velocidad siguen siendo planos en las frecuencias resolubles más bajas.

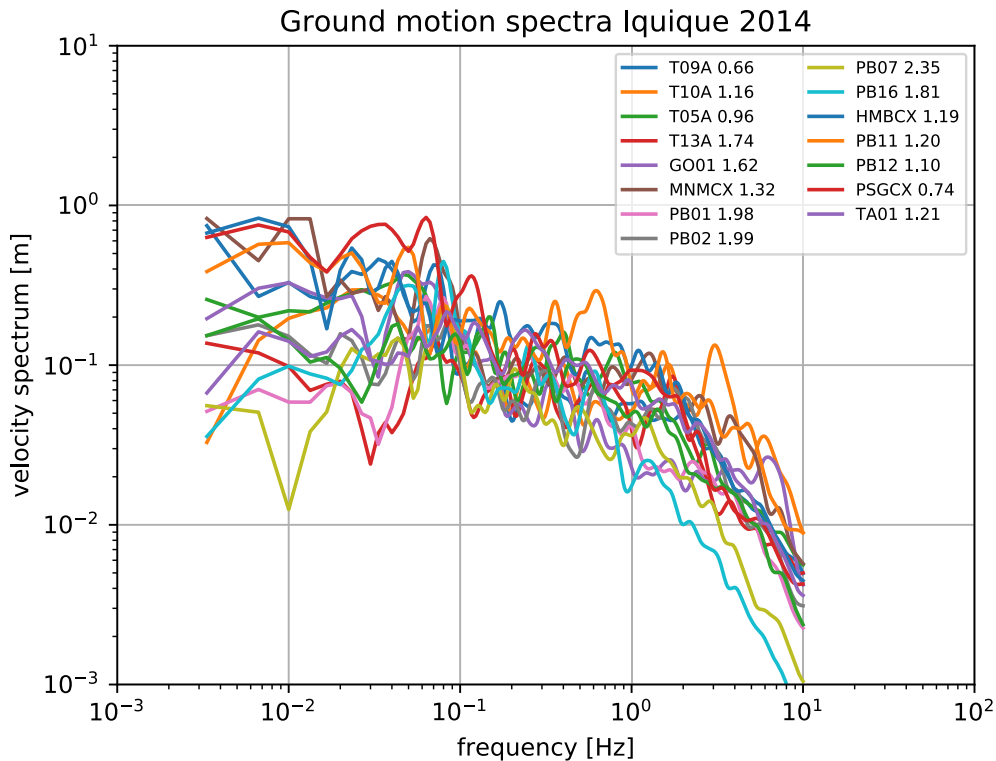


Figura 3.10: Apilamiento de la componente EW de los espectros de velocidad observados en un conjunto de estaciones de movimiento fuerte seleccionadas en el norte de Chile. Los espectros se suavizaron usando un filtro Konno-Ohmachi. Todos los demás registros se parecen a este grupo de espectros. Los números junto a los códigos de las estaciones son las distancias epicentrales de cada estación en grados.

¿Por qué observamos el campo cercano a tan largas distancias? Esto es porque el desplazamiento co-sísmico permanente inducido por el tensor de momento sigue siendo grande a distancias del orden de seis veces el tamaño del evento. Aunque el campo cercano disminuye como  $r^{-2}$ , la relación entre los términos de campo lejano y cercano disminuye sólo como  $r^{-1}$  como se muestra en las secciones anteriores. Por lo tanto, el efecto de la función de tiempo del momento sigue siendo importante a esas distancias.

### 3.6. Transición al espectro de Aki-Brune a grandes distancias de la fuente

En la sección anterior se muestra que en una región muy amplia alrededor de Iquique, los espectros de velocidad del suelo del terremoto del 1 de abril de 2014 tienen espectros de baja frecuencia similares dominados por la función temporal de momento. Esperábamos que a medida que nos alejábamos de la fuente observáramos la aparición de un espectro similar al de Brune que alcanzaba su máximo en la frecuencia de esquina, es decir, que era proporcional a  $\omega$  en las frecuencias bajas y disminuía como  $\omega^{-1}$  en las frecuencias altas. Esto no es evidente en los espectros de velocidad de la Figura 3.10, salvo el de la estación PB07, a 257 km del epicentro, que disminuye en las frecuencias altas como predijeron Aki (1967) y Brune (1970), pero sigue teniendo una fuerte componente de baja frecuencia.

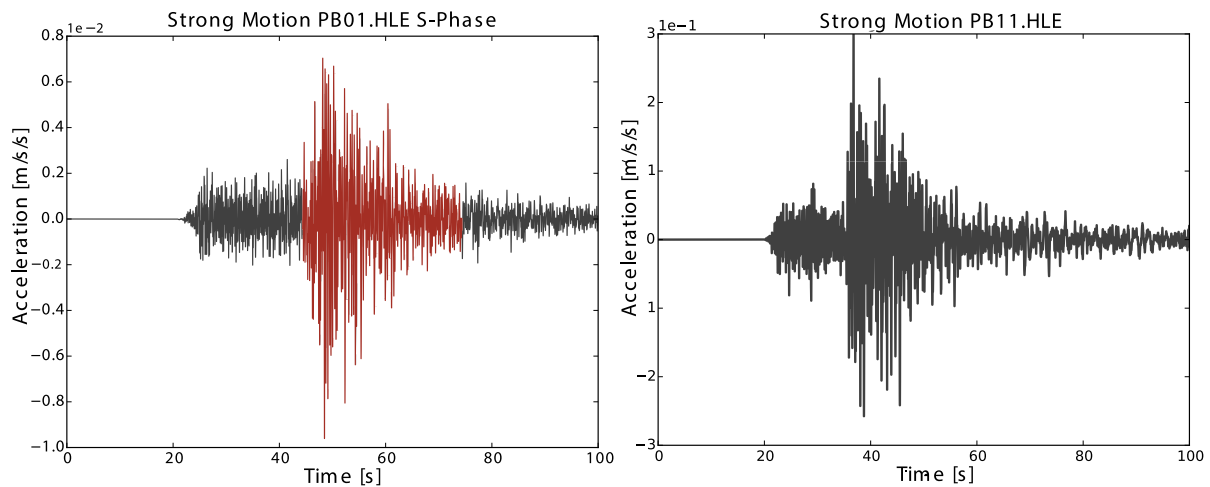


Figura 3.11: Acelerogramas registrados en dos estaciones IPOC, PB01 y PB11, para el precursor del terremoto de Iquique del 16 de marzo de 2014. PB11 está a 121 km y PB01 a 256 km de la fuente. Este evento de  $M_w$  6.7 es mucho más pequeño que el sismo principal.

Para observar el espectro de Brune más claramente, tomamos un evento más pequeño. Elegimos el precursor del terremoto de Iquique que ocurrió el 16 de marzo de 2014 cerca del borde suroeste de la principal zona de ruptura del terremoto de Iquique (véase la Figura 3.1 para su localización). Se trata de un evento  $M_w$  6.7 que tuvo un mecanismo de origen algo diferente al del evento principal (Ruiz *et al.*, 2014; León-Ríos *et al.*, 2016; Cesca *et al.*, 2016). En la Figura 3.11, graficamos dos acelerogramas generados por este terremoto. Las estaciones PB11 y PB01 proporcionan excelentes registros. La primera está a 121 km, y la otra a 150 km de distancia de un evento que probablemente tuvo un tamaño de fuente de unos 10 km. Para la estación PB11, todavía es difícil separar claramente los trenes de ondas P y S en los trenes de desplazamiento integrados. En los registros de la PB01, las ondas P y S están muy bien separadas para que podamos identificar una ventana S. Esto se indica en rojo en el acelerograma de la PB01 y se aisló mediante técnicas espectrales de *multitaper* (Park *et al.*, 1987; Prieto *et al.*, 2009). En las estaciones del centro norte de Chile, este evento tiene el típico decaimiento de alta frecuencia  $\omega^{-2}$ .

En la Figura 3.12, trazamos los espectros de desplazamiento para las dos estaciones de la



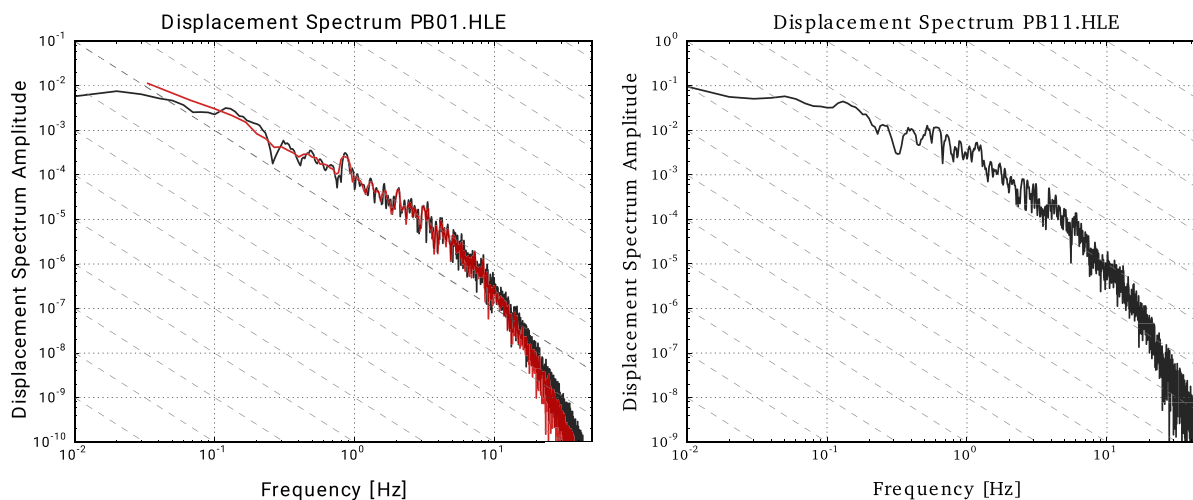


Figura 3.12: Los espectros de desplazamiento de los dos registros mostrados en la Figura 3.11. Los espectros negros consideran todos los registros y los espectros rojos la ventana de la onda S.

Figura 3.11. En la estación PB01, calculamos los espectros tanto para el registro completo como para la ventana de la onda S que se muestra aquí en rojo. Los dos espectros se asemejan a muchos otros espectros publicados en la literatura para los mayores registros de eventos locales. El decaimiento de alta frecuencia es  $\omega^{-2}$  más allá de 1 Hz. También tienen un espectro plano en las bajas frecuencias, para frecuencias inferiores a 0.1 Hz para el acelerograma PB01. En la Figura 3.12 mostramos el espectro calculado para todo el registro en negro y el espectro calculado para la ventana de la onda S en rojo. Como era de esperar, dado que las ondas S son mucho más fuertes que las ondas P, todo el espectro del registro y el espectro de la ventana de la onda S son muy similares.

La característica más importante de estos registros es la presencia de un amplio rango espectral en el que los espectros se comportan como  $\omega^{-1}$ , como indica la fina grilla superpuesta en los espectros. Los espectros no decaen exactamente como  $\omega^{-1}$ , sino que sólo tienen una amplia región de transición de 0.1 a 10 Hz. Muchos autores han informado de la existencia de un rango de frecuencias intermedias con un decaimiento de  $\omega^{-1}$  (por ejemplo, Denolle & Shearer (2016); Archuleta & Ji (2016), entre otros). Archuleta & Ji (2016) observaron esos rangos de frecuencias intermedias en el campo lejano, mientras que para el precursor de Iquique no podemos suponer que el campo cercano pueda ser despreciado. Explicaron la presencia de la tendencia  $\omega^{-1}$  con una modificación de la función de fuente temporal de Brune (3.4). Para modelar adecuadamente la propagación de las ondas en el norte de Chile y determinar las contribuciones relativas de la función de la tasa de momento y función temporal de momento, tenemos que hacer una modelación más detallada de la propagación de las ondas.

Estamos estudiando los registros de aceleración, GNSS y banda ancha del terremoto de Valparaíso del 24 de abril de 2017, que tuvo una excelente cobertura en la zona central de Chile (Ruiz *et al.*, 2017c, 2018).

## 3.7. Discusión

Es sorprendente que el efecto del campo cercano sobre los espectros sísmicos calculados a partir de los acelerogramas del terremoto de Iquique de 2014 no ha sido reportado antes. Muchos autores usaron estos registros para modelar el evento principal que filtra las bajas frecuencias. Una razón puede ser que los problemas de integración de acelerogramas (Boore 2001) desincentiva el estudio de las propiedades espectrales de las fuentes sísmicas en el cercano campo. Un posible problema adicional es que muchas rutinas estándar utilizadas para procesar los acelerogramas eliminan la tendencia suponiendo que el campo de velocidad media es cero. En el campo cercano, la velocidad media es distinta de cero, como se demuestra por la expresión (3.1).

Nuestra principal observación es que los espectros del movimiento del suelo en la proximidad de una fuente sísmica contienen dos tipos de contribuciones: (1) los términos de campo cercano que decaen como  $r^{-2}$  con la distancia y son proporcionales a la función temporal del momento sísmico; (2) la otra contribución es que el campo lejano que es proporcional a la tasa de momento y decae como  $r^{-1}$ .

Mientras que las ondas P y S pueden ser estudiadas por separado en el campo lejano, en el campo cercano no pueden ser separadas porque interfieren para producir el campo estático. Los términos que contribuyen a las ondas P o S decaen individualmente como  $r^{-4}$  (Aki & Richards, 2002), pero interfieren a bajas frecuencias para producir una sola contribución de campo cercano  $r^{-2}$  al movimiento fuerte (Ec. 3.3). Este es el término que domina el espectro de todos los acelerogramas registrados después del terremoto de Iquique de 2014 en un rango de menos de 200 km del epicentro del terremoto. Un estudio más profundo de las propiedades del campo cercano requiere de simulaciones numéricas más precisas, incluyendo los efectos de superficie libre y las propiedades estructurales de la propagación de las ondas. El modelo de fuente puntual simple utilizado aquí proporciona una prueba clara de que los términos de campo cercano y campo lejano en los acelerogramas son igualmente importantes, pero los efectos de la propagación de las ondas deben tenerse en cuenta cuidadosamente. Las observaciones del peso relativo del campo cercano y lejano se han comunicado anteriormente (Vidale *et al.*, 1995; Jiao *et al.*, 1995), pero no se ha hecho un estudio sistemático de las propiedades espectrales hasta donde sabemos.

¿A qué distancia se convierte en dominante el espectro de campo lejano? Para el terremoto de Iquique de  $M_w$  8.4, 2014, estudiado aquí, el campo cercano domina todos los registros hasta 219 km. Sólo para los eventos más pequeños estudiados en la Sección 4.6, un espectro de campo lejano parecido al modelo Brune-Aki aparece en las estaciones distantes. Así, el valor relativo de los términos de campo cercano y lejano depende no sólo de la distancia, sino también de la duración de la fuente. Aunque no podemos proporcionar una regla simple para la distancia de transición, creemos que la transición se produce más allá de la distancia a la que la duración de la fuente sísmica del evento es del mismo orden que la separación entre las ondas P y S, para el terremoto de Iquique con una duración de 50 s, esta distancia es cercana a los 400 km suponiendo una velocidad media de la onda P de 6 km/s y una relación de velocidad P/S de 1.73. Es necesario un estudio más detallado que incluya un cuidadoso modelado de la interacción de las reflexiones de la superficie y las ondas guiadas para proporcionar una respuesta precisa. Una estimación más precisa será el objeto de futuros

trabajos.

Hemos demostrado a partir de las observaciones que, como se esperaba, a partir de las propiedades de la transformada de Fourier, la amplitud espectral de la velocidad de baja frecuencia converge con el desplazamiento co-sísmico observado en los instrumentos GNSS instalados en el mismo sitio. Por lo tanto, en principio puede ser posible utilizar los espectros de velocidad para determinar los desplazamientos estáticos como complemento de los datos del GNSS. Lamentablemente, para ello se necesitan trazas de aceleración con una buena relación señal/ruido, situadas en sitios de roca dura para evitar los efectos no lineales del sitio.

El apilamiento de espectros de desplazamiento observada en el norte de Chile después del terremoto de Iquique (Figura 3.10) muestra que los espectros de velocidad en la gama de frecuencias entre 0.1 y 1 Hz son muy similares en todas las estaciones. En el rango de frecuencias bajas inferiores a 0.1 Hz los espectros tienen amplitudes variables que se escalan con el desplazamiento estático en el lugar. Esto confirma la predicción teórica de que el nivel de la parte plana del espectro de velocidad es proporcional al desplazamiento estático del suelo. Estos niveles estáticos pueden ser calculados por las técnicas habituales para predecir el movimiento estático del suelo usando las fórmulas de Okada (1985). Como se muestra en las Figuras 3.8 y 3.9 para las estaciones PB01 y PB11, el nivel de baja frecuencia del espectro de velocidad encaja bastante bien con el desplazamiento estático observado por los instrumentos GNSS instalados en el mismo sitio.

Una de las principales consecuencias de este estudio es que el escalamiento clásico de los espectros de los terremotos (Aki, 1967) no es válido para los grandes terremotos, para los cuales los espectros de desplazamiento decaen como  $\omega^{-1}$  a bajas frecuencias. Esto fue observado por primera vez por Lancieri *et al.* (2012) en su estudio del terremoto de Tocopilla de 2007 y sus réplicas. Aunque en ese momento se disponía de pocas estaciones, las réplicas inferiores a  $M_w$  6 tenían espectros que se ajustaban a la ley de escala de Aki (1967) y Prieto *et al.* (2004).

Los resultados reportados aquí para el terremoto de Iquique se mantienen para la mayoría de los grandes eventos en Chile para los cuales tenemos muy buenos acelerogramas de banda ancha y registros de GNSS. Hemos observado los espectros de desplazamiento de baja frecuencia  $\omega^{-1}$  para el terremoto de Maule de 2010 en dos acelerogramas de buena calidad y para otros grandes eventos como el terremoto de Tocopilla de 2007,  $M_w$  7.8; el terremoto de Illapel de 2015,  $M_w$  8.3 y el terremoto de Chiloé de 2016,  $M_w$  7.6. Para eventos menores de  $M_w$  7.0, hemos explorado sólo unos pocos eventos, típicamente réplicas de los eventos más grandes. Los mejores datos son para el terremoto de Valparaíso de  $M_w$  6.9 que ocurrió el 23 de abril de 2017 (Ruiz *et al.*, 2017c, 2018). El espectro de velocidad del suelo para este evento se asemeja al de una versión reducida del terremoto de Iquique estudiado aquí a distancias cercanas y luego se asemeja al espectro de Brune a mayores distancias de la fuente. El origen de la pendiente intermedia  $\omega^{-1}$  en los espectros de desplazamiento necesita un estudio más profundo y una comparación con otros eventos como los reportados por Archuleta & Ji (2016) y Denolle & Shearer (2016), entre otros, para las observaciones de campo lejano.

¿Cuáles son las consecuencias para la predicción del movimiento del suelo? Una suposición habitual sobre el espectro de los grandes terremotos es que tienen un espectro de desplaza-

miento de  $\omega^{-2}$  y el espectro de los grandes terremotos se genera sumando, a menudo de forma aleatoria, combinaciones de pequeños eventos. Esta suposición debe ser revisada para las simulaciones de movimientos fuertes sintéticos de gran magnitud añadiendo un término cercano a la falla. Este problema fue analizado, entre otros, por Tumarkin *et al.* (1994), quienes demostraron que era muy difícil producir un espectro  $\omega^{-2}$  añadiendo fuentes puntuales más pequeñas.

## 3.8. Conclusiones

Hemos demostrado que el espectro del movimiento del suelo en las proximidades de grandes terremotos de subducción en el norte de Chile es bastante diferente del propuesto por Aki y Brune, el llamado espectro  $\omega^{-2}$ , que es plano en las bajas frecuencias y decae como  $\omega^{-2}$  en las altas frecuencias. El espectro en el campo cercano está dominado por la función temporal de momento sísmico que contiene términos estáticos. Esto produce un espectro de desplazamiento de  $\omega^{-1}$  a bajas frecuencias. Este tipo de espectro domina la radiación sorprendentemente lejos de la fuente, hasta 250 km en el presente caso. También encontramos que la separación de las ondas P y S no es posible porque los términos de campo cercano similares a P y S interfieren para producir el campo estático del terremoto.

## Datos

Los datos utilizados para este estudio se descargaron principalmente del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN). En el caso de los grandes terremotos de Chile, la base de datos de terremotos importantes del CSN proporciona registros corregidos en el sitio web (<http://edb.csn.uchile.cl>). También se pueden obtener datos geodésicos del CSN en el sitio del GPS (<http://gps.csn.uchile.cl/>). Información y datos adicionales para las estaciones IPOC del norte de Chile están disponibles en las páginas de Geofon del centro de datos GFZ (<https://geofon.gfz-potsdam.de/>) y en las páginas de Wilber3 del centro de datos IRIS (<http://ds.iris.edu/wilber3/>).

## Agradecimientos

Este estudio fue apoyado por el proyecto FONDECYT No. 1170430 y por PRS (Programa Riesgo Sísmico de la Universidad de Chile).

## Apéndice

De Aki & Richards (2002), la función de Green para el tensor de momento de una fuente puntual en un espacio elástico homogéneo es:

$$\begin{aligned}
 u_i(r, t) &= \frac{1}{4\pi\rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M_0(t - \tau) d\tau \\
 &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \\
 &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0\left(t - \frac{r}{\beta}\right),
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

Normalmente se asume que el término de campo cercano (el primero) decae como  $r^4$ , pero en realidad esto no es correcto porque la integral de tiempo de la izquierda crece como  $r^2$  con la distancia  $r$  de la fuente. Es posible reescribir la integral cambiando las variables  $\tau = \vartheta \frac{r}{\beta}$  donde  $\vartheta$  es no dimensional. La ecuación (3.8) se convierte en (3.3) del texto principal que muestra claramente que el primer término se comporta como  $r^2$ , como los del campo intermedio.

Ahora podemos determinar el espectro de (3.8) utilizando la transformada de Fourier continua:

$$\tilde{u}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t) e^{-i\omega t} dt \tag{3.8}$$

Observamos que la integral de la primera línea en (3.8) es una convolución, de modo que su transformada de Fourier es

$$\tilde{M}_0(\omega) = \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau e^{-i\omega\tau} d\tau \frac{1}{\omega^2} \left[ \left( \frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-i\omega r/\alpha} - \left( \frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-i\omega r/\beta} \right] \tag{3.9}$$

Esto puede compararse con expresiones similares de Aki & Richards (2002), teniendo en cuenta que ellos utilizaron una definición de la transformada de Fourier (3.8) diferente a la nuestra. Tomando la transformada de Fourier de (3.8), usando (3.9) y recogiendo los términos que dependen de  $\tilde{M}_0(\omega)$  que conseguimos:

$$\begin{aligned}
 \tilde{u}_i(r, \omega) &= \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) \frac{A^N \beta^2}{\omega^2 r^2} \left[ \left( \frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) e^{-i\omega r/\alpha} - \left( \frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) e^{-i\omega r/\beta} \right] \\
 &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) A^{IP} e^{-i\omega r/\alpha} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{1}{r^2} \tilde{M}_0(\omega) A^{IS} e^{-i\omega r/\beta} \\
 &+ \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{1}{r} \tilde{M}_0(\omega) A^{FP} e^{-i\omega r/\alpha} + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \frac{1}{r} \tilde{M}_0(\omega) A^{FS} e^{-i\omega r/\beta}
 \end{aligned} \tag{3.10}$$

La expresión (3.10) muestra que existen dos tipos de términos, los que dependen del momento que también son inversamente proporcionales a  $r^2$  y los que dependen de la tasa de momento y son inversamente proporcionales al radio  $r$ . Reuniendo todos los términos

dependientes del momento obtenemos la expresión de la Ec. (3.4) en el texto. Los coeficientes no dimensionales  $F^{INP}$  y  $F^{INS}$  vienen dados por:

$$F^{NIP} \left( \frac{\omega r}{\alpha} \right) = A^N \frac{\alpha^2}{\omega^2 r^2} \left( \frac{i\omega r}{\alpha} + 1 \right) + A^{IP},$$

$$F^{NIS} \left( \frac{\omega r}{\beta} \right) = -A^N \frac{\beta^2}{\omega^2 r^2} \left( \frac{i\omega r}{\beta} + 1 \right) + A^{IS}.$$

Son funciones no dimensionales que dependen sólo de la frecuencia no dimensional  $\omega r/\alpha$  o  $\omega r/\beta$  y de los patrones de radiación.

# Capítulo 4

## Espectro de registros de aceleración para terremotos Chilenos de gran magnitud<sup>1</sup>

### Resumen

Estudiamos los espectros de los 8 grandes terremotos que han ocurrido en Chile en los últimos 25 años usando registros de aceleración y datos de GNSS de 1 Hz (cGNSS). Para evitar el problema de la inestabilidad numérica con la doble integración de los acelerogramas, calculamos los espectros de velocidad integrando las series de tiempo de aceleración en el dominio espectral y derivando los registros de desplazamiento del cGNSS. Para calcular el espectro de velocidad, utilizamos un algoritmo multitaper para proporcionar estabilidad en toda la banda espectral. Encontramos que los espectros de velocidad de los registros obtenidos cercanos a la ruptura principal de los terremotos no concuerdan con el modelo clásico propuesto por Aki y Brune. El espectro de velocidad de estos eventos presenta una tendencia plana a bajas frecuencias producida por las ondas de campo cercano. Esta tendencia converge a bajas frecuencias con el desplazamiento estático determinado por los datos de GNSS. A partir de la observación de terremotos de diferente magnitud, observamos una transición en el espectro de velocidad, desde un decaimiento de  $f^{-1}$  a altas frecuencias y una tendencia plana a bajas frecuencias, hacia un modelo más clásico de Brune. La distancia entre la fuente y la estación se discute como un parámetro que influye en la forma del espectro de velocidad a bajas frecuencias. Encontramos una transición en el espectro de velocidad para el terremoto de Iquique de 2014, que indica un cambio en el decaimiento del espectro para las estaciones a distancias superiores a  $\sim 200$  km. Finalmente mostramos que la tendencia plana de los espectros de velocidad y el *peak* de desplazamiento máximo (PGD) se escala con el momento a la potencia de  $2/3$ .

---

<sup>1</sup>Rivera, E., Ruiz, S., Madariaga, R. 2020. Spectrum of strong-motion records for large magnitude Chilean earthquakes. *Submitted in Geophysical Journal International*.

## 4.1. Introducción

El espectro de fuentes sísmicas de campo lejano se introdujo a finales de la década de 1960 e inicio de 1970 (Aki, 1967; Wyss & Brune, 1968; Brune, 1970). Basándose en este espectro, Aki (1967) propuso la ley de escalamiento de terremotos y Brune (1970) desarrolló su modelo clásico  $f^{-2}$ , con una frecuencia de esquina que depende del tamaño de la falla. Varios estudios han corroborado este modelo espectral para eventos registrados en el campo lejano, o pequeños terremotos registrados cerca del epicentro (Abercrombie, 1995; Prieto *et al.*, 2004; Shearer *et al.*, 2006; Allmann & Shearer, 2007). El modelo de Aki-Brune se utiliza ampliamente para la simulación de sismogramas o acelerogramas sintéticos, además de los diferentes métodos de predicción del movimiento del suelo para grandes eventos.

La observación de los terremotos en el campo cercano, de grandes fuentes a cortas distancias, es importante para la comprensión de la física de la fuente sísmica. Hacia mediados de los años 2000 el avance tecnológico de los sistemas GNSS y el aumento de la frecuencia de muestreo, permitieron la utilización de la señal GNSS como sismogramas que registran el desplazamiento dinámico de los grandes terremotos (Larson *et al.* (2003); Bock *et al.* (2004); Ji *et al.* (2004); Elósegui *et al.* (2006); Larson (2009); Vigny *et al.* (2011); Ruiz *et al.* (2012); Wang *et al.* (2013); entre otros), lo que lo convierte en un excelente complemento de los acelerómetros cuando ambos se instalan a distancias muy cercanas (Emore *et al.*, 2007), o idealmente en el mismo lugar. Esto ha contribuido a mejorar la corrección de línea de base de las series de tiempo del acelerómetro integrado dos veces y a obtener el desplazamiento estático en el campo cercano. El espectro de estos registros de campo cercano de grandes terremotos no sigue el modelo  $f^{-2}$  porque a baja frecuencia los espectros de desplazamiento divergen como el inverso de la frecuencia a bajas frecuencias (Vidale *et al.*, 1995; Madariaga *et al.*, 2019).

Los estudios de los espectros de la fuente de los terremotos chilenos de gran magnitud ( $M_w > 7.5$ ) en el campo cercano (distancia hipocentral menor a 300 Km) son escasos. Lancieri *et al.* (2012) estudiaron las leyes de escala del terremoto de Tocopilla de 2007 y sus réplicas utilizando datos de aceleración de estaciones de movimiento fuerte ubicadas cerca de la zona de ruptura. Observaron que los espectros de las réplicas se ajustaban bien al modelo espectral  $f^{-2}$ , pero no a los espectros del evento principal de  $M_w$  7.8. Los espectros de este evento observados en las estaciones de campo cercano tenían dos frecuencias de esquina que delimitaban las pendientes de  $f^{-1}$  en las frecuencias intermedias y  $f^{-2}$  en las frecuencias más altas. De manera similar, Archuleta & Ji (2016) usando el conjunto de datos de NGA-West2 para los terremotos de magnitud  $3.3 \leq M \leq 5.3$ , reportaron doble frecuencias de esquina para muchos eventos en California. Explicaron estas observaciones con un modelo en el que el *rise time* es mucho menor que la duración del terremoto, obteniendo un espectro de desplazamiento con un decaimiento  $f^{-1}$ , seguido de otro con  $f^{-2}$ . Recientemente, Madariaga *et al.* (2019) hicieron la misma observación para el terremoto de Iquique 2014, mostrando que el desplazamiento co-sísmico estático juega un papel clave en el cálculo del espectro de la fuente e influye en la amplitud y el decaimiento del espectro.

En un estudio clásico, Boatwright & Choy (1989), hicieron observaciones similares para siete grandes terremotos con magnitudes entre  $7.5 \leq M_S \leq 8.0$ , observados en el campo lejano. Concluyeron que las observaciones espectrales pusieron en evidencia que el modelo espectral



de Brune necesitaba ser modificado para los grandes terremotos. Denolle & Shearer (2016), usando observaciones telesísmicas, modelaron el espectro de desplazamiento de la onda P para 942 eventos *thrust* de magnitud mayor que  $M_w \geq 5.5$ . Demostraron que un modelo de doble frecuencia de esquina con un decaimiento intermedio de  $f^{-1}$  encajaba mejor en las observaciones que el clásico modelo espectral de Brune. Además, observaron un quiebre en la relación de escala espectral entre el momento sísmico  $M_0$  y la frecuencia de esquina propuesta por Aki (1967), cambiando de una pendiente  $f^{-3}$  para eventos de magnitud  $M_w \leq 7.5$ , a  $f^{-2}$  para terremotos de mayor magnitud.

En Chile, ha habido 8 eventos de magnitud superior a  $M_w$  7.5 desde 1995 hasta la fecha, varios de los cuales han sido bien registrados por sismómetros de banda ancha, GNSS y registros de movimiento fuerte en el campo cercano y lejano. La mayoría de estos eventos se estudiaron en el dominio del tiempo, excepto los eventos de Tocopilla 2007 e Iquique 2014, que también se estudiaron en el dominio espectral (Lancieri *et al.*, 2012; Madariaga *et al.*, 2019). El objetivo del presente trabajo es estudiar los espectros de los terremotos más grandes ocurridos en Chile en los últimos años (Antofagasta 1995,  $M_w$  8.0; Tarapacá 2005,  $M_w$  7.8; Tocopilla 2007,  $M_w$  7.7; Maule 2010,  $M_w$  8.8; Iquique 2014,  $M_w$  8.2 y su principal réplica  $M_w$  7.6; Illapel 2015,  $M_w$  8.3 y Chiloé 2016,  $M_w$  7.6), analizando el comportamiento a bajas y altas frecuencias y comparando, si es posible, con los espectros de los registros GNSS de alta frecuencia (cGNSS). Reconocimos una transición en el espectro de velocidad, plano a bajas frecuencias, dominado por el campo cercano, y el espectro de velocidad de campo lejano de Brune basándonos en dos criterios principales: (1) la magnitud del evento, observando una transición desde un rango de magnitud de  $M_w$  5.6 - 6.5 para una distancia hipocentral de  $\sim 90$  km; (2) la distancia desde la fuente a la estación, por ejemplo para el terremoto de Iquique 2014, esta transición se observa desde  $\sim 350$  km. Finalmente, mostramos que la baja frecuencia cerca del espectro de velocidad del campo y el PGD, se escala con el momento a la potencia  $2/3$ .

## 4.2. Grandes terremotos ocurridos recientemente en Chile

En Chile, 8 terremotos de magnitud superior a  $M_w$  7.5 han ocurrido en los últimos 25 años, 7 de los cuales ocurrieron en la interfaz entre las placas de Sudamérica y Nazca, y uno dentro de la placa de Nazca (Figura 4.1). Cada uno de estos terremotos ha sido muy bien estudiado usando diferentes técnicas para lograr una mejor comprensión de sus procesos de ruptura. El 31 de julio de 1995, el terremoto de Antofagasta ( $M_w$  8.0), ocurrido en el norte de Chile a una profundidad de 47 km, rompió la parte más profunda de la interfaz de subducción y un segmento de 180 km a lo largo de la costa. Delouis *et al.* (1997) utilizaron datos de banda ancha, acelerómetro y GPS para modelar el proceso de ruptura. Este evento fue el primero que se observó con los instrumentos GPS e InSAR (Ruegg *et al.*, 1996; Chlieh *et al.*, 2004).

Diez años después ocurrió el terremoto de Tarapacá en 2005 ( $M_w$  7.8). Este terremoto fue un evento intraplaca de profundidad intermedia que ocurrió dentro de la placa de Nazca a una profundidad de 108 km, estimada por el CSN. Delouis & Legrand (2007) utilizaron registros telesísmicos y una red permanente de movimiento fuerte en el campo cercano operada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile para hacer una inversión

conjunta, identificando los planos de la falla y la distribución de deslizamiento. Peyrat & Favreau (2010), utilizando los mismos datos de movimiento fuerte, hicieron una inversión cinemática y dinámica para proponer un modelo de falla para este evento. Un par de años después de este terremoto, investigadores alemanes, franceses y chilenos desplegaron en el norte de Chile una red multiparamétrica de estaciones sismológicas, el Observatorio Integrado de Límites de Placas de Chile (IPOC) (IPOC, 2006).

En 2007 el terremoto de Tocopilla ( $M_w$  7.7) ocurrió en la parte más profunda de la interfaz de las placas Sudamericana y de Nazca ( $\sim 47$  km según el CSN). Este fue el primer terremoto estudiado después de la instalación de la red sismológica de IPOC; ha sido ampliamente estudiado con diferentes técnicas e instrumentos (Delouis *et al.*, 2009; Peyrat *et al.*, 2010; Fuenzalida *et al.*, 2013; Schurr *et al.*, 2012; Lancieri *et al.*, 2012). Peyrat *et al.* (2010) utilizaron datos de movimiento fuerte de campo cercano para realizar una inversión cinemática de este terremoto y Lancieri *et al.* (2012) estudiaron las propiedades espectrales de este evento y sus réplicas.

El terremoto del 27 de febrero de 2010 en Maule fue el primer megaterremoto chileno estudiado con instrumentos sismológicos modernos en la zona de subducción chilena (Ruiz & Madariaga, 2018). Este megaterremoto fue bien registrado en el campo cercano por las estaciones de GPS (Vigny *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012) y los acelerómetros instalados por la Universidad de Chile (Boroschek *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2012). La distribución del deslizamiento se localizó principalmente al norte de la ruptura (Lay *et al.*, 2010; Delouis *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2012).

El 1 de abril de 2014, un gran terremoto *megathrust* golpeó a Iquique con una magnitud de  $M_w$  8.2. La extensa red de instrumentos de banda ancha, movimiento fuerte y GPS desplegada por IPOC, además de la red desplegada por el CSN (Leyton *et al.*, 2018a; Báez *et al.*, 2018), hacen de este terremoto uno de los eventos mejor observados, estudiado por muchos autores en el dominio del tiempo (Ruiz *et al.* (2014); Kato & Nakagawa (2014); Schurr *et al.* (2014); Duputel *et al.* (2015); Cesca *et al.* (2016); Suzuki *et al.* (2016); entre muchos otros). Dos días más tarde, le siguió la réplica más grande ( $M_w$  7.6), situada en el límite sur de la zona de ruptura a una profundidad de 26 km, según informó el CSN.

En el centro-norte de Chile, el terremoto de Illapel de magnitud  $M_w$  8.3 ocurrió el 16 de septiembre de 2015, rompiendo una longitud de aproximadamente 200 km en la región de Coquimbo a una profundidad de 11 km. Ruiz *et al.* (2016b) documentaron este terremoto. Para el estudio de este terremoto se dispone de instrumentos de banda ancha, de movimiento fuerte y de GNSS.

Finalmente, en 2016 tuvo lugar el evento de Chiloé ( $M_w$  7.6) en el sur de Chile, dentro de la zona de ruptura estimada del gigantesco terremoto de Valdivia del 22 de mayo de 1960 (Ruiz *et al.*, 2017b; Melgar *et al.*, 2017; Lange *et al.*, 2018).

### 4.3. Datos y métodos

Estudiamos los espectros de los principales terremotos que han ocurrido en Chile en los últimos 25 años (Tabla S1): Antofagasta 1995 ( $M_w$  8.0), Tarapacá 2005 ( $M_w$  7.8), Tocopilla

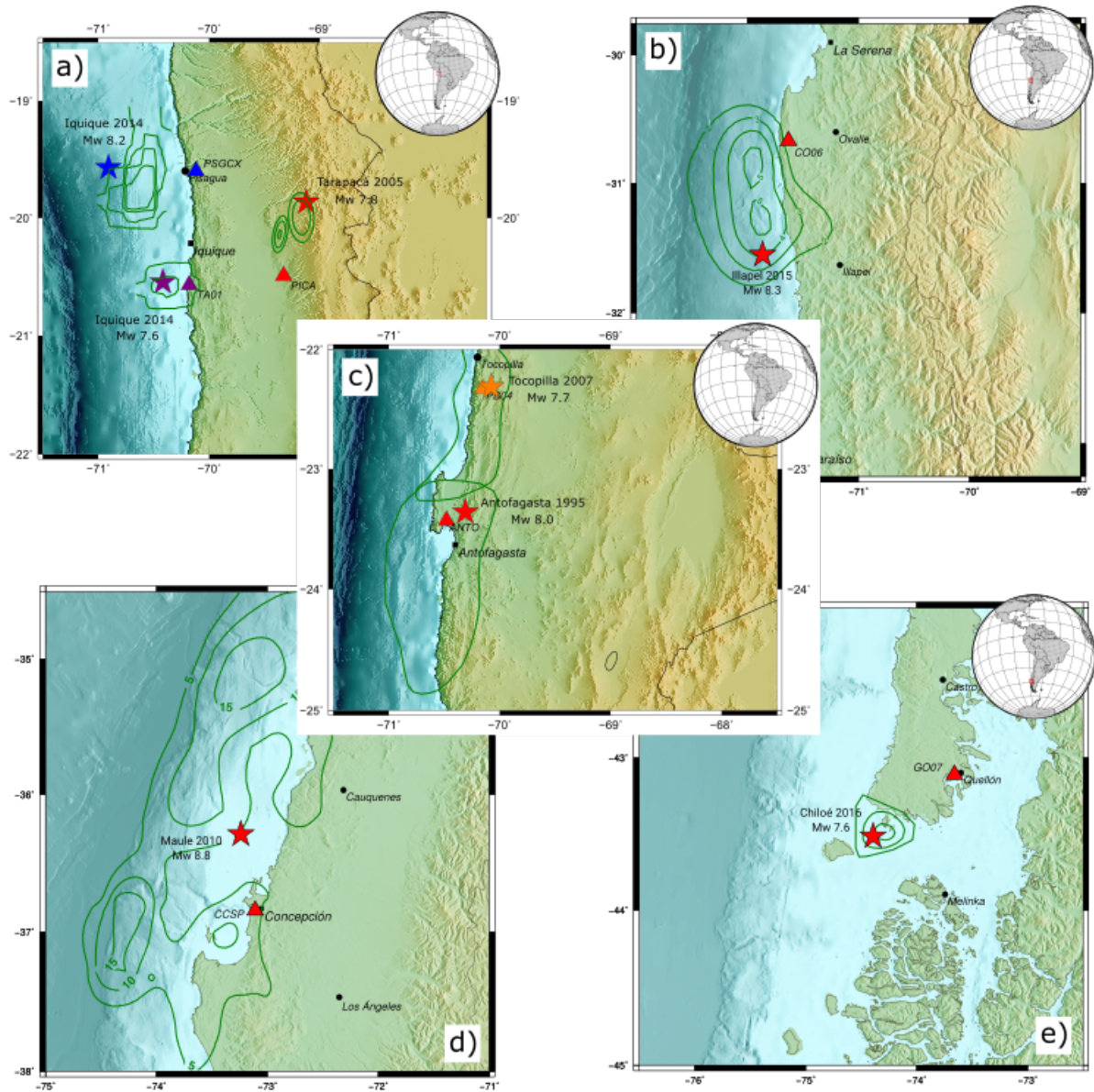


Figura 4.1: Mapa con los epicentros de los últimos 8 terremotos en Chile y sus estaciones de aceleración y GNSS más cercanas disponibles y los desplazamientos máximos de cada terremoto (contornos verdes). a) Tarapacá 2005 (Peyrat & Favreau, 2010), Iquique 2014 y réplica principal (Ruiz *et al.*, 2014); b) Illapel 2015 (Ruiz *et al.*, 2016b); c) Antofagasta 1995 (Delouis *et al.*, 1997) y Tocopilla 2007 (Peyrat *et al.*, 2010); d) Maule 2010 (Vigny *et al.*, 2011); e) Chiloé 2016 (Ruiz *et al.*, 2017b). Los triángulos corresponden al GNSS y/o a la estación de movimiento fuerte.

2007 ( $M_w$  7.7), Maule 2010 ( $M_w$  8.8), Iquique 2014 ( $M_w$  8.2), Iquique 2014 ( $M_w$  7.6), Illapel 2015 ( $M_w$  8.3) y Chiloé 2016 ( $M_w$  7.6). Utilizamos las estaciones de movimiento fuerte de campo cercano disponibles en el momento en que ocurrieron los eventos (ver Tabla S2). Para calcular los espectros de estos terremotos, usamos los registros de movimiento fuerte y los registros GNSS colocados. En la mayoría de los registros no fue posible separar las ondas P y S para estudiarlas individualmente, porque la diferencia en el tiempo de llegada de las ondas P y S fue demasiado pequeña con respecto a la duración de los eventos (véase la Figura 4.2).

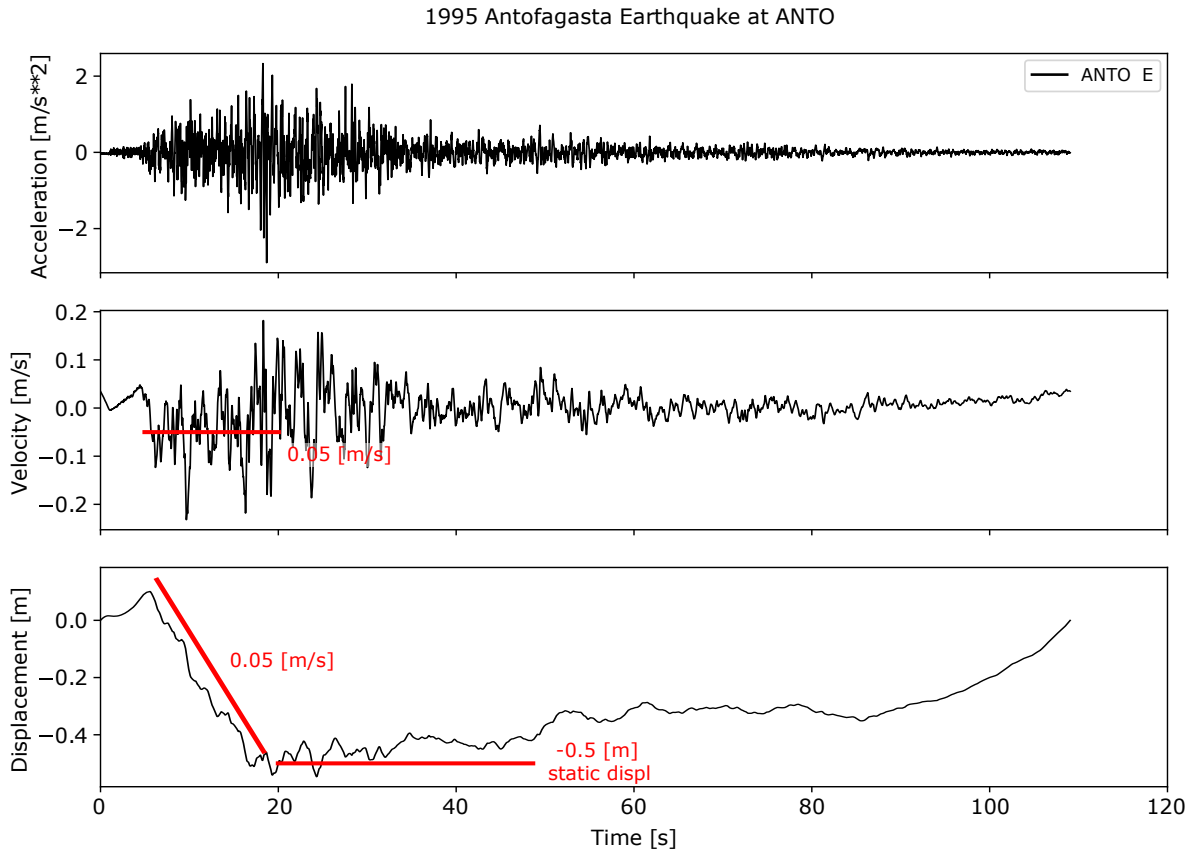


Figura 4.2: (Arriba) Registro de movimiento fuerte de la estación ANTO para el terremoto de Antofagasta ( $M_w$  8.0) del 31 de julio de 1995. (Centro) Registro de movimiento fuerte integrado de la estación ANTO usando la metodología de Boore (2001). (Abajo) Registro de movimiento fuerte doblemente integrado de la estación ANTO. La línea roja muestra el desplazamiento estático y la caída de la velocidad del suelo durante la llegada principal a esta estación.

Se utilizó un algoritmo *multitaper* junto con la DFT (Transformada discreta de Fourier) para asegurar que el espectro se estimara bien en la mayor parte de la banda de frecuencias, evitando la pérdida de información al calcular el espectro (Park *et al.*, 1987; Prieto *et al.*, 2009). Por último, se aplicó un filtro de suavizado para eliminar las oscilaciones del espectro (Konno & Ohmachi, 1998).

Como han señalado Madariaga *et al.* (2019), el conocido problema de la doble integración de los acelerogramas puede reducirse utilizando los registros de velocidad para calcular el espectro. Además, estos registros de velocidad pueden compararse con los registros de desplazamiento de la señal del GNSS derivados (Báez *et al.*, 2018). Somos conscientes de que la integración de los acelerogramas una vez a la velocidad, produce un ligero ruido de baja frecuencia que podría afectar a la estimación real del espectro al sobreestimar su amplitud. Por esta razón, preferimos obtener el espectro de velocidad dividiendo el espectro de aceleración por  $i\omega$  para evitar el uso de filtros que afectan a la estimación espectral (Figura 4.3).

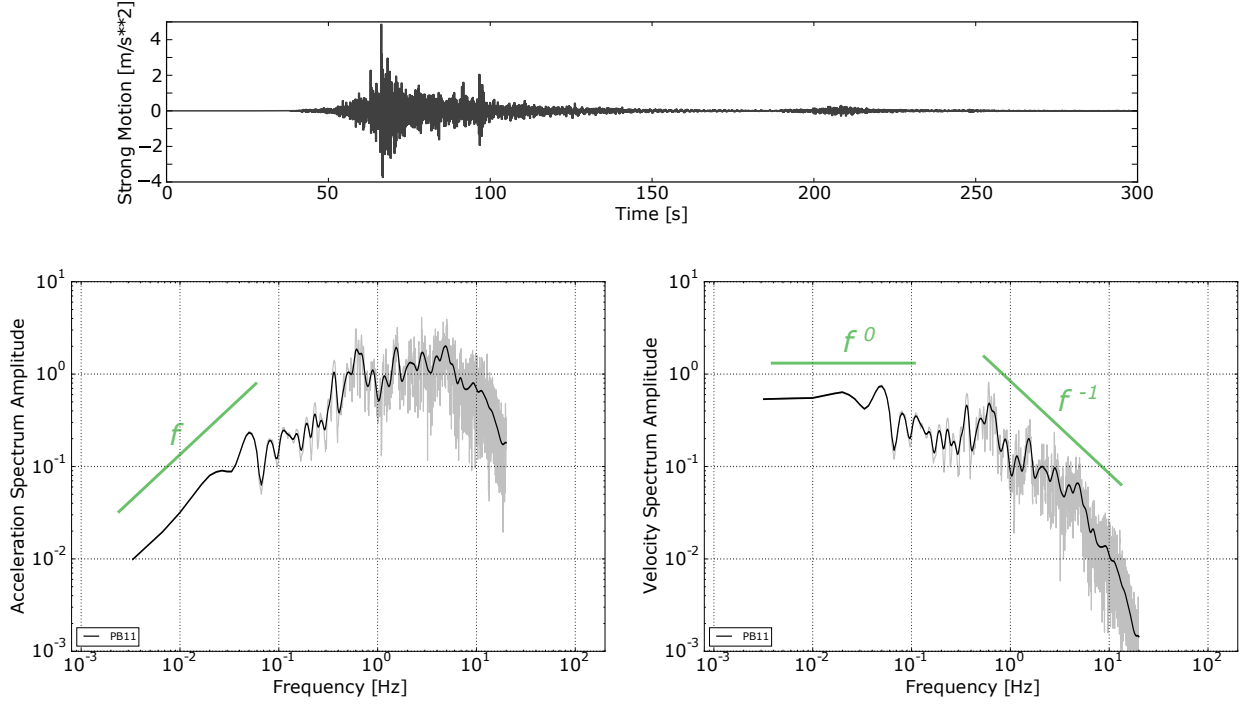


Figura 4.3: (Arriba) Registro de aceleración de la estación PB11 para el terremoto del 1 de abril en Iquique ( $M_w$  8.2). (Abajo a la izquierda) Espectro de aceleración obtenido directamente del registro. (Abajo-derecha) Espectro de velocidad obtenido del espectro de aceleración integrado. Ambos espectros tienen un filtro suavizador Konno-Ohmachi observado en negro.

### 4.3.1. Modelo de espectro de velocidad

A continuación compararemos los espectros de velocidad calculados a partir del GNSS y los acelerómetros con el modelo propuesto por Brune (1970) para la radiación de una falla circular. En este modelo el espectro de desplazamiento tiene la siguiente forma en función de la frecuencia  $f$

$$u(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}, \quad (4.1)$$

donde a bajas frecuencias el espectro tiene una asíntota ( $\Omega_0$ ), una frecuencia de esquina  $f_c$  y un declive de alta frecuencia como potencia cuadrática inversa. En este caso, debemos estimar los valores de  $\Omega_0$  y  $f_c$  para nuestro modelo teórico. Multiplicando  $u(f)$  por  $i\omega$ , obtenemos el modelo espectral de velocidad de Brune, con  $\omega = 2\pi f$ . La caída de tensión  $\Delta\sigma$  se puede calcular a partir del momento sísmico  $M_0$  y el radio de la fuente  $r$ , según Eshelby (1957) como

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \left(\frac{M_0}{r^3}\right), \quad (4.2)$$

Brune (1970) relaciona la frecuencia de esquina con el radio de la fuente como

$$f_c = k \frac{\beta}{r}, \quad (4.3)$$

donde  $\beta$  es la velocidad de la onda de corte.  $k$  es un parámetro constante que depende del modelo teórico específico, aquí asumiremos el modelo de Madariaga (1976) con una velocidad de ruptura de 90 % de la velocidad de la onda de corte,  $k = 0,32$ . Por lo tanto,

$$f_c = 0.32 \frac{\beta}{r}. \quad (4.4)$$

Combinando (5.2) y (4.4) obtenemos finalmente que

$$\Delta\sigma = M_0 \left( \frac{f_c}{0.42\beta} \right)^3. \quad (4.5)$$

Estimamos la frecuencia de esquina teórica para cada evento asumiendo un constante  $\Delta\sigma$  ( $\Delta\sigma = 10$  MPa) y un valor de  $M_0$  obtenido de la magnitud del terremoto usando la expresión

$$M_w = \frac{3}{2} (\log_{10} M_0 - 9.1). \quad (4.6)$$

Finalmente, calculamos  $\Omega_0$  a partir de  $M_0$  como

$$M_0 = \frac{4\pi\rho R\beta^3}{F\langle R \rangle} \Omega_0 \quad (4.7)$$

donde  $\rho$  es la densidad del medio cercano a la fuente,  $R$  es la distancia de la fuente a la estación,  $F$  es el efecto de la superficie libre y  $\langle R \rangle$  es el patrón de radiación promedio. En este caso, asumimos que  $F = 2$  y  $\langle R \rangle = 0.67$ .

La Figura 4.4 muestra un ejemplo del espectro de velocidad calculado en negro, junto con el modelo espectral de velocidad de campo lejano de Brune en rojo

$$\dot{u}(f) = 2\pi \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2}. \quad (4.8)$$

El *peak* de la ecuación (8) está en

$$\dot{u}_{max} = \pi f_c \Omega_0 \propto M_0^{2/3}. \quad (4.9)$$

Desde (4.5)  $f_c \propto M_0^{-1/3}$  para una determinada caída de tensión.

Consideremos ahora el campo cercano; como lo muestran Aki & Richards (2002) el campo de velocidad generado por una fuente de doble par de fuerzas, de momento  $M_0(t)$  en un medio elástico puede ser aproximado por la onda S como

$$\dot{u}_{NF}(r, t) \cong \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{C^{NF}}{r^2} \dot{M}_0 \left( t - \frac{r}{\beta} \right), \quad (4.10)$$

donde  $C_{NF}$  es el patrón de radiación de campo cercano definido por Aki & Richards (2002). Esta expresión es válida a muy bajas frecuencias porque no tiene en cuenta la interacción

de las ondas sísmicas con la superficie libre. Transformando al dominio de la frecuencia, el campo cercano a bajas frecuencias se aproxima

$$\dot{u}(r, \omega) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} \frac{C^{NF}}{r^2} \dot{M}_0(\omega). \quad (4.11)$$

Esta expresión es notablemente parecida al espectro de desplazamiento de campo lejano a partir de un doble par de fuerzas, excepto por el patrón de radiación de campo cercano y la dependencia inversa cuadrada de la distancia  $r$ . El límite de la amplitud de los espectros de velocidad  $\tilde{u}$  a bajas frecuencias es el desplazamiento estático. Como se deduce de Madariaga *et al.* (2019)

$$\lim_{x \rightarrow \infty} \tilde{u}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \dot{u}(t) dt = u(\infty) \quad (4.12)$$

donde  $u(\infty)$  es el desplazamiento estático en la estación.

En la Figura 4.4 mostramos el espectro de velocidad calculado en la estación CO03 para el terremoto de Illapel del 16 de septiembre de 2015. Tiene una tendencia plana en frecuencias intermedias a bajas, muy diferente al espectro teórico de Brune trazado en rojo.

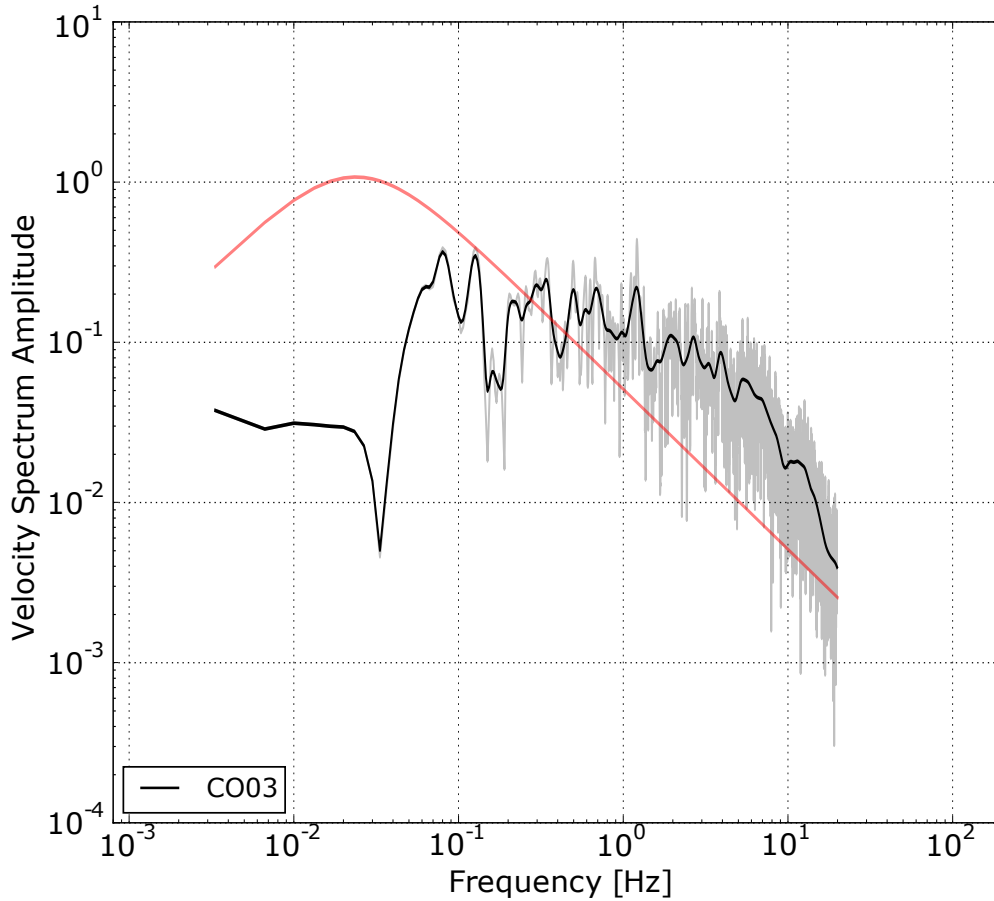


Figura 4.4: Espectro de velocidad de la estación de CO03 para el evento del 16 de septiembre de 2015 en Illapel ( $M_w$  8.3). El espectro observado se muestra en gris sobre el que superponemos el espectro suavizado con un filtro Konno-Ohmachi en línea negra continua. El modelo de espectro de velocidad de Brune (1970) calculado utilizando la Ec. (4.8) se muestra en rojo.



## 4.4. Comparación entre espectros de cGPS y de acelerómetros

Comparamos los espectros de velocidad calculados a partir de las series temporales de movimiento fuerte y del cGNSS. Los registros de movimiento fuerte se integraron en el dominio de la frecuencia como se explicó anteriormente y el cGNSS se derivó numéricamente. Utilizamos los registros cinemáticos del GPS procesados por Rivera Berríos (2015) y Báez *et al.* (2018). Comparamos los espectros de velocidad obtenidos a partir de los registros de aceleración y desplazamiento de la Figura 4.5. Observamos una muy buena concordancia entre ambos espectros a bajas frecuencias hasta aproximadamente 0.2 Hz, lo que concuerda con varios autores (Emore *et al.*, 2007; Bock *et al.*, 2011) que observaron una buena coincidencia entre ambas señales de tiempo. Esta similitud puede observarse en las tres componentes de los registros, a pesar de la menor resolución del registro de la componente de desplazamiento vertical del cGNSS (Figuras S1-S8).

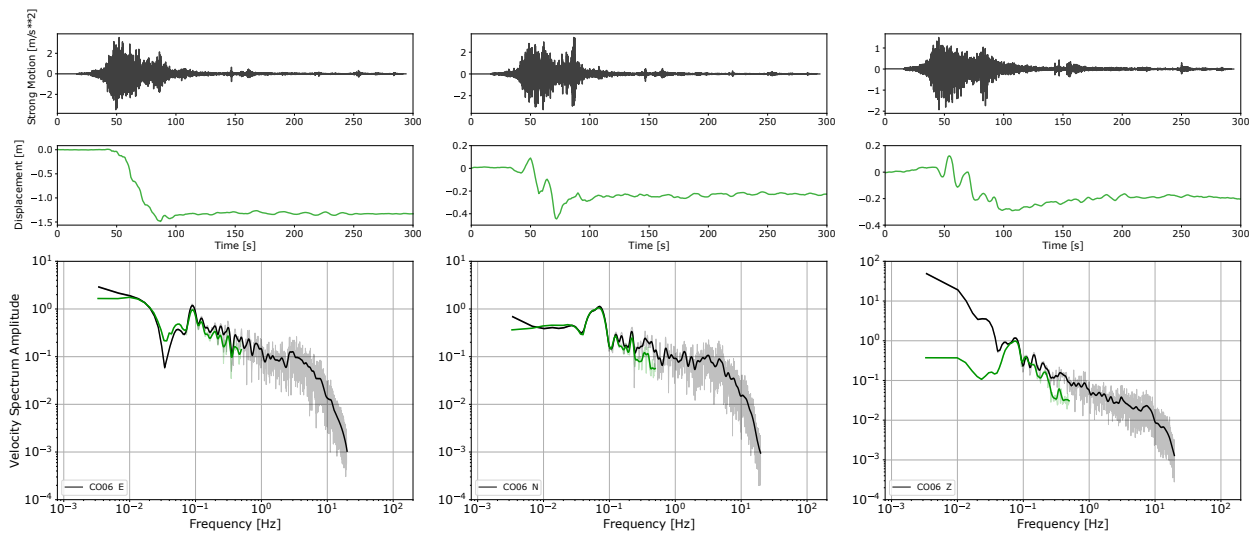


Figura 4.5: (Arriba) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación CO06 de la red CSN para el terremoto de Illapel del 16 de septiembre de 2016. (Centro) Desplazamiento del GNSS en la estación PFRJ, colocado con el acelerómetro. (Abajo) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro) y del registro de desplazamiento (verde). Ambos espectros se suavizaron con un filtro Konno-Ohmachi.

Según lo predicho por la Ec. (4.12), se observa una tendencia espectral de velocidad plana a bajas frecuencias tanto en el espectro del cGNSS como en el espectro de velocidad calculado a partir de registros terrestres fuertes. Esto significa que estos registros están dominados por el campo cercano. En las Figuras 4.6, 4.7 y 4.8 se muestran los espectros de aceleración integrados y los espectros de desplazamiento derivados de las estaciones más cercanas disponibles para cuatro terremotos: Iquique 2014 (PSGCX) junto con su réplica principal (TA01), Illapel 2015 (CO06), Chiloé 2016 (GO07) y Maule 2010 (CCSP y ROC1). Cada uno de estos terremotos produjo importantes desplazamientos estáticos en las estaciones utilizadas, como puede verse en los registros del GNSS. Dependiendo del terremoto, los desplazamientos varían de algunos centímetros a cientos de centímetros, por ejemplo, la estación CO06 para



el terremoto de Illapel de 2015 tiene un desplazamiento de  $\sim 140$  cm, y la estación CCSP para el terremoto de Maule tuvo un desplazamiento de  $\sim 300$  cm, ambas en sus componentes Este-Oeste.

Se puede observar una excelente concordancia entre el desplazamiento estático observado en el registro del GNSS y la amplitud espectral de baja velocidad en ambos registros. Esto confirma la relación (4.12) entre la asíntota de baja frecuencia de los espectros de velocidad con el desplazamiento estático derivado de los registros del GNSS. Sin embargo, los posibles efectos en el espectro de aceleración integrado son evidentes en el límite de baja frecuencia y se corrigen con el espectro de desplazamiento derivado. Como era de esperar, los datos del GNSS son mucho más robustos a bajas frecuencias que los acelerogramas. Madariaga *et al.* (2019) ya habían mostrado esta relación para el evento del 1 de abril de 2014 en Iquique, donde es posible determinar a partir del espectro de velocidad, el desplazamiento estático producido por el terremoto en la estación PB11.

Los espectros de estos grandes terremotos chilenos recientes registrados cerca de su fuente (Figuras 4.6, 4.7 y 4.8 y Figuras S1-S8) muestran una tendencia constante de baja frecuencia en la velocidad a bajas frecuencias y un decaimiento como  $f^{-1}$  a altas frecuencias. La línea horizontal discontinua en el extremo de baja frecuencia del espectro muestra el desplazamiento estático observado en la estación GNSS ubicada en el mismo sitio.

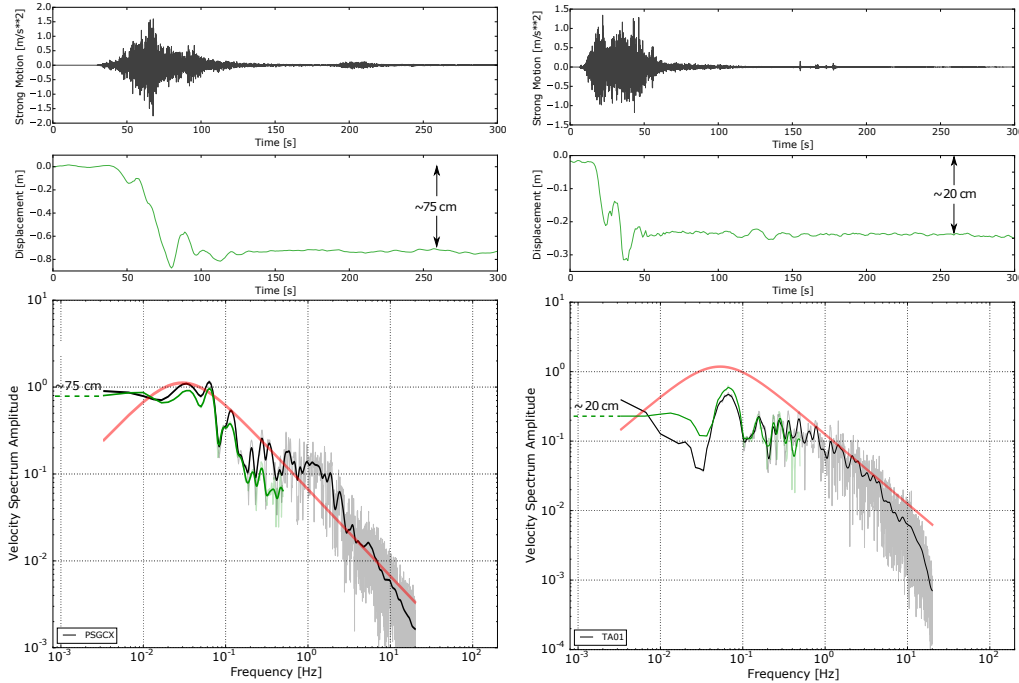


Figura 4.6: Registros de aceleración (*arriba*) y desplazamiento (*centro*) para la componente este-oeste de la estación PSGCX que registró el terremoto de Iquique de magnitud  $M_w$  8.2 del 1 de abril de 2014 (*columna izquierda*) y para la estación TA01 que registró la réplica de Iquique de magnitud  $M_w$  7.6 el 3 de abril de 2014 (*columna derecha*). La fila *inferior* de la figura muestra los espectros de velocidad obtenidos de ambos terremotos, la aceleración integrada (negro) y el desplazamiento diferenciado (verde). En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para estos eventos. Las líneas horizontales discontinuas a baja frecuencia muestran el excelente ajuste entre los espectros de velocidad y el desplazamiento estático del suelo.

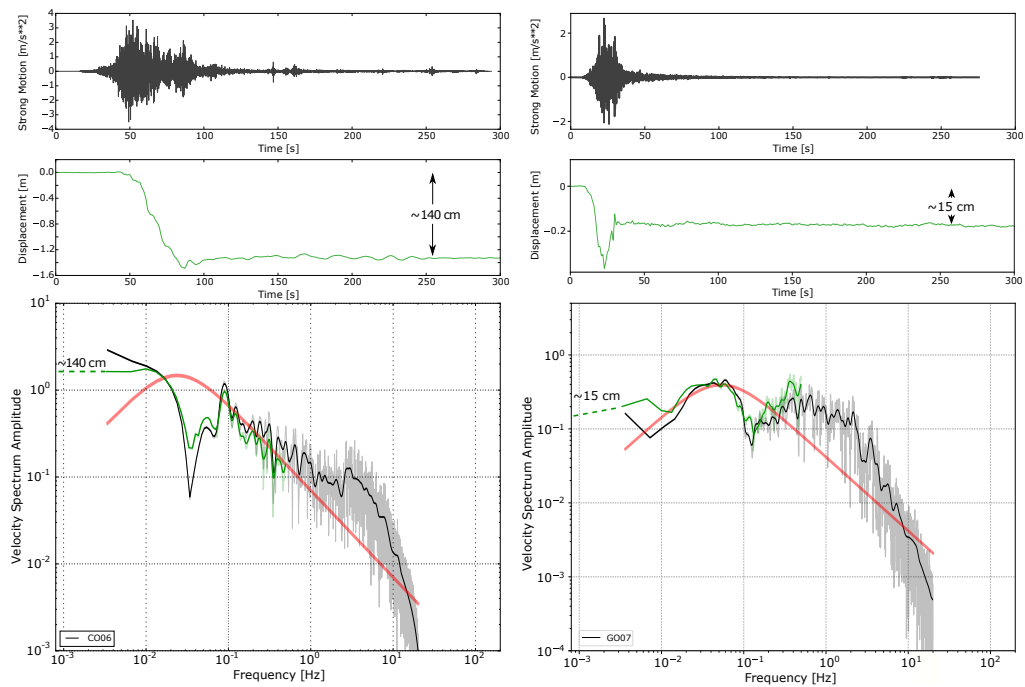


Figura 4.7: Registro de aceleración (*arriba*) y desplazamiento (*centro*) para el componente este-oeste registrado en la estación CO06 para el terremoto de Illapel del 15 de septiembre de 2015 de magnitud  $M_w$  8.3 (columna izquierda) y para el registro en la estación GO07 del evento del 25 de diciembre de 2016 en Chiloé de magnitud  $M_w$  7.6 (*columna derecha*). En la parte *inferior* de cada columna de figuras, mostramos los espectros de velocidad obtenidos de ambos registros, la aceleración integrada (negro) y el desplazamiento diferenciado (verde). El espectro de velocidad teórico de Brune se muestra en rojo. Las líneas horizontales discontinuas a baja frecuencia muestran el excelente ajuste entre los espectros de velocidad y el desplazamiento estático del suelo.

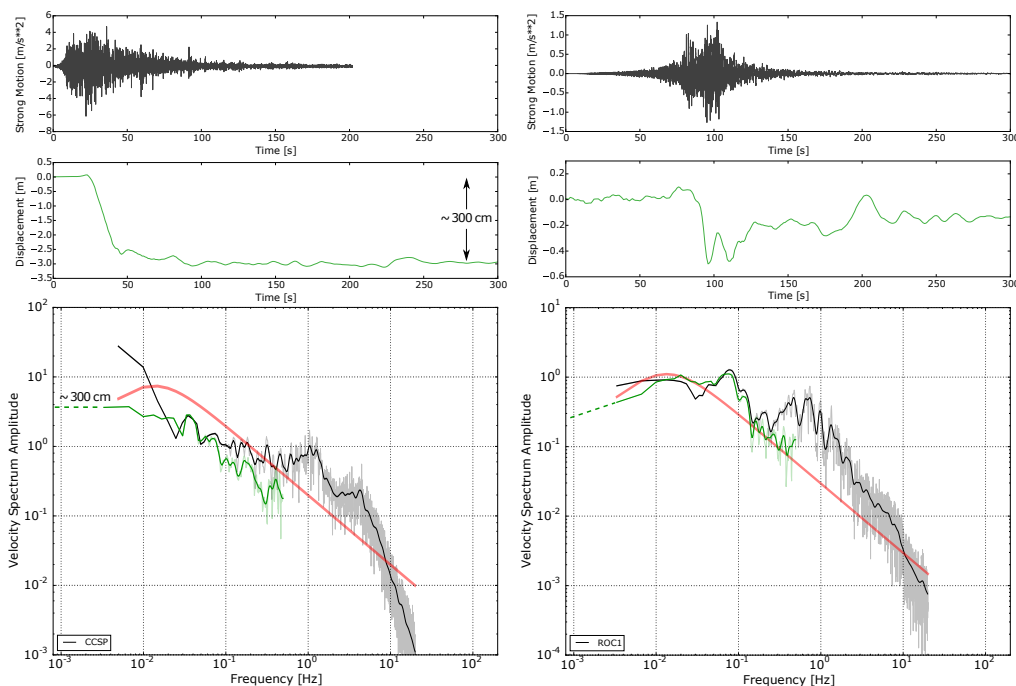


Figura 4.8: Registros de aceleración (*arriba*) y desplazamiento (*centro*) del componente este-oeste de los registros de aceleración de CCSP y ROC1 del terremoto del 27 de febrero de 2010,  $M_w$  8.8 megathrust. La parte *inferior* de la figura muestra los espectros de velocidad obtenidos de ambos registros, integrando la aceleración en el dominio espectral (negro) y diferenciando el desplazamiento del GNSS (verde). El espectro de velocidad teórico de Brune se muestra en rojo. La estación CCSP está situada cerca de Concepción en la vecindad de la falla principal, mientras que la ROC1 está situada cerca de 400 km al norte del hipocentro. Las líneas horizontales discontinuas a baja frecuencia en el registro de campo cercano de la estación CCSP muestran un excelente ajuste entre los espectros de velocidad y el desplazamiento estático del suelo. La asíntota de baja frecuencia en ROC1 no es plana, lo que indica que la aproximación del campo cercano es menos precisa.

## 4.5. Influencia de la magnitud y distancia en el espectro de terremotos

El modelo espectral de Brune (1970) sólo considera las ondas sísmicas de campo lejano. Varios autores han documentado cambios en la forma del espectro de desplazamiento, velocidad o aceleración, tanto en el campo cercano como en el lejano (Boatwright & Choy, 1989; Archuleta & Ji, 2016; Denolle & Shearer, 2016; Madariaga *et al.*, 2019). Aquí mostramos la transición de  $f^{-1}$  a  $f^{-2}$  en función de la distancia desde la fuente y la magnitud de los eventos.

### 4.5.1. Espectro de terremotos con diferente magnitud

Consideramos eventos con diferentes magnitudes pero observados a distancias hipocentrales similares. La Figura 4.9 muestra el comportamiento del espectro de velocidad en función de la magnitud. Es evidente que en la transición de un evento de magnitud  $M_w$  6.5 a un evento  $M_w$  5.6, los espectros de velocidad para la menor magnitud decaen a cero a bajas frecuencias. La frecuencia de esquina del terremoto se hace evidente para el más pequeño y

los espectros son similares a los propuestos por Brune (1970). Para las magnitudes mayores, en cambio, la frecuencia de esquina se hace cada vez más difícil de definir o simplemente no existe con claridad. Para los eventos más grandes, el terremoto de Iquique 2014 de  $M_w$  8.2, el espectro de velocidad es plano a bajas frecuencias y alcanza un valor de 1 metro.

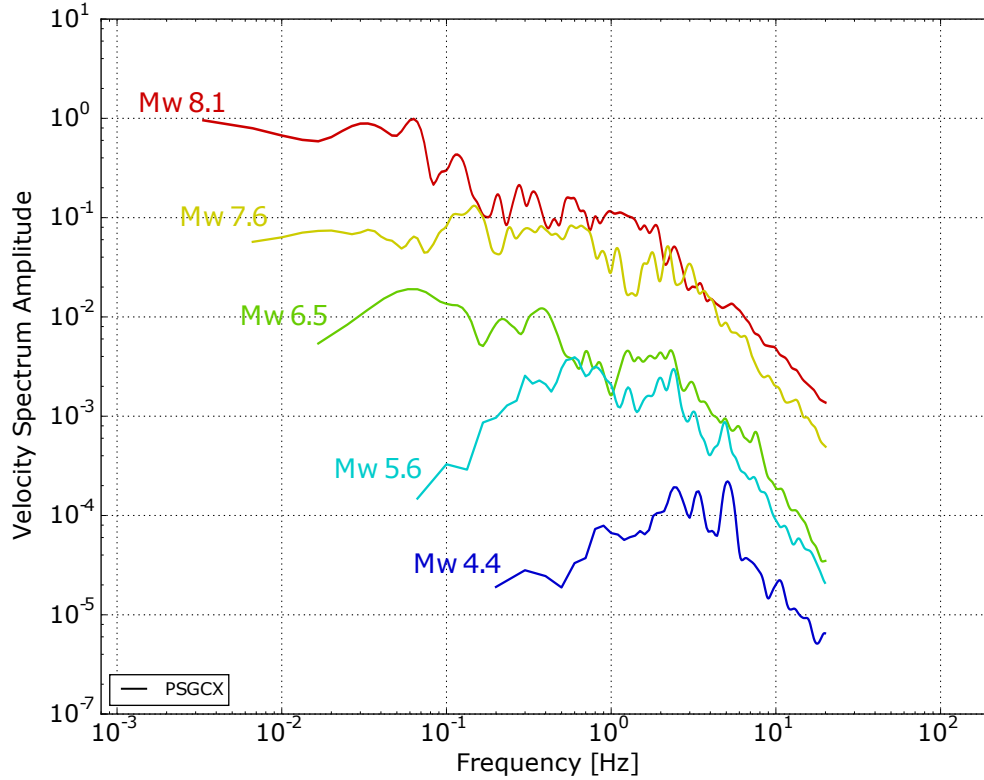


Figura 4.9: Espectro de velocidad para eventos de diferente magnitud registrados para la estación PSGCX en el norte de Chile. Los eventos tienen una distancia hipocentral relativamente similar a la estación. La información de los terremotos de estos eventos se muestra en la Tabla S3.

#### 4.5.2. Espectro de un gran terremoto a diferentes distancias de observación

El desplazamiento estático disminuye con la distancia de la fuente como  $r^{-2}$  en contraste con la amplitud de las ondas sísmicas de campo lejano que disminuyen como  $r^{-1}$ , considerando un medio isótropo y homogéneo.

La Figura 4.10 muestra cuatro espectros de velocidad registrados en cuatro estaciones para el terremoto de Iquique de  $M_w$  8.2. En esta figura observamos que las dos estaciones más cercanas, PSGCX y PB08, ambas a menos de 200 km de la fuente, tienen un espectro de velocidad plano a bajas frecuencias. Sin embargo, hay un cambio repentino de pendiente en las frecuencias bajas para las estaciones más lejanas PB05 situada a una distancia de aproximadamente 370 km y PB10 a 437 km. Madariaga *et al.* (2019) estiman que el campo lejano pasa a ser dominante sobre campo cercano hasta distancias de 400 km, suponiendo una velocidad media de la onda P de 6 km/s y una relación de velocidad P/S de 1.73.

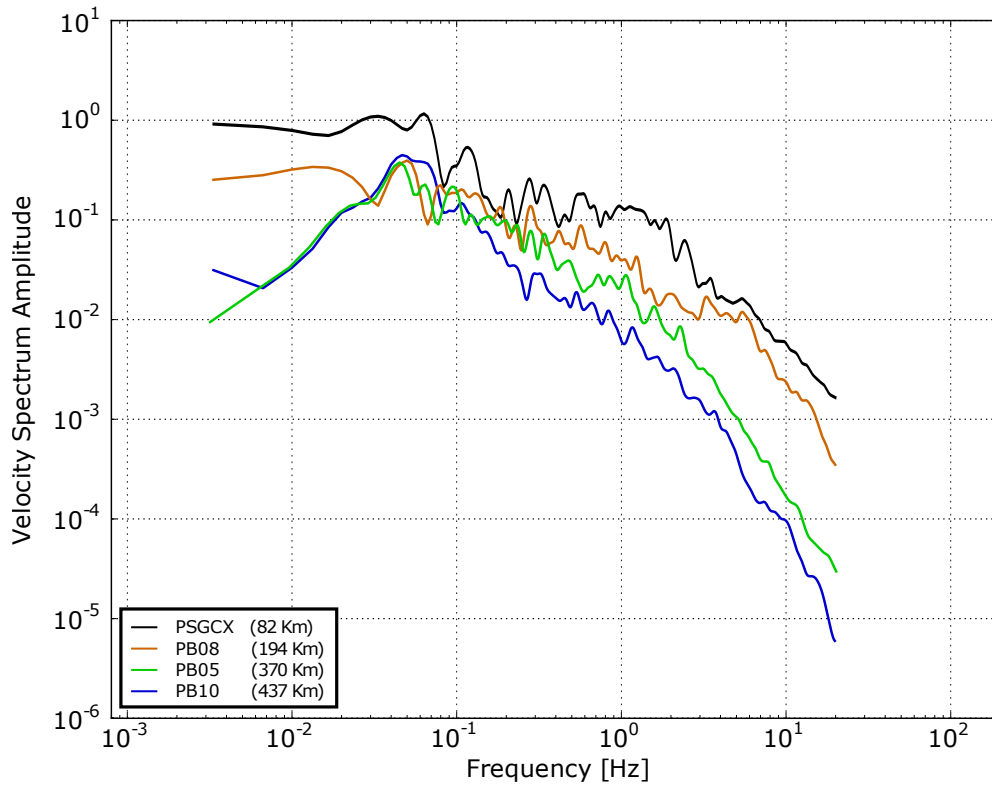


Figura 4.10: Espectro de velocidad para cuatro estaciones que registraron el terremoto del 1 de abril de 2014 ordenado en función de la distancia hipocentral. Claramente la forma espectral cambia para distancias mayores de 194 Km.

## 4.6. Discusión

El proceso de calcular el espectro de la fuente sísmica varía dependiendo de la distancia epicentral y de la magnitud del evento. La separación de las ondas P y S es un procedimiento estándar cuando se trabaja con registros sísmicos de campo lejano, para los cuales se puede calcular el espectro de Fourier de la onda P ((Warren & Shearer, 2002; Allmann & Shearer, 2009; Denolle & Shearer, 2016); entre otros) o en el campo cercano cuando se estudian eventos pequeños ((Abercrombie, 1995; Prieto *et al.*, 2004; Shearer *et al.*, 2006; Allmann & Shearer, 2007; Lancieri *et al.*, 2012); muchos otros). Sin embargo, si estudiamos eventos de magnitud moderada a grande a distancias cercanas a la fuente, es difícil separar las ondas P y S. Madariaga *et al.* (2019) proporcionan una discusión detallada sobre la necesidad de utilizar el registro completo del terremoto en el cálculo del espectro cuando se estudia en el campo cercano. La razón es que la energía transportada por la onda S es mucho mayor que la de la onda P, por lo que el espectro del registro completo es muy similar al de la onda S aislada.

Tanto la velocidad integrada del movimiento fuerte como el desplazamiento diferenciado de los registros del cGNSS muestran espectros de velocidad que son significativamente diferentes del modelo de Brune (1970). Los espectros de velocidad de los terremotos de gran magnitud muestran una clara tendencia plana de baja frecuencia. La amplitud observada a bajas frecuencias en los espectros es una medida del desplazamiento co-sísmico estático producido por el terremoto en la ubicación de la estación. Aunque es difícil estimar las bajas

frecuencias a partir de los espectros de aceleración debido a la conocida inestabilidad de las trazas de velocidad integradas a partir de los acelerogramas, el GNSS es un buen complemento en la banda de frecuencias necesaria para estimar su amplitud. Sin embargo, tanto los espectros calculados a partir de los acelerogramas como los calculados a partir de los registros de desplazamiento del GPS difieren del modelo de Brune. El modelo espectral de velocidad que se infiere del modelo de Brune (1970) debería tener una pendiente proporcional a  $f$  hasta una frecuencia que esté relacionada con la duración del terremoto y luego decaer proporcionalmente con  $f^{-1}$ . En los espectros mostrados en las Figuras 4.6, 4.7 y 4.8 no podemos determinar una frecuencia de esquina clara del terremoto: los espectros decaen como  $f^{-1}$  hasta aproximadamente 1 Hz donde comienza un abrupto decaimiento del espectro. Es muy probable que este fuerte decaimiento, que es diferente para cada espectro, pueda estar relacionado con los efectos de dispersión que ocurren en las altas frecuencias.

Proponemos que la propagación de las ondas de campo cercano juega un papel fundamental en el espectro de velocidad de los terremotos observados a corta distancia. A mayor distancia, a medida que el campo cercano comienza a decaer, el desplazamiento estático disminuye en amplitud y el campo lejano domina el espectro. Vidale *et al.* (1995) demostraron que después del terremoto profundo de Perú-Bolivia hubo una pequeña deformación permanente que se observó a grandes distancias. Esto puede explicar que la influencia del campo cercano es mayor en el movimiento del suelo de lo que se pensaba anteriormente. Los instrumentos de GPS, que miden directamente el desplazamiento, son instrumentos fundamentales para comprender este fenómeno porque son capaces de reproducir completamente el campo de desplazamiento a distancias cercanas al terremoto.

El efecto del campo cercano sobre el espectro de velocidad es producir una tendencia plana a bajas frecuencias (Madariaga *et al.*, 2019) que resulta en un decaimiento inicial proporcional a  $f^{-1}$  en los espectros de desplazamiento que impide la observación de la frecuencia de esquina. Entendemos entonces que mientras el campo cercano domine el movimiento fuerte, el espectro de Brune no aparecerá. La pregunta es ¿a qué distancia y tipo de terremotos observamos el espectro de Brune? La magnitud del terremoto puede darnos algunas pistas sobre esto. Cuanto menor sea la magnitud del evento, menor será el desplazamiento co-sísmico, de modo que el espectro de velocidad a bajas frecuencias convergerá a cero, produciendo el característico espectro de Brune con una evidente frecuencia de esquina que separa ambos decaimientos. La Figura 4.8 muestra que para los terremotos registrados a una distancia similar de la fuente, existe una magnitud de transición en la que el espectro comienza a decaer en amplitud a bajas frecuencias. En el caso de la Figura 4.8, para los terremotos con una distancia hipocentral de  $\sim 90$  km (Table S3) para magnitudes entre  $M_w$  5.6 - 6.5 es posible observar un cambio en las bajas frecuencias que sugiere la transición de un modelo Brune a un espectro dominado por el campo cercano.

Boatwright & Choy (1989) estuvieron entre los primeros autores en destacar las diferencias entre el espectro de aceleración de los terremotos moderados y los grandes. Eliminando el efecto de la superficie libre de la fuente cercana en los acelerogramas de campo lejano, hicieron una distinción en la forma del espectro de movimiento fuerte para los terremotos con un momento sísmico  $M_0 < 10^{20}$  [N m], que tiene un aumento de  $f^2$  a bajas frecuencias, y los del momento sísmico  $M_0 > 10^{20}$  que tienen una frecuencia intermedia de  $f^{5/4}$ . Estos resultados muestran una ruptura en la ley de escalamiento para los terremotos de magnitud moderada

y grande, concluyendo que un gran terremoto no puede ser obtenido por el escalamiento de los espectros de eventos moderados.

La Figura 4.11 muestra la relación entre el desplazamiento estático y el desplazamiento máximo del suelo (PGD), y el momento sísmico  $M_0$  de los últimos siete grandes terremotos. El PGD se obtuvo de la relación (4.8) utilizando un acelerograma o, preferentemente, de registros GNNS de alta frecuencia cuando estaban disponibles (véase la tabla S4 para la disponibilidad). La relación de escala es proporcional a  $M_0^{2/3}$ , que es similar a la propuesta por Singh *et al.* (2020) que informaron de una ruptura en la relación entre el PGD y el momento sísmico  $M_0$  utilizando registros de sismómetro, acelerómetro y cGPS observados en el campo cercano en la zona de subducción de México. Propusieron que el PGD se escala como  $M_0^{2/3}$  para eventos de magnitud  $M_w \leq 6$ ; mientras que escala como  $M_0^{1/3}$  para eventos de magnitud  $M_w \geq 8$ . Este no es el caso de los grandes terremotos chilenos que rompen en la fosa y luego se propagan bilateralmente a lo largo de la costa. Definitivamente necesitamos más datos antes de poder concluir sobre el escalamiento del PGD en el campo cercano. Además, mostramos que para los grandes terremotos, como los estudiados aquí, el desplazamiento estático es una buena aproximación al PGD.

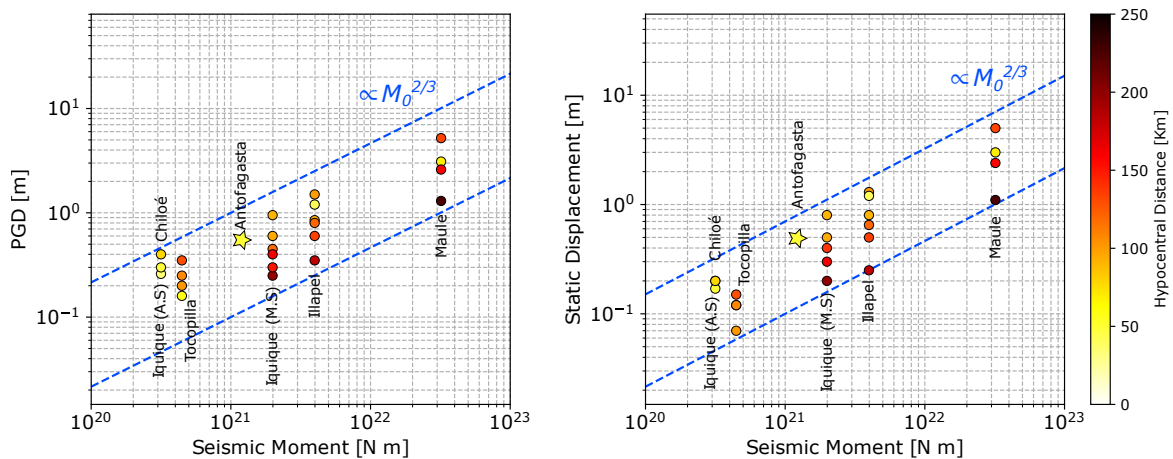


Figura 4.11: PGD en función del momento sísmico  $M_0$  para los últimos 7 grandes terremotos *thrust* en Chile. Con líneas azules discontinuas, se muestra la relación  $PGD \propto M_0^{2/3}$  y con escala de colores la distancia de la estación fuente del registro GNSS utilizado. El PGD y el desplazamiento estático para el terremoto de Antofagasta se calcula usando el registro de aceleración doblemente integrado (estrella).

De la discusión anterior es obvio que la distancia hipocentral juega un papel clave en la forma espectral de los grandes terremotos. Madariaga *et al.* (2019) hicieron una aproximación de que el espectro de campo lejano de Brune debería ser observado a distancias mayores de 400 Km. La Figura 4.9 muestra una clara transición entre los espectros de la estación PB08 a una distancia de 194 Km. y los de la estación PB05 a una distancia de 370 Km. No tenemos espectros a distancias intermedias para determinar con mayor precisión cuándo el campo cercano se vuelve insignificante con respecto al campo lejano.

Creemos que tanto la distancia como la magnitud determinan la región donde los espectros del campo cercano y lejano son dominantes. Sin embargo, quisiéramos destacar la importancia del efecto del campo cercano y su influencia en el cálculo del espectro de un terremoto.

Los autores ya habían observado un decaimiento similar en el espectro de desplazamiento, atribuyéndolo a una modificación del modelo de Brune debido a una doble frecuencia de esquina o a modificaciones de las ondas de campo lejano (Archuleta & Ji, 2016; Denolle & Shearer, 2016).

Creemos que los futuros estudios de los espectros de campo cercano requerirán repensar varios aspectos: (1) El análisis de los parámetros estáticos y dinámicos de la fuente sísmica con los que se proponen las leyes de escala podría variar para los grandes terremotos en los que predomina el campo cercano, de modo que no se puede suponer que el modelo espectral de Brune sea válido, (2) En cuanto a los estudios de predicción del movimiento fuerte, en los que también se supone el modelo de Brune, deberían revisarse teniendo en cuenta las propiedades espectrales observadas en este estudio para los grandes terremotos.

## 4.7. Conclusiones

Mostramos la fuerte influencia del campo cercano en el espectro de velocidad de todos los grandes terremoto de  $M_w > 7,5$  registrado en Chile. Observamos que para todos ellos los espectros de velocidad se vuelven planos a bajas frecuencias; y el nivel espectral de velocidad converge con el desplazamiento co-sísmico estático del terremoto. Esto es muy diferente de los clásicos modelos espectrales de campo lejano propuestos por Aki (1967) y Brune (1970). El espectro de velocidad se aproxima al predicho por Brune sólo para eventos más pequeños y distancias más lejanas. Es difícil cuantificar la distancia de transición y la magnitud porque por el momento tenemos datos limitados. Ambos criterios no se tienen en cuenta actualmente al estudiar los parámetros espectrales o la predicción del movimiento fuerte en la ingeniería de los terremotos y cambiarían la modelización del movimiento fuerte para los grandes terremotos. Finalmente, observamos que el desplazamiento máximo del suelo y las escalas de desplazamiento estático del GNSS como el momento a la potencia  $2/3$  hasta el mayor evento observado en Chile ( $M_w$  8.8, Maule 2010).

## Agradecimientos

Este estudio fue apoyado por el contrato FONDECYT N° 1170430 y por el PRS (Programa de Riesgo Sísmico de la Universidad de Chile). Los datos utilizados en este estudio se pusieron a disposición del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN). Puede ser recuperado de su página web. Agradecemos al Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile por los datos de los terremotos de Antofagasta de 1995 y Tarapacá de 2005.



## Material suplementario

Earthquake	Latitude	Longitude	Depth (Km)	Type	Magnitude
Antofagasta (1995)	23.360°S	70.310°W	47.0	Interplate	$M_w$ 8.0
Tarapacá (2005)	19.895°S	69.125°W	108.0	Intraplate	$M_w$ 7.8
Tocopilla (2007)	22.314°S	70.078°W	47.7	Interplate	$M_w$ 7.7
Maule (2010)	36.290°S	73.239°W	30.0	Interplate	$M_w$ 8.8
Iquique (2014)	19.572°S	70.908°W	38.9	Interplate	$M_w$ 8.2
Iquique (2014)	20.545°S	70.418°W	26.1	Interplate	$M_w$ 7.6
Illapel (2015)	31.553°S	71.864°W	11.1	Interplate	$M_w$ 8.3
Chiloé (2016)	43.517°S	74.391°W	30.0	Interplate	$M_w$ 7.6

Tabla 4.1: Localización, tipo y magnitud de cada terremoto utilizado en este estudio.

Earthquake	Strong-motion	GNSS	Distance (Km)
Antofagasta (1995)	ANTO*		
Tarapacá (2005)	PICA*		126.0
Tocopilla (2007)	PB04		60.9
Maule (2010)	CCSP	CONZ	69.7
	ROC1	ROBL	421.0
Iquique (2014)	PSGCX	PSGA	91.6
	PB11	PB11	138.2
Iquique (2014)	TA01	AEDA	36.0
Illapel (2015)	CO06	PFRJ	100.6
	CO03		136.8
Chiloé (2016)	GO07	QLLN	79.8

Tabla 4.2: Instrumentos GNSS y acelerómetros y su respectiva distancia hipocentral. \*Estaciones operadas por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile.

	Station	Latitude	Longitude		
	PSGCX	-19.60°	-70.12°		
Event	Latitude	Longitude	Depth (Km)	Magnitude ( $M_w$ )	St-Ev Distance (Km)
E1	-19.572°	-70.908°	38.9	8.2	91.6
E2	-20.545°	-70.418°	26.1	7.6	111.1
E3	-19.508°	-70.705°	39.0	6.5	80.1
E4	-20.413°	-70.186°	43.8	5.6	102.7
E5	-20.442°	-70.137°	46.0	4.4	101.0

Tabla 4.3: Localización de la estación PSGCX y eventos utilizados en la Figura 4.9

Earthquake	$M_0$ [N m]	Station	Static Displacement [m]	PGD [m]	Hypocentral Distance [Km]
Antofagasta	1.2E+21	ANTO	0.50	0.55	50
	Tocopilla	4.46E+20	CDLC	0.12	0.16
SRGD			0.12	0.25	108
VLZL			0.07	0.20	102
JRGN			0.15	0.35	129
Maule	3.2E+22	CONZ	3.00	3.10	70
		CONS	5.00	5.20	133
		SJAV	2.40	2.60	159
		MAUL	1.10	1.30	226
Iquique	1.99E+21	PSGA	0.80	0.95	91
		ATJN	0.50	0.60	95
		PB11	0.40	0.60	139
		IQQE	0.30	0.45	119
		PB08	0.20	0.25	198
		PCHA	0.30	0.40	164
		MNMI	0.20	0.30	152
		AEDA	0.20	0.26	36
Iquique	4.46E+20	IQQE	0.17	0.30	49
		Illapel	3.98E+21	PFRJ	1.30
CNBA	1.20			1.20	42
CMBA	0.80			0.85	91
PEDR	0.50			0.60	135
OVLL	0.65			0.80	121
TOLO	0.25			0.35	182
QLLN	0.20			0.4	79
Chiloé	3.16E+20	QLLN	0.20	0.4	79

Tabla 4.4: Momento sísmico  $M_0$ , desplazamiento estático y PGD para registros GNSS para los últimos terremotos chilenos.

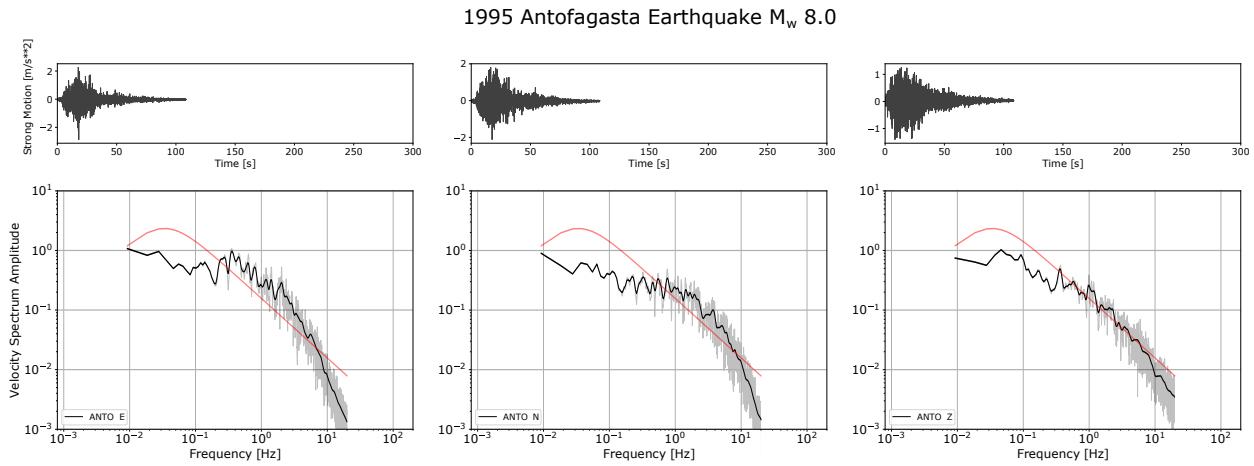


Figura 4.12: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación ANTO operada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, para el terremoto de Antofagasta del 31 de julio de 1995. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro). Ambos espectros fueron suavizados con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

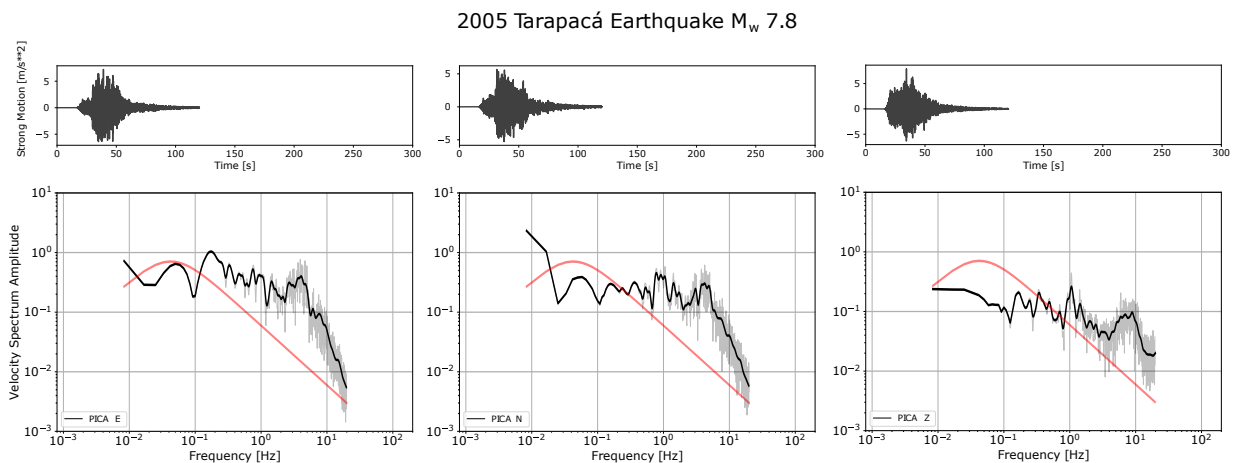


Figura 4.13: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación PICA operada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, para el terremoto de Tarapacá del 13 de junio de 2005. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro). Ambos espectros fueron suavizados con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

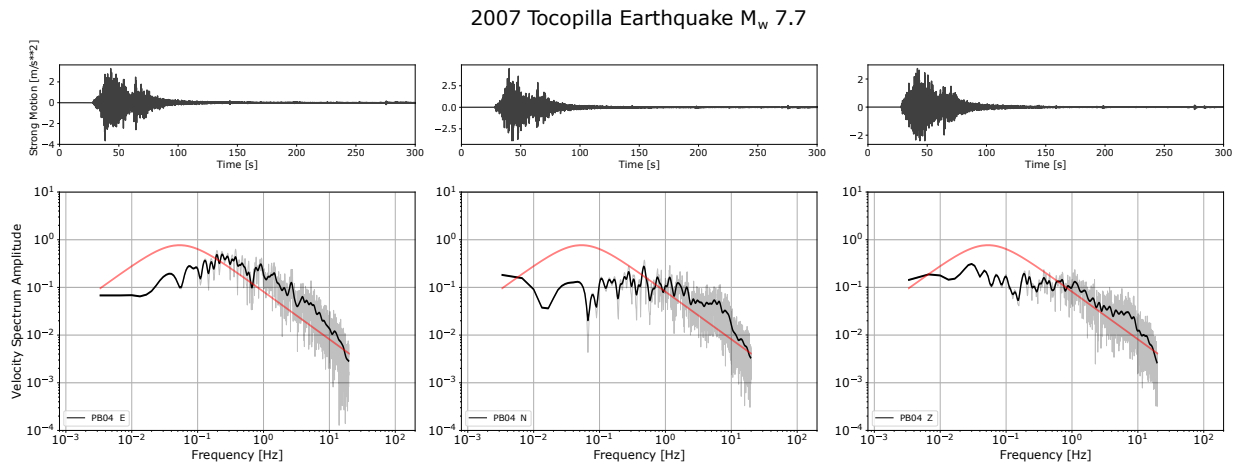


Figura 4.14: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación PB04 de la red CSN para el terremoto de Tocopilla del 14 de octubre de 2007. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro). Ambos espectros fueron suavizados con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

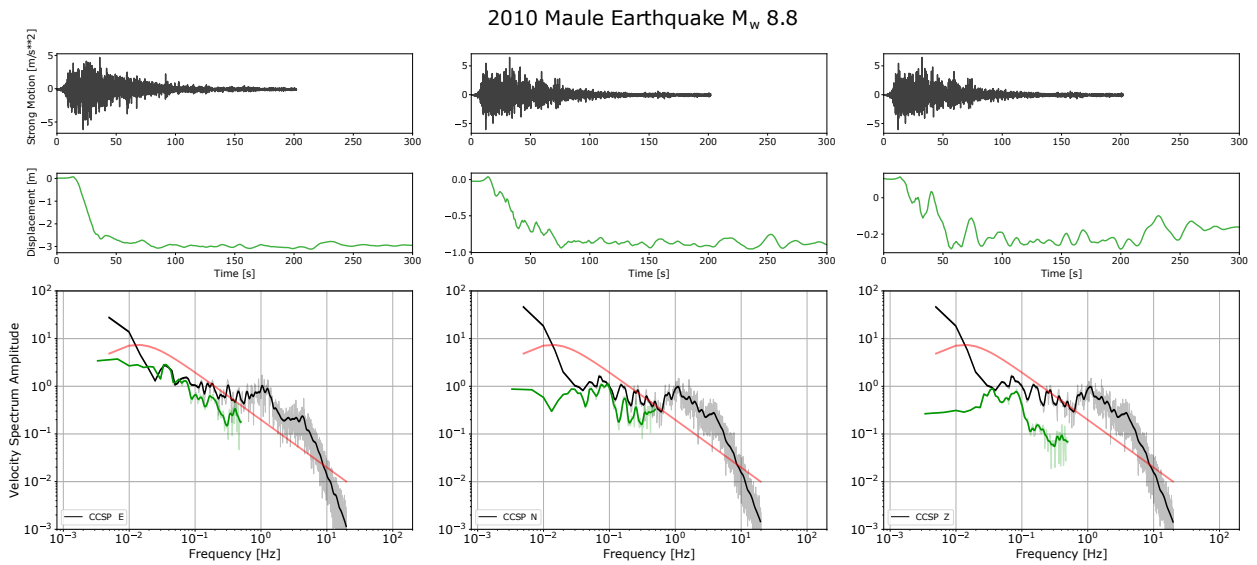


Figura 4.15: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación CCSP de la red CSN para el terremoto de Maule del 27 de febrero de 2010. (*Centro*) Desplazamiento del GNSS en la estación CONZ, colocado junto con el acelerómetro. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro) y del registro de desplazamiento (verde). Ambos espectros se suavizaron con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

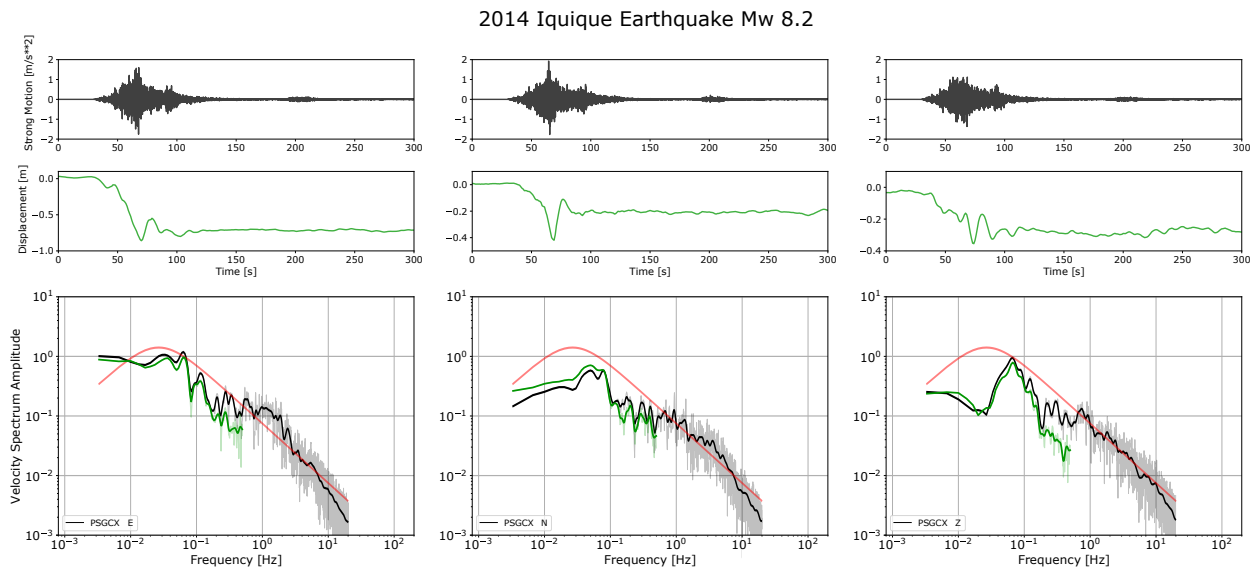


Figura 4.16: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación PSGCX de la red CSN para el terremoto de Iquique del 1 de abril de 2014. (*centro*) Desplazamiento del GNSS en la estación PSGA, colocado junto con el acelerómetro. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro) y del registro de desplazamiento (verde). Ambos espectros se suavizaron con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

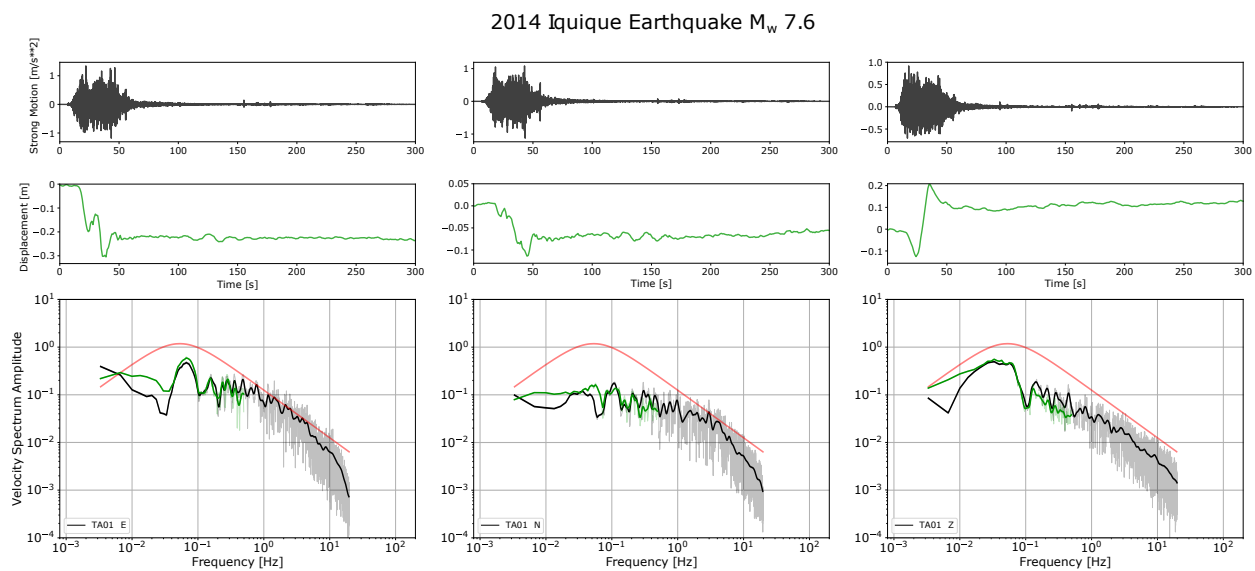


Figura 4.17: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación TA01 de la red CSN para el terremoto de Iquique del 3 de abril de 2014. (*Centro*) Desplazamiento del GNSS en la estación AEDA, colocado junto con el acelerómetro. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro) y del registro de desplazamiento (verde). Ambos espectros se suavizaron con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

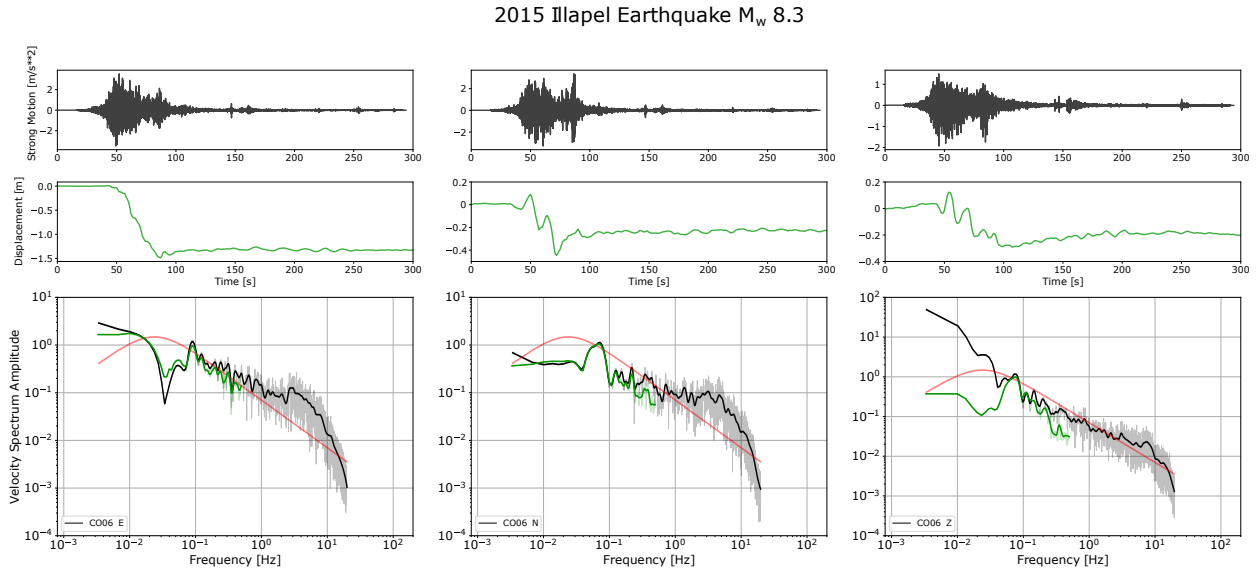


Figura 4.18: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación CO06 de la red CSN para el terremoto de Illapel del 16 de septiembre de 2015. (*Centro*) Desplazamiento del GNSS en la estación PFRJ, colocado junto con el acelerómetro. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro) y del registro de desplazamiento (verde). Ambos espectros se suavizaron con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

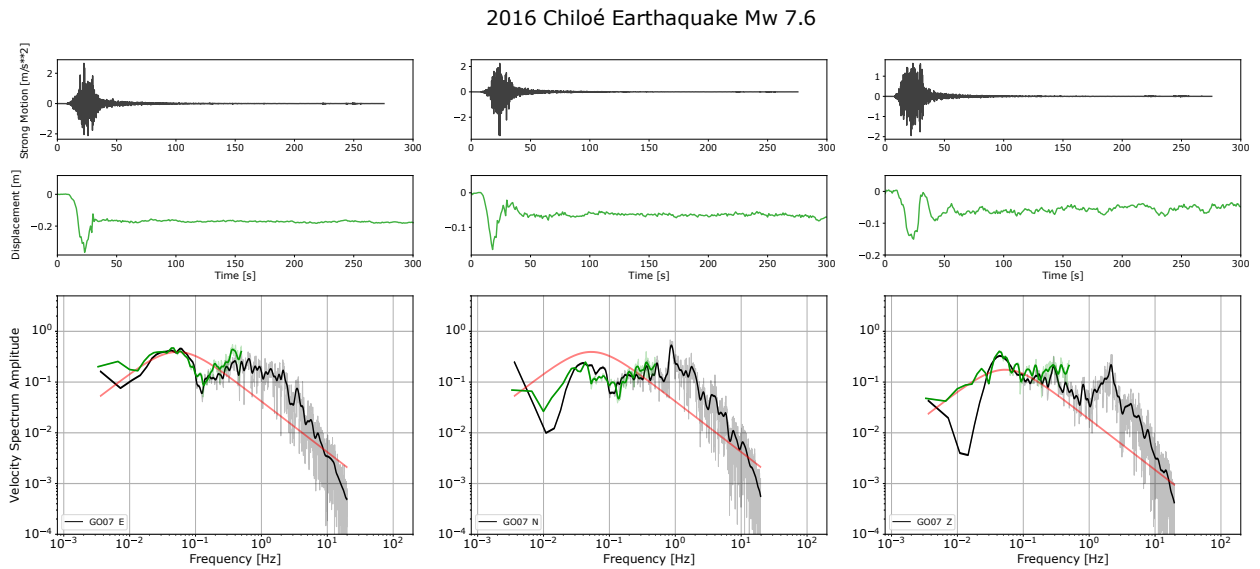


Figura 4.19: (*Arriba*) Tres componentes de los registros de aceleración obtenidos en la estación GO07 de la red CSN para el terremoto de Chiloé del 25 de diciembre de 2016. (*Centro*) Desplazamiento del GNSS en la estación QLLN, colocado junto con el acelerómetro. (*Abajo*) Espectro de velocidad calculado a partir del registro de aceleración (negro) y del registro de desplazamiento (verde). Ambos espectros se suavizaron con un filtro Konno-Ohmachi. En rojo, mostramos el espectro de velocidad teórico de Brune para este evento.

# Capítulo 5

## Análisis espectral y ley de escalamiento para la secuencia sísmica del terremoto de Iquique $M_w$ 8.2<sup>1</sup>

El terremoto de Iquique del día 1 de Abril de 2014, ocurre dentro de una reconocida laguna sísmica en la cual no se producía un evento de gran magnitud ( $M_w \geq 8$ ) desde 1877. Este evento cubre de manera parcial la sección norte de esta laguna. Por otra parte, la historia sísmica de grandes terremotos de contacto en la zona norte de Chile se ha logrado extender hasta aproximadamente el siglo XV.

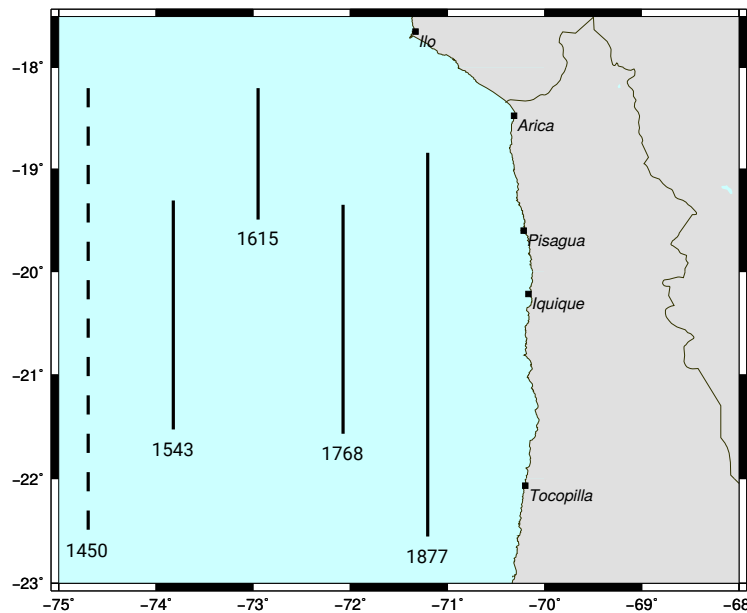


Figura 5.1: Largos de ruptura de terremotos históricos en la zona de Iquique, Norte de Chile, inferidos a partir de Montessus de Ballore (1912); Comte & Pardo (1991); Contreras-Reyes & Carrizo (2011) y Vargas *et al.* (2005). El largo del terremoto de 1450 fue inferido a partir de Vargas *et al.* (2005) y Vargas *et al.* (2014)

<sup>1</sup>Artículo en proceso.

Vargas *et al.* (2014), utilizando datos de paleosismología estimó el tamaño del terremoto de 1450 que afectó gran parte de la región. Por otra parte, documentos históricos han permitido inferir el tamaño de los terremotos de 1543, 1615, 1768 y 1877 (Figura 5.1), basándose en los daños producidos en los pueblos constituidos en esas fechas (Montessus de Ballore, 1911; Greve, 1964; Lomnitz, 1971).

Antes que ocurriera el terremoto del 1 de abril de 2014, el último mega-terremoto en la región ocurrió el 9 de Mayo de 1877 (Montessus de Ballore, 1911; Kausel, 1986; Comte & Pardo, 1991), con un largo de ruptura superior a los 400 Km y que se extiende entre el sur de Arica y el norte de Mejillones, estimado a partir del área que cubre la intensidad VIII o superior. Este terremoto se encuentra muy bien documentado por diversos autores, los cuales asignaron distintos valores a su magnitud de manera empírica:  $M_s$  8 - 8.5 (Lomnitz, 1971),  $M_w$  8.9 (Kausel, 1986) y  $M_w$  8.7 - 8.8 (Ramirez, 1988).

Una fuerte disminución de terremotos de magnitud  $M > 8$  ocurre durante el siglo XX en esta zona, siendo denominado como el *gap sísmico del Norte de Chile* y en el cual durante muchos años se especuló que podría tener acumulada una gran cantidad de energía que posiblemente sería liberada en un gran terremoto, similar al ocurrido en 1877. Durante este periodo, 6 sismos de magnitud  $M \geq 7$  ocurren dentro del *gap sísmico* y cercano al epicentro del terremoto de Iquique 2014 (Figura 5.2).

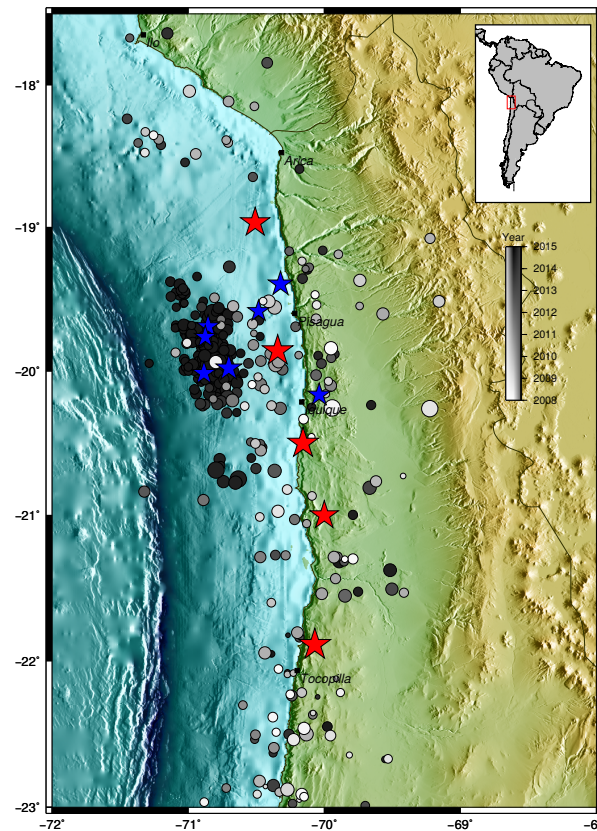


Figura 5.2: Mapa con sismicidad histórica del norte de Chile. Estrellas rojas corresponden a sismos de magnitud  $M \geq 7$  entre los años 1900 - 1999 obtenida del catalogo del Centro de Información Nacional de Terremotos de USA (NEIC en inglés). La sismicidad entre el periodo de 2008 - 1 de Abril de 2014 es mostrada en escala de grises que indican el año y con estrellas azules los sismos de magnitud  $M \geq 6$  es obtenida del catálogo del Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN).



Posterior al año 2000, dentro del límite sur del terremoto de 1877 ocurre el terremoto de Tocopilla el año 2007 ( $M_w$  7.7). Al sur de la ruptura del terremoto de Tocopilla y fuera del área de ruptura del terremoto de 1877, se gatilla el terremoto de Antofagasta de 1995 ( $M_w$  8.0) que se extiende desde la Península de Mejillones al sur.

## 5.1. Secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014

El terremoto de Iquique tuvo una intensa actividad sísmica previo al evento del 1 de Abril de 2014 (Figura 5.3). Este hecho ha mantenido aun abierta la pregunta respecto a cuándo comienza realmente el terremoto. Diversos autores han mostrado, mediante diferentes estudios, que este terremoto posee una fase de deslizamiento asísmico previo al sismo principal (Ruiz *et al.* (2014); Kato & Nakagawa (2014); Socquet *et al.* (2017); entre otros).

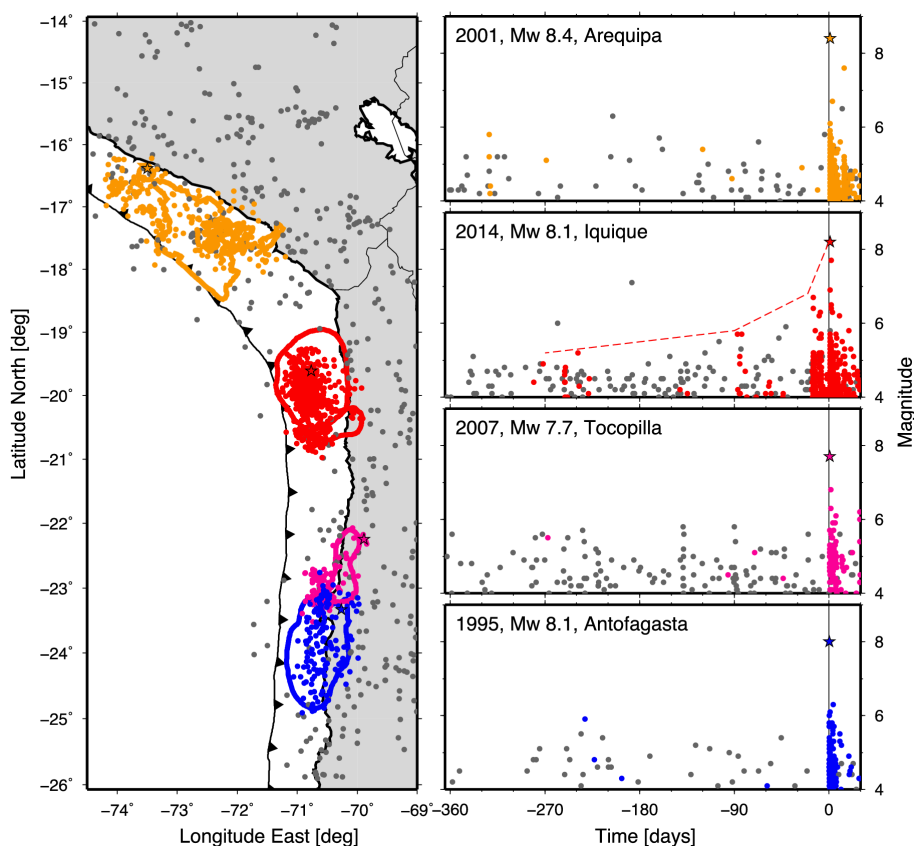


Figura 5.3: Izquierda: Mapa de ruptura de últimos terremotos en el norte de Chile y sur de Perú. Derecha: evolución temporal de la sismicidad y magnitud de precursoros y réplicas tempranas, explicitando la nucleación anómala del terremoto de Iquique respecto a los otros terremotos en la zona. Imagen extraída de Cesca *et al.* (2016).

En el año 2006, posterior al sismo intraplaca profundidad intermedia de Tarapacá 2005 y a la espera de un posible gran terremoto que podría producirse en esta zona de tamaño similar al evento ocurrido en 1877, se pone en marcha el proyecto IPOC (Integrated Plate boundary Observatory Chile) (IPOC, 2006), compuesta por una amplia red de instituciones europeas y chilenas para el estudio de terremotos y la deformación en el margen continental chileno. Este observatorio está compuesto por diversos instrumentos distribuidos entre las latitudes 18° S y 24.5° S (ver Figura 5.4).

Producto de la intensa actividad sísmica que ocurre a partir del 16 de Marzo de 2014 entre las zonas de Iquique y Pisagua, se lleva a cabo la instalación de 10 sismómetros banda ancha de características similares a los ya instalados en el proyecto IPOC. Días después del terremoto del 1 de Abril de 2014 se amplía esta red temporal de intervención aumentando a un total de 26 estaciones sismológicas (Figura 5.4).

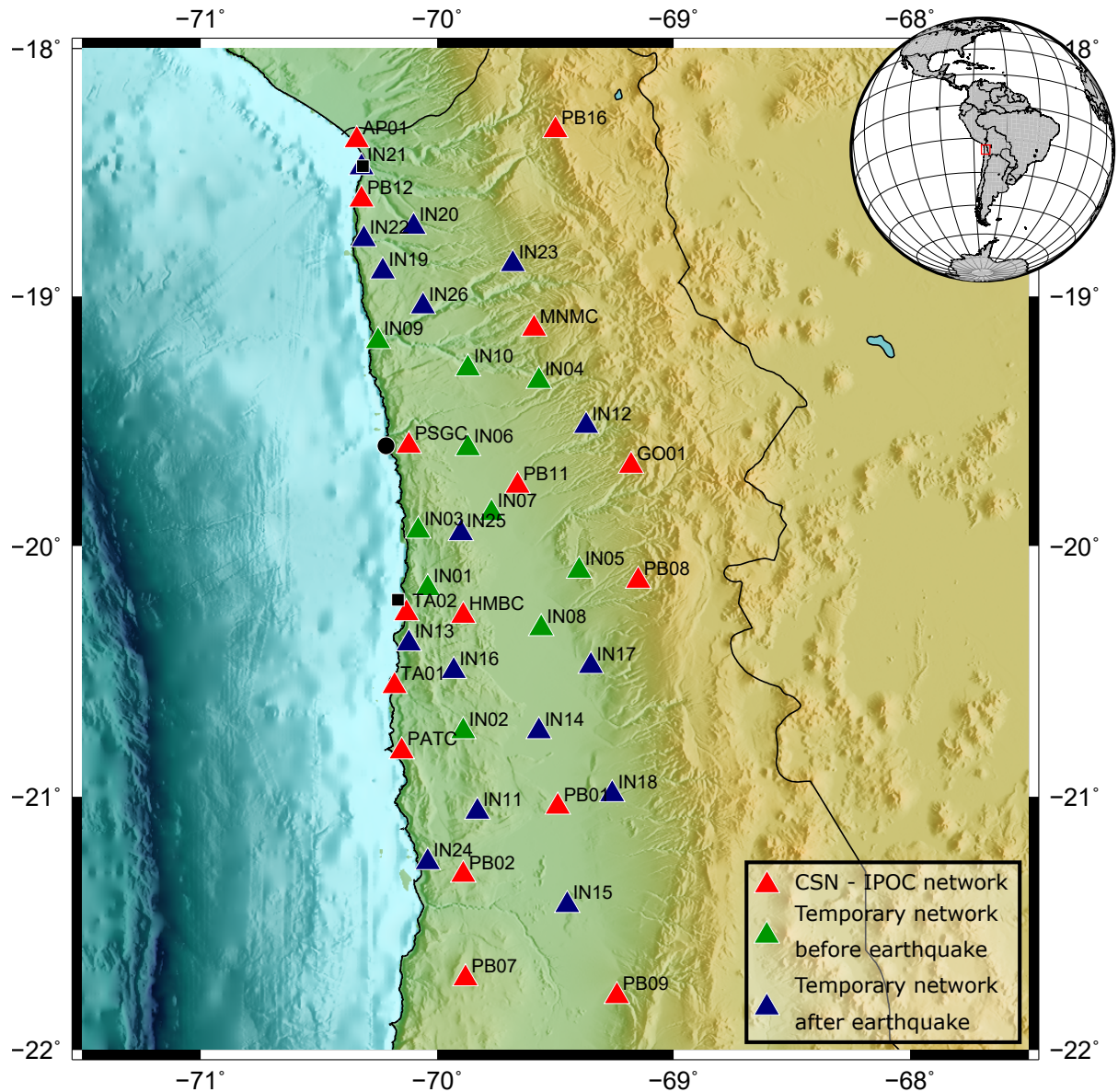


Figura 5.4: Red de estaciones en la zona del terremoto de Iquique 2014. Con triángulos negros se muestran las estaciones del proyecto IPOC y con verde las estaciones temporales instaladas posterior al 16 de Marzo y que registraron el terremoto principal. Con triángulos rojos su muestran las estaciones temporales instaladas posterior al 1 de Abril de 2014.

El amplio periodo de observación que ha logrado registrar la red IPOC, junto con las estaciones temporales instaladas a partir del evento del 16 de Marzo, ha permitido disponer de una gran cantidad de datos. Además, agregando las estaciones instaladas posterior al 1 de Abril, hacen de este evento uno de los terremotos de subducción mejor registrados en el mundo, permitiendo observar en gran detalle toda su secuencia sísmica. Esto otorga una gran

oportunidad para la comprensión tanto del mecanismo precursor como la fase de nucleación de este gran terremoto.

### 5.1.1. Actividad precursora

El terremoto de Iquique 2014 comienza con una extensa fase precursora. A partir de Julio de 2013 se observa una persistente actividad sísmica agrupada espacialmente (*clusters*) rodeando la zona de mayor deslizamiento del terremoto del 1 de Abril (Ruiz *et al.*, 2014; Schurr *et al.*, 2014). Muchos de estos sismos, además de poseer localizaciones y mecanismos focales idénticos, tienen características similares en su forma de onda (*repeaters*) que evidenciarían un deslizamiento asísmico durante la secuencia precursora (Ruiz *et al.*, 2014; Kato & Nakagawa, 2014; Meng *et al.*, 2015).

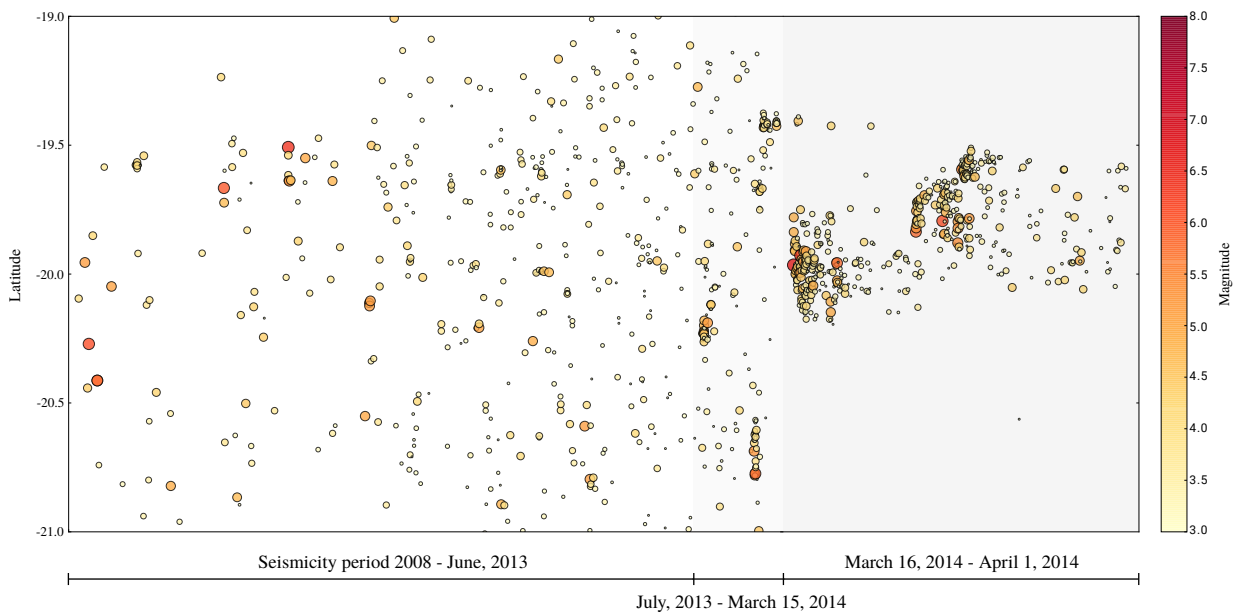


Figura 5.5: Secuencia sísmica entre el 1 de Enero de 2008 y el 1 de Abril de 2014, previo al evento principal. La secuencia está dividida en tres periodos: 1) desde enero de 2008 hasta el 30 de junio de 2013, 2) desde el 1 de julio de 2013 hasta el 16 de marzo previo al evento  $M_w$  6.7, en la cual se observa sismicidad agrupada y persistente en el tiempo; c) desde el 16 de marzo de 2014 hasta el 1 de abril antes del sismo principal.

El 16 de Marzo, a las 21:16:29 UTC, ocurre el evento precursor de mayor magnitud de la secuencia sísmica del terremoto de Iquique, con magnitud  $M_w$  6.7. Este evento tiene un mecanismo inverso pero con un ángulo de rumbo contrario respecto al eje de la fosa, además de localizarse a una profundidad más somera respecto al contacto sismogénico (Ruiz *et al.*, 2014). Posterior a este evento, entre el 16 de Marzo y el 1 de Abril, se producen 4 eventos de magnitud  $M_w \geq 6$ . Los sismos ocurridos en este periodo están concentrados en una zona de baja sismicidad entre el periodo 2008 - 2014, además de observarse una migración de la sismicidad con dirección preferente hacia el norte, rodeando lo que sería el límite *updip* de la ruptura hasta la zona donde se inicia el terremoto (Figure 5.5).

Estudios respecto a este terremoto han concluido dos tipos de mecanismos principales de nucleación del evento principal. Observaciones obtenidas a partir de registros GNSS, en

conjunto con la sismicidad registrada, muestran zonas en las cuales podría haberse producido una aceleración en el deslizamiento entre las placas de Nazca y Sudamericana en dos periodos anteriores al evento principal: un primer periodo ocurrido 8 meses antes del sismo principal (Socquet *et al.*, 2017) y otro aproximadamente 15 días antes al evento principal coincidiendo con un fuerte aumento en la tasa de sismicidad (Brodsky & Lay, 2014; Schurr *et al.*, 2014; Ruiz *et al.*, 2014; Kato & Nakagawa, 2014). Por otra parte Herman *et al.* (2016) utilizando la localización de la sismicidad, parámetros de la fuente obtenidos por Hayes *et al.* (2014) y análisis de los cambios en el estrés de Coulomb, concluye que la actividad precursora se comportaría de tal manera que cada evento precursor desde el 16 de Marzo gatillaría un evento consecutivo hasta producirse el sismo principal el 1 de Abril (*cascading failure*).

### 5.1.2. Terremoto de Iquique 2014: Fase cosísmica

El 1 de Abril de 2014 ocurrió el terremoto de Iquique, localizado en los 70.90° O y 19.57° S y una profundidad de 38.9 Km y una magnitud  $M_w$  8.2 (según CSN). Este terremoto se produce dentro del reconocido gap sísmico del norte de Chile (Kelleher, 1972; Kelleher *et al.*, 1973). El terremoto rompe la parte superficial de la zona de contacto, sin llegar hasta la fosa (Ruiz *et al.*, 2014).

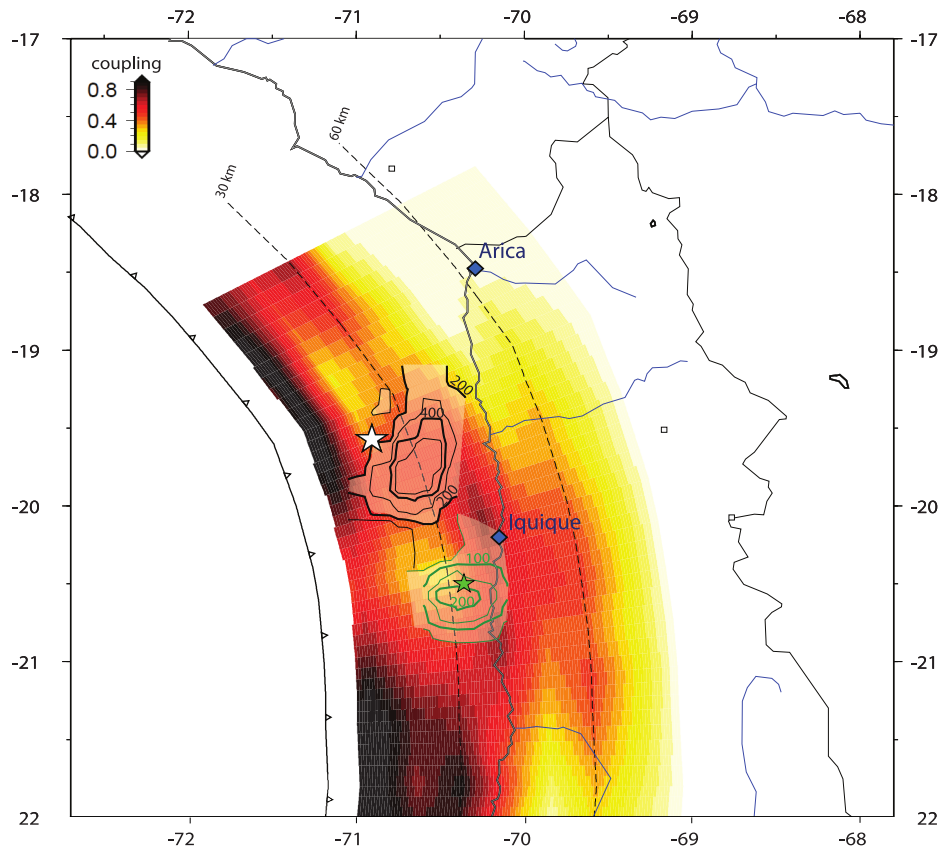


Figura 5.6: Mapa con modelo de acoplamiento obtenido de Métois *et al.* (2013) y deslizamientos cosísmicos para los eventos del 1 de abril (negro) y 3 de abril (verde). Imagen modificada de Ruiz *et al.* (2014).

La ruptura del terremoto de Iquique se propaga de manera unilateral hacia el sur con largo de aproximadamente 150 Km, rodeado por dos zonas de bajo acoplamiento (Métois



*et al.*, 2013; Ruiz *et al.*, 2014) y generándose una gran aspereza al sureste a  $\sim 50$  Km del epicentro, en la cual se observan deslizamientos máximos superiores a los 5 metros (Figura 5.6). El terremoto rompe la parte intermedia de la zona de contacto sismogénico (Ruiz & Madariaga, 2018), propagándose en dirección la zona profunda ( $\sim 35$  km de profundidad) sin llegar a la fosa (Lay *et al.*, 2014; Ruiz *et al.*, 2014; Gusman *et al.*, 2015; Schurr *et al.*, 2014; Hayes *et al.*, 2014), lo cual es confirmado por la carencia de un gran tsunami (An *et al.*, 2014; Calisto *et al.*, 2015; Chen *et al.*, 2016). Caso contrario a lo que ocurre en el terremoto de Tocopilla de 2007 ( $M_w$  7.7) el cual rompe la zona profunda del contacto sismogénico (Delouis *et al.*, 2009; Peyrat & Favreau, 2010).

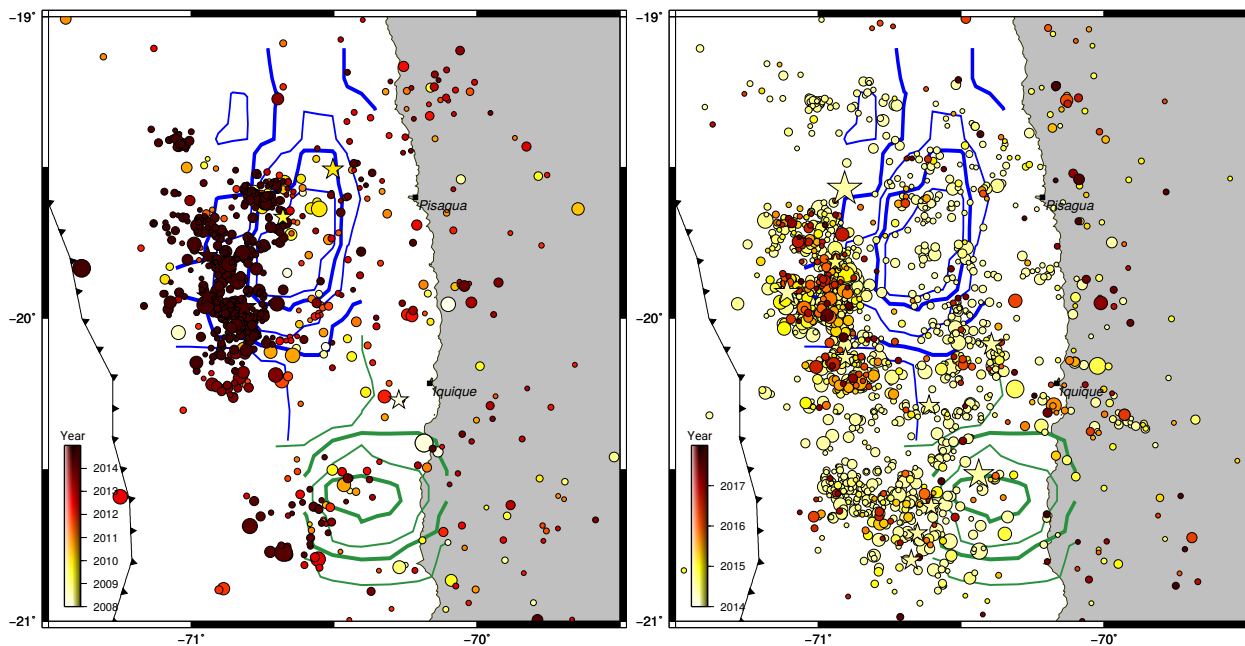


Figura 5.7: Sismicidad producida durante el periodo entre enero de 2008 y antes del sismo principal (izquierda) y después del terremoto hasta julio de 2017. Estrellas muestran la sismicidad de magnitud  $M \geq 6$  y contornos azules y verdes muestran los deslizamientos para el sismo principal y la réplica del 3 de abril.

### 5.1.3. Réplicas del terremoto

Posterior al terremoto, una gran cantidad de sismos fue registrada por la red de estaciones. Sin embargo, debido al paso de ondas superficiales producidas por el sismo principal, existe bastante discordancia entre las agencias respecto a la magnitud y localización de estos sismos. Bindi *et al.* (2014) estudian la réplica más temprana del terremoto, ocurrida  $\sim 2$  minutos después, calculando una magnitud  $M_w$  6.6 para este evento, muy distinta a la magnitud  $M_w$  7.5 estimada por el Centro Sismológico Nacional. Aproximadamente 10 minutos después ocurre una réplica reportada por el NEIC ( $M_w$  6.9) y por el Centro Sismológico Nacional de Chile ( $M_w$  7.0).

El día 3 de Abril a las 02:43:16 UTC, ocurre la réplica de mayor magnitud registrada. Un evento de magnitud  $M_w$  7.6 localizado en el límite sur de la ruptura del sismo principal, rompiendo una zona de transición de alto a bajo nivel de acoplamiento, con deslizamiento máximo de aproximadamente 2 metros (Métois *et al.*, 2013; Ruiz *et al.*, 2014) (Figura 5.6). La Figura 5.7 evidencia una segmentación en la ruptura del terremoto en el eje paralelo a la

fosa, entre la zona que rompe debido al evento principal y la zona que rompe por la réplica del 3 de Abril. La Figura 5.7 corrobora la escasez de sismicidad en la zona sur de la ruptura hasta el día 3 de Abril.

La sismicidad de magnitud  $M_w \geq 6$  que ha ocurrido, se encuentra localizada alrededor del parche de mayor deslizamiento. De la misma manera que para la actividad sísmica precursora, la distribución de réplicas se localizan preferentemente en el límite *updip* de la zona de ruptura tanto para el terremoto del 1 de Abril como para la réplica del 3 de Abril (Figura 5.7).

## 5.2. Datos y Metodología

En este trabajo realizamos un análisis espectral de la secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014, utilizando registros de velocidad de la red de instrumentos multiparamétrica IPOC (IPOC, 2006), la red del CSN (Leyton *et al.*, 2018a) y la red de instrumentos temporales desplegada días previos al día del evento principal. Utilizamos el catálogo de eventos ocurridos en el periodo entre el año 2008 y el 1 de abril de 2016. En este caso, se utilizó únicamente el catálogo de eventos interplaca con una magnitud superior a  $M4.5$  y que posea una buena calidad de señal. Debido a la alta tasa de sismicidad que ocurrió desde el 16 de marzo, día del precursor de mayor magnitud, y después del evento principal con la gran cantidad de réplicas, mucha sismicidad tuvo que ser descartada debido a la contaminación producida por sismos solapados u ondas superficiales producidas por un evento previo. Finalmente, realizando las consideraciones anteriormente mencionadas, calculamos los espectros de un total de 135 eventos interplaca.

Para calcular el espectro de Fourier de los eventos utilizamos una ventana de interés de onda S que dependía de la magnitud del sismo, a fin de garantizar un largo suficiente para el desarrollo de las bajas frecuencias. Siguiendo la recomendación de Madariaga *et al.* (2019), para evitar producir ruidos en las frecuencias bajas y el uso de filtros, obtuvimos el espectro de desplazamiento directamente desde el espectro de velocidad dividiendo por  $i\omega$ . Además, un algoritmo de ventanas múltiples fue utilizado en conjunto con la transformada de Fourier, que nos asegura que el espectro será calculado para toda la banda de frecuencias disponible, sin pérdida de información (Park *et al.*, 1987; Prieto *et al.*, 2009). Para eliminar las fuertes oscilaciones que posee el espectro a medida que se desplaza hacia las altas frecuencias, aplicamos un filtro de suavizamiento (Konno & Ohmachi, 1998) que nos ayuda a obtener un espectro más estable y con menos ruido. Esto nos ayuda a disminuir la incertidumbre en el momento de calcular la inversión del espectro. Finalmente, utilizamos un método de *decimación* en el espectro, con el objetivo que para cada unidad de frecuencia, el número de puntos en el espectro sea el mismo (Figura 5.8).

## 5.3. Método de *clustering* e inversión del espectro de desplazamiento

En un principio, utilizamos un modelo general de espectro de desplazamiento considerando un valor de frecuencia de esquina  $f_c$ , un factor de decaimiento del espectro  $n$  y un parámetro de atenuación del medio que depende del trayecto de la onda desde la fuente a la estación

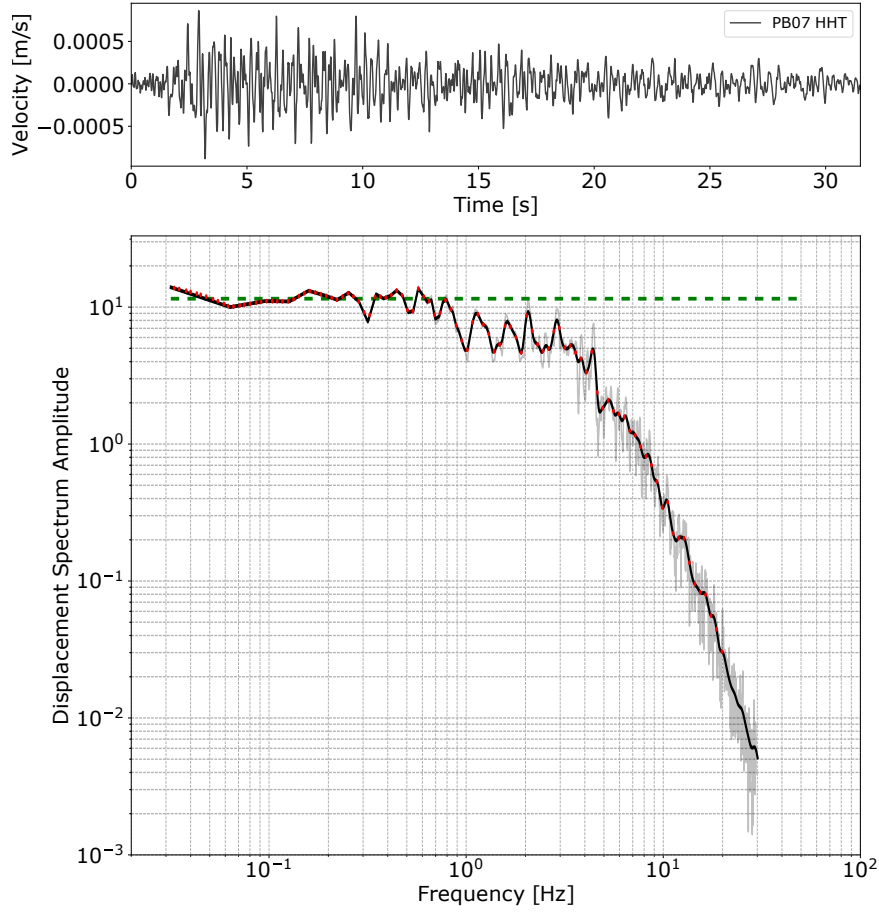


Figura 5.8: Espectro de desplazamiento para un sismo magnitud 5.2 registrado por la estación PB07 ubicada a una distancia hipocentral de 204 km. La línea verde segmentada indica el valor calculado de  $\Omega_0$ , en negro vemos el espectro suavizado con un filtro Konno-Ohmachi decimado con puntos rojos.

$t^*$  que está condicionado al factor de calidad del suelo conocido como valor de  $Q$  (véase ecuaciones 5.1 y 5.2).

$$S(f) = \frac{\Omega_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^n} \exp(-\pi f t^*), \quad (5.1)$$

con un parámetro de atenuación, llamado generalmente como  $t^*$

$$t^* = \int_{path} \frac{d\tau}{Q}. \quad (5.2)$$

Sin embargo, el trade-off entre los parámetros  $n$  y  $Q$  es muy grande debido a que ambos controlan el comportamiento del decaimiento del espectro en las altas frecuencias. Debido a esto, para realizar la inversión decidimos simplificarlo a un modelo de Brune (Brune, 1970), considerando un factor de decaimiento  $n = 2$ . Por lo tanto, invertiremos los parámetros  $f_c$  y  $Q$ .

A pesar de la baja cantidad de parámetros en el modelo, la inversión de una gran cantidad

de datos puede ser bastante costosa en el tiempo de cálculos. Una búsqueda utilizando una relación singular evento-estación (Figura 5.9) daría como resultado un número importante de  $Q$ 's y  $f_c$ 's independientes, obteniendo tantas frecuencias de esquina y factores de calidad como el doble del múltiplo de eventos y estaciones tengamos a disposición.

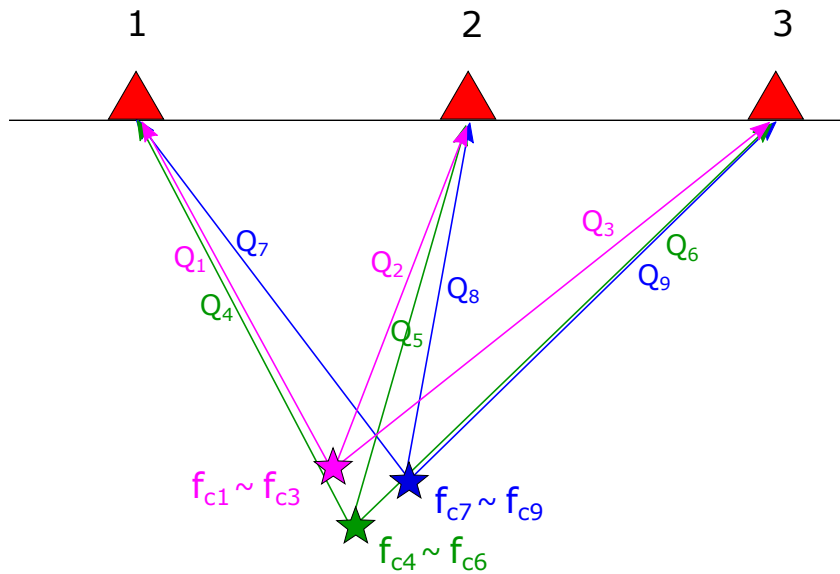


Figura 5.9: Esquema de método singular: Cada evento (estrellas) tiene tantas frecuencias de esquina  $f_c$  y factores de calidad  $Q$  como número de estaciones (triángulos) hayan.

Ko *et al.* (2012) propone un método para invertir los datos en el cual agrupa eventos espacialmente, generando *clusters* de sismos los cuales asumimos que ocurren en la misma ubicación, a fin de que el rayo que sale desde la fuente y que llega a la estación sea el mismo. Esto nos permite reducir el número de parámetros  $Q$  a la cantidad de estaciones asociadas al *cluster* de sismos. De igual forma, en el método, Ko *et al.* (2012) asume una única frecuencia de esquina  $f_c$  para cada evento, independiente de la estación que registra el evento (Figura 5.10). Por lo tanto, el número de grados de libertad que tendrá el sistema a resolver en la inversión se reducirá desde el múltiplo del número de estaciones, por el número de eventos y el número de parámetros a determinar, a estimar la suma entre el número de estaciones y el número de eventos.

Finalmente, la reducción de los grados de libertad del sistema, hace que la inversión de los parámetros sea más eficiente y menos costosa computacionalmente.

Invertimos un modelo de espectro de desplazamiento que explicara nuestros datos con el menor nivel de error utilizando un método de *Neighborhood Algorithm* (Sambridge, 1999). Este método está basado en el uso de celdas de Voronoi que conducen la búsqueda, de manera iterativa, hacia las mejores soluciones en el espacio de parámetros. Para conseguir esto, el método minimiza el error a través de los siguientes pasos:

- 1) Se genera un conjunto inicial de modelos ( $n_{ini}$ ) aleatorios en el espacio de parámetros.
- 2) Se calcula la función de error de cada uno de los modelos ( $n_{ini}$ ) generados y se buscan los ( $n_{use}$ ) modelos con el menor error.



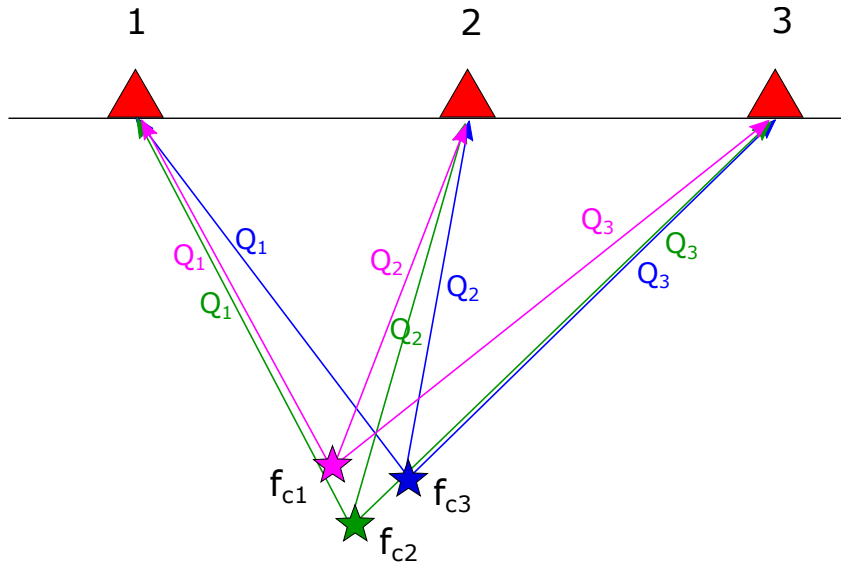


Figura 5.10: Esquema del método de clustering: Asumimos que el rayo que sale desde el grupo de eventos (estrellas), sale desde el mismo punto hacia la estación, asumiendo el mismo factor de calidad del medio  $Q$  para el *cluster*. Además, se asume que para todas las estaciones, la frecuencia de esquina  $f_c$  del sismo es la misma.

- 3) Se generan nuevos modelos ( $n_{new}$ ) dentro de cada celda de Voronoi de cada uno de los modelos ( $n_{use}$ ) elegidos en el paso 2.
- 4) Se repite el proceso desde el paso 2 usando los nuevos modelos ( $n_{use}$ ).

A partir de lo anterior, invertimos el modelo espectral de desplazamiento considerando como parámetro la frecuencia de esquina  $f_c$  y el factor de calidad del suelo  $Q$ .

## 5.4. Resultados preliminares

En las siguientes secciones, mostraremos resultado preliminares de la inversión del espectro de desplazamiento para la secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014 ( $M_w$  8.2).

A partir de los resultados obtenidos, podemos observar un buen ajuste entre los datos observados y el modelo (Figura 5.11). Sin embargo, en zonas donde la densidad de eventos es alta, aun es necesario re-evaluar los resultados obtenidos debido al bajo ajuste de los observados.

De todas formas, es posible observar una buena coherencia en la relación entre el valor de la amplitud espectral  $\omega_0$  y la frecuencia de esquina  $f_c$ . En la Figura 5.12 mostramos que para eventos de distinto  $\omega_0$  y  $f_c$  pertenecientes al mismo *cluster*, la relación inversa entre ambos parámetros se cumple, es decir, para eventos de mayor  $f_c$  el valor de  $\Omega_0$  es bajo.

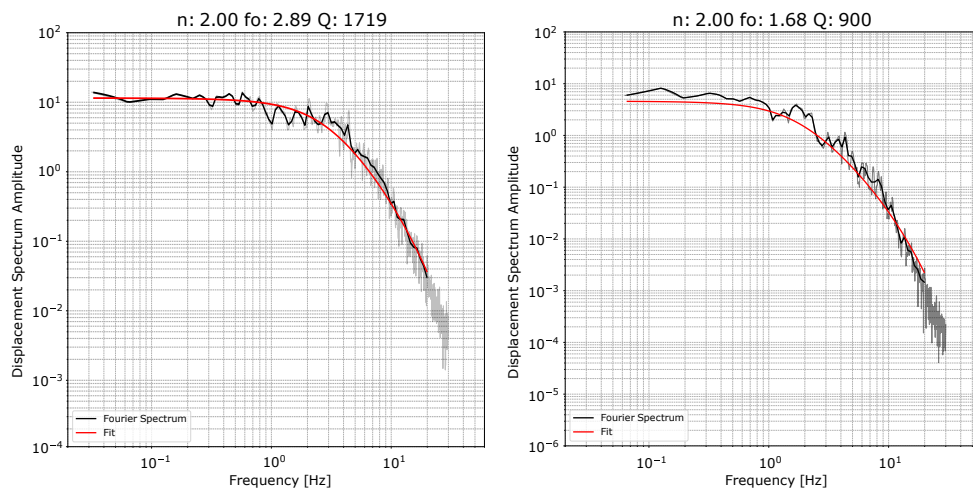


Figura 5.11: Ejemplos del ajuste del espectro observado (negro) con un modelo de Brune considerando la atenuación del medio (rojo) para un evento en particular.

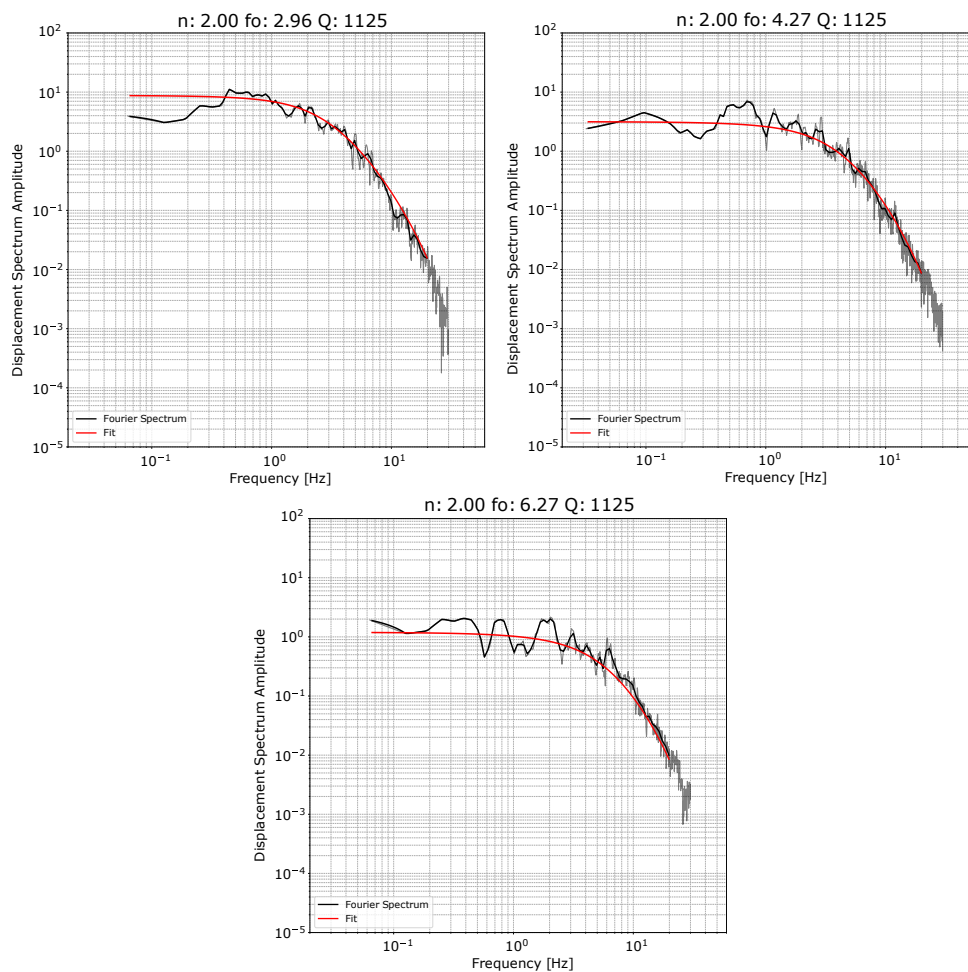


Figura 5.12: Ejemplo del ajuste del espectro observado (negro) con un modelo de Brune considerando la atenuación del medio (rojo) para un *cluster* de sismos. Es posible observar una buena coherencia en los tres espectros en relación al valor de  $Q$  obtenido en el ajuste

## 5.5. Perspectivas

Los resultados preliminares muestran una alta variabilidad de  $Q$ , la cual se espera mostrar en mapas según la estación observada (Figura 5.12). Por el momento no hay estudios de atenuación en la zona del norte de Chile y sería de gran utilidad obtener estos resultados y quizás pensar en una tomografía de valor de  $Q$ . Sin embargo, el ajuste de los datos aun no es estable y depende mucho de la cantidad de datos/sismos que posea el cluster analizado, el cual podría entregar valores de  $Q$  que no necesariamente se ajustan a los observados (Figura 5.11).

A partir de los resultados que obtendremos, esperamos estimar diferencias entre los terremotos interplaca y futuros análisis de terremotos intraplaca de profundidad intermedia. Estudiando sus diferencias en relación a la atenuación de cada uno de ellos. Pensamos que, debido a la diferencia entre el trayecto de un sismo interplaca, en el cual la onda viajaría por ambientes tectónicos diferentes a un sismo intraplaca, los valores en la atenuación promedio de cada uno debería ser distinta. La Figura 5.13 muestra un esquema del paso de las ondas desde una fuente representada por un cluster de sismos hasta la estación que la observa para diferentes tipos de sismos dentro del ambiente de subducción. En rojo observamos un tipo de sismo interplaca producidos en la zona de contacto superior-intermedia, la cual podría estar dominado por una cuña fracturada e hidratada; en naranja mostramos un cluster de sismos que ocurren en una zona más profunda del contacto y que podrían atravesar una región compuesta de material mucho más consolidado que la anterior. Por último, el grupo de sismos amarillo, que ocurren dentro de la placa oceánica y que al viajar la onda desde la fuente hasta la estación deben atravesar probablemente parte del manto superior y la corteza continental.

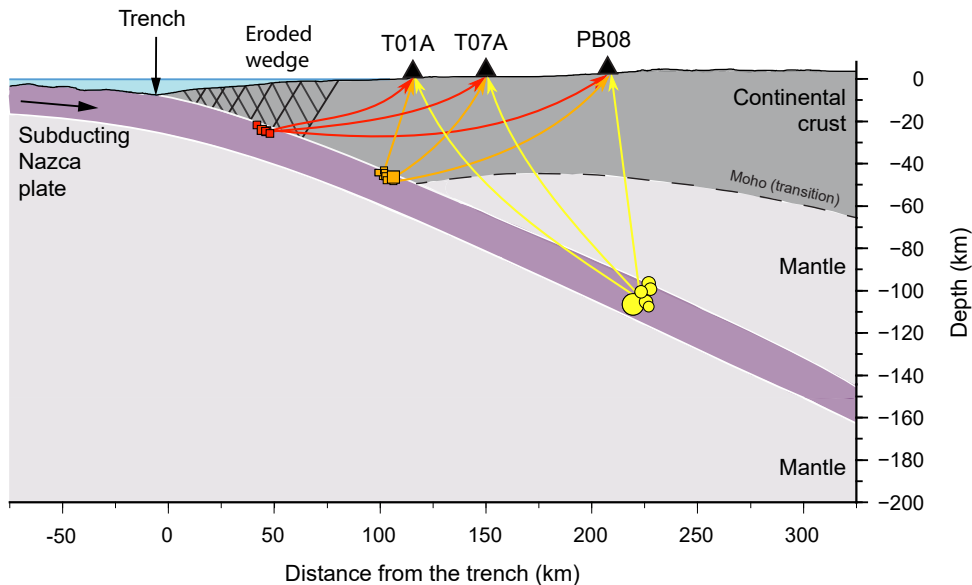


Figura 5.13: Esquema de trayecto de onda desde la fuente hasta la estación para distintos tipos de sismos: Interplaca (rojos y naranjos) e Intraplaca de profundidad intermedia (amarillos).

Por otra parte, gracias a los valores de  $\Omega_0$  y  $f_c$  esperamos obtener relaciones de escala entre el momento sísmico  $M_0$  y la frecuencia de esquina  $f_c$  a fin de empezar a entender el largo proceso de nucleación del terremoto de Iquique de 2014. En la Figura 5.14 observamos los

tres espectros apilados mostrados de manera separada en la Figura 5.12. Bajo una primera impresión, observamos que los modelos ajustados entregan una buena relación de escala.

A partir de los resultados anteriores queremos estudiar la posibilidad de encontrar cambios en las caídas de esfuerzo en el tiempo (considerando el periodo antes del 1 de abril y después) y en el espacio (zonas donde las caídas de esfuerzo varían en relación a otras) que podrían estar relacionadas con la historia del terremoto de Iquique 2014.

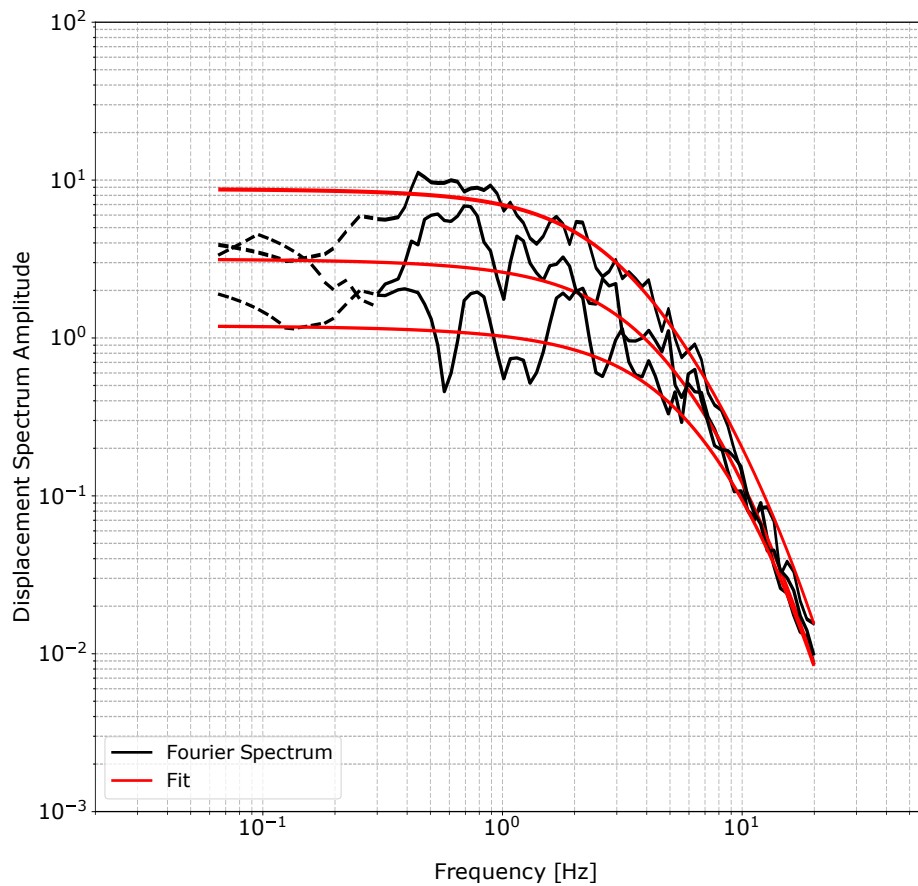


Figura 5.14: Espectros apilados obtenidos desde la Figura 5.12.

# Capítulo 6

## Conclusión

### 6.1. Principales Resultados

Esta tesis presenta nuevos resultados en el estudio de el espectro de la fuente sísmica observados desde distintas campos observacionales. Se estudiaron los dos grandes terremotos profundos de Perú-Brasil de 2015, observado desde distancias regionales, (Ruiz *et al.* (2017a), Capítulo 2); el terremoto de Iquique 2014 y su réplica principal desde el campo cercano local (Madariaga *et al.* (2019), Capítulo 3); los últimos grandes terremotos ocurridos en Chile en los últimos 25 años observados también desde el campo cercano (Rivera *et al.* (2020), Capítulo 4) y por último, la secuencia sísmica del terremoto de Iquique, estudiada desde la red local CSN-IPOC (Capítulo 6).

Como se comentó en la introducción de esta tesis, el análisis del espectro de la fuente sísmica permite tener una mayor comprensión respecto a los procesos dinámicos de la ruptura sísmica y que ayudan a complementar estudios adicionales, orientados en los procesos de nucleación. En el **Capítulo 2** se estudiaron los terremotos profundos  $M_w$  7.5 y  $M_w$  7.6 localizados en la frontera Perú-Brasil en noviembre de 2015, con una diferencia de 5 minutos. Además de realizar una inversión cinemática y estimar los parámetros de su fuente, se calculó el espectro de desplazamiento de ambos terremotos, obteniendo un espectro similar y una frecuencia esquina casi idéntica para ambos eventos ( $\sim 0.06$  Hz). Posteriormente se estimó la razón espectral entre ambos eventos, obteniendo como resultado un valor cercano a 1 en su amplio rango de frecuencias. Para este trabajo se concluyó que ambos eventos comparten características similares y ocurrieron básicamente en la misma falla (*doublet earthquakes*).

En los siguientes capítulos se deja en evidencia la importancia del término de campo cercano en el estudio del espectro de Fourier en las bajas frecuencias. En el **Capítulo 3** se estudió el terremoto de Iquique 2014 ( $M_w$  8.2) y su réplica principal de magnitud  $M_w$  7.6 ocurrida dos días después. El espectro de desplazamiento observado difiere el modelo Aki-Brune el cual es plano en las bajas frecuencias y decae como  $\omega^{-2}$  en las altas frecuencias. Las diferencias son atribuidas por el campo cercano que está dominado por la función temporal del momento sísmico y que contiene un término estático que produce un decaimiento como  $\omega^{-1}$  en las bajas frecuencias. Este resultado fue corroborado en el **Capítulo 4** donde se estudiaron los espectros de velocidad de los 8 grandes terremotos ocurridos en Chile en

los últimos 25 años (Antofagasta 1995, Tarapacá 2005, Tocopilla 2007, Maule 2010, Iquique 2014 y su réplica principal, Illapel 2015 y Chiloé 2016). Todos los eventos indicados coinciden con un espectro de velocidad plano en las bajas frecuencias convergiendo en su amplitud al desplazamiento co-sísmico estático del terremoto. Analizando más registros para el evento de Iquique, es posible observar una transición al modelo clásico de Brune (1970) en velocidad a partir de una distancia superior a  $\sim 200$  km. Por último, por medio del PGD encontramos una relación con el momento sísmico, encontrando que ambos escalan en la proporción de PGD  $\propto M_0^{2/3}$ , lo cual nos entrega las primeras pistas respecto al escalamiento de grandes terremotos considerando el campo cercano. Para un futuro estudio con más detalle es necesario tener más datos de grandes terremotos que sean registrados por instrumentos con los que podamos observar el campo de ondas cercano.

Finalmente, el **Capítulo 5** deja abierta la pregunta respecto al posible comportamiento de la secuencia sísmica del terremoto de Iquique 2014. Como resultados preliminar se logra obtener un buen ajuste de los datos al modelo de espectro de Brune considerando un factor de atenuación.

## 6.2. Perspectivas a Futuro

La intención de esta tesis es sentar bases respecto a la importancia del efecto producido por el campo cercano en el espectro de la fuente sísmica y sus implicaciones en el desarrollo de nuevas metodologías que la integren en el modelamiento de la fuente sísmica, principalmente para terremotos de gran magnitud.

El Capítulo 3 y Capítulo 4 de esta tesis abre las puertas respecto a la re-evaluación de la ley de escalamiento de terremotos considerando el campo cercano. La posibilidad de realizar nuevos estudios, tanto observacionales como de modelamiento computacional requieren una nueva consideración. Estudiar el modelamiento del espectro de la fuente sísmica considerando los tres campos de observación es un trabajo que quisiéramos abordar en futuros trabajos, a fin de entregar nuevas perspectivas tanto en el estudio de la fuente sísmica como en la evaluación del movimiento del suelo producto de grandes terremotos.

# Bibliografía

- Abercrombie, Rachel E. 1995. Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5-km depth. *J. geophys. Res.*, **100**(B2), 24015–24036.
- Aki, K. 1966. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G-wave spectrum. *Bull Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* *44*, *73*, **88**.
- Aki, K. 1967. Scaling law of seismic spectrum. *Journal of Geophysical Research*, **72**(4), 1217–1231.
- Aki, Keiiti, & Richards, Paul G. 2002. *Quantitative seismology*.
- Allmann, Bettina P, & Shearer, Peter M. 2007. Spatial and temporal stress drop variations in small earthquakes near Parkfield, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **112**(B4).
- Allmann, Bettina P, & Shearer, Peter M. 2009. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **114**(B1).
- An, Chao, Sepúlveda, Ignacio, & Liu, Philip L-F. 2014. Tsunami source and its validation of the 2014 Iquique, Chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(11), 3988–3994.
- Anderson, John G. 1986. Implication of attenuation for studies of the earthquake source. *Earthquake Source Mechanics*, 311–318.
- Archuleta, Ralph J, & Ji, Chen. 2016. Moment rate scaling for earthquakes  $3.3 \leq M \leq 5.3$  with implications for stress drop. *Geophysical Research Letters*, **43**(23), 12–004.
- Báez, JC, Leyton, F, Troncoso, C, del Campo, F, Bevis, M, Vigny, C, Moreno, M, Simons, M, Kendrick, E, Parra, H, *et al.* 2018. The Chilean GNSS network: Current status and progress toward early warning applications. *Seismological Research Letters*, **89**(4), 1546–1554.
- Barrientos, Sergio. 2018. The seismic network of Chile. *Seismological Research Letters*, **89**(2A), 467–474.
- Bello-González, Juan Pablo, Contreras-Reyes, Eduardo, & Arriagada, César. 2018. Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, **64**, 216–234.

- Bindi, D, Schurr, B, Puglia, R, Russo, E, Strollo, A, Cotton, F, & Parolai, S. 2014. A Magnitude Attenuation Function Derived for the 2014 Pisagua (Chile) Sequence Using Strong-Motion Data. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Boatwright, John. 1980. A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **70**(1), 1–27.
- Boatwright, John, & Choy, George L. 1989. Acceleration spectra for subduction zone earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B11), 15541–15553.
- Bock, Yehuda, Prawirodirdjo, Linette, & Melbourne, Timothy I. 2004. Detection of arbitrarily large dynamic ground motions with a dense high-rate GPS network. *Geophysical Research Letters*, **31**(6).
- Bock, Yehuda, Melgar, Diego, & Crowell, Brendan W. 2011. Real-time strong-motion broadband displacements from collocated GPS and accelerometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(6), 2904–2925.
- Boore, David M. 2001. Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**(5), 1199–1211.
- Boore, David M, & Bommer, Julian J. 2005. Processing of strong-motion accelerograms: needs, options and consequences. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **25**(2), 93–115.
- Boroschek, Rubén L, Contreras, Víctor, Kwak, Dong Youp, & Stewart, Jonathan P. 2012. Strong ground motion attributes of the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake. *Earthquake Spectra*, **28**(S1), S19–S38.
- Brodsky, Emily E, & Lay, Thorne. 2014. Recognizing foreshocks from the 1 April 2014 Chile earthquake. *Science*, **344**(6185), 700–702.
- Brune, James N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, **75**(26), 4997–5009.
- Calisto, Ignacia, Ortega, Marisella, & Miller, Matthew. 2015. Observed and modeled tsunami signals compared by using different rupture models of the April 1, 2014, Iquique earthquake. *Natural Hazards*, **79**(1), 397–408.
- Campus, Paola, & Das, Shamita. 2000. Comparison of the rupture and radiation characteristics of intermediate and deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **105**(B3), 6177–6189.
- Carbotte, Suzanne M, & Scheirer, Daniel S. 2004. the global mid-ocean ridge. *Hydrogeology of the Oceanic Lithosphere with CD-ROM*, **1**, 59.
- Cesca, S, Grigoli, F, Heimann, S, Dahm, T, Kriegerowski, M, Sobiesiak, M, Tassara, C, &



- Olcay, M. 2016. The M w 8.1 2014 Iquique, Chile, seismic sequence: a tale of foreshocks and aftershocks. *Geophysical Journal International*, **204**(3), 1766–1780.
- Chao, Wei-An, Wu, Yih-Min, & Zhao, Li. 2010. An automatic scheme for baseline correction of strong-motion records in coseismic deformation determination. *Journal of seismology*, **14**(3), 495–504.
- Chen, Kejie, Babeyko, Andrey, Hoechner, Andreas, & Ge, Maorong. 2016. Comparing source inversion techniques for GPS-based local tsunami forecasting: A case study for the April 2014 M8. 1 Iquique, Chile, earthquake. *Geophysical Research Letters*, **43**(7), 3186–3192.
- Chlieh, M, De Chabalier, JB, Ruegg, JC, Armijo, R, Dmowska, R, Campos, J, & Feigl, KL. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, **158**(2), 695–711.
- Choy, George L, & Boatwright, John L. 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **100**(B9), 18205–18228.
- Clift, Peter, & Vannucchi, Paola. 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).
- Comte, Diana, & Pardo, Mario. 1991. Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps. *Natural Hazards*, **4**(1), 23–44.
- Contreras-Reyes, Eduardo, & Carrizo, Daniel. 2011. Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **186**(1-2), 49–58.
- Contreras-Reyes, Eduardo, Flueh, Ernst R, & Grevemeyer, Ingo. 2010. Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes. *Tectonics*, **29**(6).
- Contreras-Reyes, Eduardo, Jara, J, Grevemeyer, Ingo, Ruiz, S, & Carrizo, D. 2012. Abrupt change in the dip of the subducting plate beneath north Chile. *Nature Geoscience*, **5**(5), 342.
- Contreras-Reyes, Eduardo, Becerra, Juan, Kopp, Heidrun, Reichert, Christian, & Díaz-Naveas, Juan. 2014. Seismic structure of the north-central Chilean convergent margin: Subduction erosion of a paleomagmatic arc. *Geophysical Research Letters*, **41**(5), 1523–1529.
- Delouis, B, Monfret, Tony, Dorbath, Louis, Pardo, M, Rivera, L, Comte, D, Haessler, H, Caminade, JP, Ponce, L, Kausel, E, *et al.* 1997. The Mw= 8.0 Antofagasta (northern Chile) earthquake of 30 July 1995: A precursor to the end of the large 1877 gap. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**(2), 427–445.

- Delouis, Bertrand, & Legrand, Denis. 2007. Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, **34**(1).
- Delouis, Bertrand, Pardo, Mario, Legrand, Denis, & Monfret, Tony. 2009. The Mw 7.7 Tocopilla earthquake of 14 November 2007 at the southern edge of the northern Chile seismic gap: Rupture in the deep part of the coupled plate interface. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(1), 87–94.
- Delouis, Bertrand, Nocquet, Jean-Mathieu, & Vallée, Martin. 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).
- Denolle, Marine A, & Shearer, Peter M. 2016. New perspectives on self-similarity for shallow thrust earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121**(9), 6533–6565.
- Duputel, Zacharie, Jiang, Junle, Jolivet, Romain, Simons, Mark, Rivera, Luis, Ampuero, J-P, Riel, Bryan, Owen, Susan E, Moore, Angelyn W, Samsonov, Sergey V, *et al.* 2015. The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. *Geophysical Research Letters*, **42**(19), 7949–7957.
- Elósegui, P, Davis, JL, Oberlander, D, Baena, R, & Ekström, G. 2006. Accuracy of high-rate GPS for seismology. *Geophysical Research Letters*, **33**(11).
- Emore, Gordon L, Haase, Jennifer S, Choi, Kyuhong, Larson, Kristine M, & Yamagiwa, Atsushi. 2007. Recovering seismic displacements through combined use of 1-Hz GPS and strong-motion accelerometers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**(2), 357–378.
- Eshelby, John D. 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Pages 376–396 of: Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 241. The Royal Society.
- Frohlich, Cliff. 2006. *Deep earthquakes*. Cambridge university press.
- Fuenzalida, A, Schurr, B, Lancieri, M, Sobiesiak, M, & Madariaga, R. 2013. High-resolution relocation and mechanism of aftershocks of the 2007 Tocopilla (Chile) earthquake. *Geophysical Journal International*, **194**(2), 1216–1228.
- Furumoto, Muneyoshi. 1977. Spacio-temporal history of the deep Colombia earthquake of 1970. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **15**(1), 1–12.
- Geersen, Jacob, Ranero, César R, Barckhausen, Udo, & Reichert, Christian. 2015. Subducting seamounts control interplate coupling and seismic rupture in the 2014 Iquique earthquake area. *Nature communications*, **6**.
- Graizer, Vladimir. 2010. Strong motion recordings and residual displacements: What are we actually recording in strong motion seismology? *Seismological Research Letters*, **81**(4), 635–639.

- Graizer, VM. 1979. Determination of the true displacement of the ground from strong-motion recordings. *Izv USSR Acad Sci. Physics Solid Earth*, **15**(12), 875–885.
- Greve, Federico. 1964. Historia de la Sismología en Chile. *Instituto de Geofísica y Sismología, Universidad de Chile*, 138.
- Gusman, Aditya Riadi, Murotani, Satoko, Satake, Kenji, Heidarzadeh, Mohammad, Gunawan, Endra, Watada, Shingo, & Schurr, Bernd. 2015. Fault slip distribution of the 2014 Iquique, Chile, earthquake estimated from ocean-wide tsunami waveforms and GPS data. *Geophysical Research Letters*, **42**(4), 1053–1060.
- Hanks, Thomas C. 1977. Earthquake stress drops, ambient tectonic stresses and stresses that drive plate motions. *Pages 441–458 of: Stress in the Earth*. Springer.
- Hayes, G., Herman, M., Barnhart, W., Furlong, K., Riquelme, S., Benz, H., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P., & Samsonov, S. 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. *Nature*, **512**(7514), 295–298.
- Herman, Matthew W, Furlong, Kevin P, Hayes, Gavin P, & Benz, Harley M. 2016. Foreshock triggering of the 1 April 2014 Mw 8.2 Iquique, Chile, earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **447**, 119–129.
- Herrera, Carlos, Ruiz, Sergio, Madariaga, Raúl, & Poli, Piero. 2017. Dynamic inversion of the 2015 Jujuy earthquake and similarity with other intraslab events. *Geophysical Journal International*, **209**(2), 866–875.
- Hoffmann, Felix, Metzger, Sabrina, Moreno, Marcos, Deng, Zhiguo, Sippl, Christian, Ortega-Culaciati, Francisco, & Oncken, Onno. 2018. Characterizing afterslip and ground displacement rate increase following the 2014 Iquique-Pisagua Mw 8.1 earthquake, Northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **123**(5), 4171–4192.
- Hough, SE, Anderson, JG, & Patton, HJ. 1989. Attenuation in western Nevada: preliminary results from earthquake and explosion sources. *Geophysical Research Letters*, **16**(2), 207–210.
- Houston, Heidi. 2015. *Treatise on Geophysics*. 2nd edn. Vol. 4. Elsevier.
- Ide, Satoshi, & Beroza, Gregory C. 2001. Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophysical Research Letters*, **28**(17), 3349–3352.
- Ide, Satoshi, Beroza, Gregory C, Prejean, Stephanie G, & Ellsworth, William L. 2003. Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **108**(B5).
- Imanishi, Kazutoshi, Ellsworth, William L, & Prejean, Stephanie G. 2004. Earthquake source parameters determined by the SAFOD Pilot Hole seismic array. *Geophysical Research Letters*, **31**(12).
- IPOC. 2006. GFZ German Research Centre For Geosciences & Institut Des Sciences De

- L'Univers-Centre National De La Recherche CNRS-INSU: IPOC seismic network. *Integrated Plate boundary Observatory Chile-IPOC. Other/Seismic Network*.
- Iwan, Wilfred D, Moser, Michael A, & Peng, Chia-Yen. 1985. Some observations on strong-motion earthquake measurement using a digital accelerograph. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(5), 1225–1246.
- Izutani, Yasuo, & Kanamori, Hiroo. 2001. Scale-dependence of seismic energy-to-moment ratio for strike-slip earthquakes in Japan. *Geophysical Research Letters*, **28**(20), 4007–4010.
- Ji, Chen, Larson, Kristine M, Tan, Ying, Hudnut, Kenneth W, & Choi, Kyuhong. 2004. Slip history of the 2003 San Simeon earthquake constrained by combining 1-Hz GPS, strong motion, and teleseismic data. *Geophysical research letters*, **31**(17).
- Jiao, Wenjie, Wallace, Terry C, Beck, Susan L, Silver, Paul G, & Zandt, George. 1995. Evidence for static displacements from the June 9, 1994 deep Bolivian earthquake. *Geophysical research letters*, **22**(16), 2285–2288.
- Kanamori, Hiroo, & Anderson, Don L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America*, **65**(5), 1073–1095.
- Kanamori, Hiroo, & Heaton, Thomas H. 2000. Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. *Geocomplexity and the Physics of Earthquakes*, 147–163.
- Kanamori, Hiroo, Mori, Jim, Hauksson, Egill, Heaton, Thomas H, Hutton, L Katherine, & Jones, Lucile M. 1993. Determination of earthquake energy release and ML using TERRASCOPE. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **83**(2), 330–346.
- Kato, A., & Nakagawa, S. 2014. Multiple slow-slip events during a foreshock sequence of the 2014 Iquique, Chile Mw 8.1 earthquake. *Geophysical Research Letters*, **41**(15), 5420–5427.
- Kausel, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias*, **3**(1), 8–13.
- Kelleher, John, Sykes, Lynn, & Oliver, Jack. 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean. *Journal of Geophysical Research*, **78**(14), 2547–2585.
- Kelleher, John A. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, **77**(11), 2087–2103.
- Khazaradze, Giorgi, & Klotz, Jürgen. 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).
- Kikuchi, Masayuki, & Kanamori, Hiroo. 1994. The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994. *Geophysical Research Letters*, **21**(22), 2341–2344.

- Kirby, Stephen H, Okal, Emile A, & Engdahl, E Robert. 1995. The 9 June 94 Bolivian deep earthquake: An exceptional event in an extraordinary subduction zone. *Geophysical Research Letters*, **22**(16), 2233–2236.
- Ko, Yen-Ting, Kuo, Ban-Yuan, & Hung, Shu-Huei. 2012. Robust determination of earthquake source parameters and mantle attenuation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B4).
- Konno, Katsuaki, & Ohmachi, Tatsuo. 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**(1), 228–241.
- Lancieri, M, Madariaga, R, & Bonilla, F. 2012. Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile. *Geophysical Journal International*, **189**(1), 469–480.
- Lange, Dietrich, Ruiz, Javier, Carrasco, Sebastián, & Manriquez, Paula. 2018. The Chilóé Mw 7.6 earthquake of 25 December 2016 in Southern Chile: Rupture of an asperity of the Mw 9.5 1960 Valdivia earthquake. *EGUGA*, 4693.
- Larson, Kristine M. 2009. GPS seismology. *Journal of Geodesy*, **83**(3-4), 227–233.
- Larson, Kristine M, Bodin, Paul, & Gombert, Joan. 2003. Using 1-Hz GPS data to measure deformations caused by the Denali fault earthquake. *Science*, **300**(5624), 1421–1424.
- Lay, T, Ammon, Charles James, Kanamori, H, Koper, KD, Sufri, O, & Hutko, AR. 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake. *Geophysical Research Letters*, **37**(13).
- Lay, T., Yue, H., Brodsky, E., & An, C. 2014. The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophysical Research Letters*.
- Lee, W.H.K., & Lahr, J.C. 1975. HYP071 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *US Geol. Surv., Open-File Report 75*, **311**, 114.
- León-Ríos, Sergio, Ruiz, Sergio, Maksymowicz, Andrei, Leyton, Felipe, Fuenzalida, Amaya, & Madariaga, Raúl. 2016. Diversity of the 2014 Iquique foreshocks and aftershocks: clues about the complex rupture process of a Mw 8.1 earthquake. *Journal of Seismology*, **20**(4), 1059–1073.
- Leyton, F, Pastén, C, Ruiz, S, Idini, B, & Rojas, F. 2018a. Empirical site classification of CSN network using strong-motion records. *Seismological Research Letters*, **89**(2A), 512–518.
- Leyton, Felipe, Leopold, Alexander, Hurtado, G, Pastén, C, Ruiz, S, Montalva, Gonzalo, & Saez, Esteban. 2018b. Geophysical characterization of the Chilean seismological stations: First results. *Seismological Research Letters*, **89**(2A), 519–525.
- Lomnitz, Cinna. 1971. Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535–1955.

- Geofis. Panamericana*, **1**, 151–178.
- Madariaga, Raul. 1976. Dynamics of an expanding circular fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**(3), 639–666.
- Madariaga, Raul. 2011. Earthquake scaling laws. *Pages 364–383 of: Extreme Environmental Events*. Springer.
- Madariaga, Raul, & Ruiz, Sergio. 2016. Earthquake dynamics on circular faults: A review 1970–2015. *Journal of Seismology*, **20**(4), 1235–1252.
- Madariaga, Raul, Ruiz, Sergio, Rivera, Efrain, Leyton, Felipe, & Baez, Juan Carlos. 2019. Near-field spectra of large earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, **176**(3), 983–1001.
- Maksymowicz, Andrei, Ruiz, Javier, Vera, Emilio, Contreras-Reyes, Eduardo, Ruiz, Sergio, Arraigada, César, Bonvalot, Sylvain, & Bascuñan, Sebastián. 2018. Heterogeneous structure of the Northern Chile marine forearc and its implications for megathrust earthquakes. *Geophysical Journal International*, **215**(2), 1080–1097.
- Matsuzawa, Takanori, Takeo, Minoru, Ide, Satoshi, Iio, Yoshihisa, Ito, Hisao, Imanishi, Kazutoshi, & Horiuchi, Shigeki. 2004. S-wave energy estimation of small-earthquakes in the western Nagano region, Japan. *Geophysical research letters*, **31**(3).
- Mayeda, Kevin, & Walter, William R. 1996. Moment, energy, stress drop, and source spectra of western United States earthquakes from regional coda envelopes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **101**(B5), 11195–11208.
- Mayeda, Kevin, Malagnini, Luca, & Walter, William R. 2007. A new spectral ratio method using narrow band coda envelopes: Evidence for non-self-similarity in the Hector Mine sequence. *Geophysical research letters*, **34**(11).
- McGarr, A. 1999. On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **104**(B2), 3003–3011.
- Melgar, Diego, Fan, Wenyuan, Riquelme, Sebastian, Geng, Jianghui, Liang, Cunren, Fuentes, Mauricio, Vargas, Gabriel, Allen, Richard M, Shearer, Peter M, & Fielding, Eric J. 2016. Slip segmentation and slow rupture to the trench during the 2015, Mw8. 3 Illapel, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, **43**(3), 961–966.
- Melgar, Diego, Riquelme, Sebastian, Xu, Xiaohua, Baez, Juan Carlos, Geng, Jianghui, & Moreno, Marcos. 2017. The first since 1960: A large event in the Valdivia segment of the Chilean Subduction Zone, the 2016 M7. 6 Melinka earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **474**, 68–75.
- Meng, Lingsen, Huang, Hui, Bürgmann, Roland, Ampuero, Jean Paul, & Strader, Anne. 2015. Dual megathrust slip behaviors of the 2014 Iquique earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, **411**, 177–187.
- Métois, Marianne, Socquet, Anne, Vigny, Christophe, Carrizo, Daniel, Peyrat, Sophie, Delor-

- me, A, Maureira, E, Valderas-Bermejo, M-C, & Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, **194**(3), 1283–1294.
- Montessus de Ballore, F. 1912. *Historia sísmica de los Andes Meridionales*. Imprenta Cervantes.
- Montessus de Ballore, Fernand. 1911. Historia sísmica de los Andes meridionales:(continuacion). *Pages ág-1 of: Anales de la Universidad de Chile*.
- Moreno, M, Melnick, Daniel, Rosenau, Matthias, Baez, J, Klotz, Juergen, Oncken, Onno, Tassara, Andres, Chen, Jun, Bataille, Klaus, Bevis, M, *et al.* 2012. Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, **321**, 152–165.
- Mori, Jim, Abercrombie, Rachel E, & Kanamori, Hiroo. 2003. Stress drops and radiated energies of aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **108**(B11).
- Okada, Yoshimitsu. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, **75**(4), 1135–1154.
- Okal, Emile A, & Bina, Craig R. 1994. The deep earthquakes of 1921–1922 in Northern Peru. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **87**(1-2), 33–54.
- Oth, Adrien, Bindi, Dino, Parolai, Stefano, & Di Giacomo, Domenico. 2010. Earthquake scaling characteristics and the scale-(in) dependence of seismic energy-to-moment ratio: Insights from KiK-net data in Japan. *Geophysical Research Letters*, **37**(19).
- Park, Jeffrey, Lindberg, Craig R, & Vernon III, Frank L. 1987. Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **92**(B12), 12675–12684.
- Peyrat, S, & Favreau, P. 2010. Kinematic and spontaneous rupture models of the 2005 Tarapacá intermediate depth earthquake. *Geophysical Journal International*, **181**(1), 369–381.
- Peyrat, S, Campos, J, De Chabalier, Jean-Bernard, Perez, A, Bonvalot, S, Bouin, M-P, Legrand, D, Necessian, Alexandre, Charade, Olivier, Patau, G, *et al.* 2006. Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, **33**(22).
- Peyrat, S, Madariaga, R, Buforn, E, Campos, J, Asch, G, & Vilotte, JP. 2010. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophysical Journal International*, **182**(3), 1411–1430.
- Poli, Piero, & Prieto, German. 2014. Global and along-strike variations of source duration and scaling for intermediate-depth and deep-focus earthquakes. *Geophysical Research Letters*,

41(23), 8315–8324.

- Poli, Piero, & Prieto, Germán A. 2016. Global rupture parameters for deep and intermediate-depth earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121**(12), 8871–8887.
- Prejean, Stephanie G, & Ellsworth, William L. 2001. Observations of earthquake source parameters at 2 km depth in the Long Valley caldera, eastern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **91**(2), 165–177.
- Prieto, GA, Parker, RL, & Vernon III, FL. 2009. A Fortran 90 library for multitaper spectrum analysis. *Computers & Geosciences*, **35**(8), 1701–1710.
- Prieto, Germán A, Shearer, Peter M, Vernon, Frank L, & Kilb, Debi. 2004. Earthquake source scaling and self-similarity estimation from stacking P and S spectra. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **109**(B8).
- Ramirez, D. 1988. *Estimación de algunos parámetros focales de grandes terremotos históricos*. M.Phil. thesis, Msc thesis (unpublished), Department of Geophysics, Universidad de Chile.
- Ranero, Cesar R, Villaseñor, Antonio, Phipps Morgan, Jason, & Weinrebe, Wilhelm. 2005. Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**(12).
- Ranero, César R, von Huene, Roland, Weinrebe, Wilhelm, & Reichert, Christian. 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. *Pages 91–121 of: The Andes*. Springer.
- Richardson, Eliza, & Jordan, Thomas H. 2002. Low-frequency properties of intermediate-focus earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(6), 2434–2448.
- Rivera Berríos, Efraín. 2015. Procesamiento y análisis de motogramas de terremotos de subducción chilenos.
- Ruegg, JC, Campos, J, Armijo, R, Barrientos, S, Briole, P, Thiele, R, Arancibia, M, Caltura, J, Duquesnoy, T, Chang, M, *et al.* 1996. The Mw= 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. *Geophysical Research Letters*, **23**(9), 917–920.
- Ruiz, Javier A, Contreras-Reyes, Eduardo, Ortega-Culaciati, Francisco, & Manríquez, Paula. 2018. Rupture process of the April 24, 2017, Mw 6.9 Valparaíso earthquake from the joint inversion of teleseismic body waves and near-field data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **279**, 1–14.
- Ruiz, S, & Madariaga, R. 2013. Kinematic and dynamic inversion of the 2008 Northern Iwate earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103**(2A), 694–708.
- Ruiz, S, & Madariaga, R. 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics*, **733**, 37–56.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga,



- R., & Campos, J. 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, **345**(6201), 1165–1169.
- Ruiz, S., Klein, E., del Campo, F., Rivera, E., Poli, P., Metois, M., Vigny, C., Baez, JC., Vargas, G., Leyton, F., Madariaga, R., & Fleitout, L. 2016a. The seismic sequence of the 16 September 2015, Illapel Mw 8.3 earthquake. *Seismological Research Letters* (*submitted*).
- Ruiz, S, Tavera, Hernando, Poli, P, Herrera, C, Flores, C, Rivera, E, & Madariaga, R. 2017a. The deep Peru 2015 doublet earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, **478**, 102–109.
- Ruiz, S, Moreno, M, Melnick, D, Del Campo, F, Poli, P, Baez, JC, Leyton, F, & Madariaga, R. 2017b. Reawakening of large earthquakes in south central Chile: The 2016 Mw 7.6 Chiloé event. *Geophysical Research Letters*, **44**(13), 6633–6640.
- Ruiz, Sergio, Madariaga, Raúl, Astroza, Maximiliano, Saragoni, G Rodolfo, Lancieri, María, Vigny, Christophe, & Campos, Jaime. 2012. Short-period rupture process of the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Chile. *Earthquake Spectra*, **28**(S1), S1–S18.
- Ruiz, Sergio, Klein, Emilie, del Campo, Francisco, Rivera, Efrain, Poli, Piero, Metois, Marianne, Christophe, Vigny, Baez, Juan Carlos, Vargas, Gabriel, Leyton, Felipe, *et al.* 2016b. The seismic sequence of the 16 September 2015 Mw 8.3 Illapel, Chile, earthquake. *Seismological Research Letters*, **87**(4), 789–799.
- Ruiz, Sergio, Aden-Antoniow, F, Baez, JC, Otarola, C, Potin, B, del Campo, F, Poli, P, Flores, C, Satriano, C, Leyton, F, *et al.* 2017c. Nucleation phase and dynamic inversion of the Mw 6.9 Valparaíso 2017 earthquake in Central Chile. *Geophysical Research Letters*, **44**(20), 10–290.
- Rutland, RWR. 1971. Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, **233**(5317), 252–255.
- Sallarès, Valentí, & Ranero, César R. 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23 30' S). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**(B6).
- Sambridge, Malcolm. 1999. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical journal international*, **138**(2), 479–494.
- Schurr, B., Asch, G., Hainzl, S., Bedford, J., Hoechner, A., Palo, M., Wang, R., Moreno, M., Bartsch, M., Zhang, Y., *et al.* 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*.
- Schurr, Bernd, Asch, Günter, Rosenau, Matthias, Wang, Rongjiang, Oncken, Onno, Barrientos, S, Salazar, P, & Vilotte, J-P. 2012. The 2007 M7. 7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **117**(B5).
- Shearer, Peter M, Prieto, Germán A, & Hauksson, Egill. 2006. Comprehensive analysis of

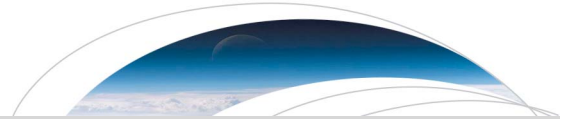
- earthquake source spectra in southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **111**(B6).
- Singh, Shri Krishna, Pérez-Campos, Xyoli, Ordaz, Mario, Iglesias, Arturo, & Kostoglodov, Vladimir. 2020. Scaling of Peak Ground Displacement with Seismic Moment above the Mexican Subduction Thrust. *Seismological Research Letters*, **91**(2A), 956–966.
- Socquet, Anne, Valdes, Jesus Piña, Jara, Jorge, Cotton, Fabrice, Walpersdorf, Andrea, Cotte, Nathalie, Specht, Sebastian, Ortega-Culaciati, Francisco, Carrizo, Daniel, & Norabuena, Edmundo. 2017. An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust. *Geophysical Research Letters*, **44**(9), 4046–4053.
- Stork, AL, & Ito, H. 2004. Source parameter scaling for small earthquakes observed at the western Nagano 800-m-deep borehole, central Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(5), 1781–1794.
- Suzuki, Wataru, Pulido, Nelson, & Aoi, Shin. 2016. Rupture process and strong-motion generation of the 2014 Iquique, Northern Chile, earthquake. *Journal of Earthquake and Tsunami*, **10**(03), 1640008.
- Thomson, David J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, **70**(9), 1055–1096.
- Tilmann, F, Zhang, Y, Moreno, M, Saul, Joachim, Eckelmann, Felix, Palo, M, Deng, Z, Babeyko, A, Chen, Kejie, Baez, JC, *et al.* 2016. The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*, **43**(2), 574–583.
- Tumarkin, Alexei G, Archuleta, Ralph J, & Madariaga, Raul. 1994. Scaling relations for composite earthquake models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), 1279–1283.
- Udías, Agustín, Madariaga, Raúl, & Buforn, Elisa. 2014. *Source mechanisms of earthquakes: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Vargas, G, Ruiz, S, Leyton, F, Abrahami, R, Le Roux, J, Pantoja, S, Lange, C, Contreras Reyes, E, & Campos, JA. 2014. Assessing giant tsunamigenic subduction earthquakes in the Northern Chile Seismic Gap during the last two millennia. *In: AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Vargas, Gabriel, Ortlieb, Luc, Chapron, Emmanuel, Valdes, Jorge, & Marquardt, Carlos. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23 S). *Tectonophysics*, **399**(1-4), 381–398.
- Venkataraman, Anupama, & Kanamori, Hiroo. 2004. Effect of directivity on estimates of radiated seismic energy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **109**(B4).
- Vidale, John E, Goes, Saskia, & Richards, Paul G. 1995. Near-field deformation seen on distant broadband seismograms. *Geophysical research letters*, **22**(1), 1–4.

- Vigny, Ch, Socquet, A, Peyrat, Sophie, Ruegg, J-C, Métois, M, Madariaga, R, Morvan, S, Lancieri, M, Lacassin, R, Campos, J, *et al.* 2011. The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS. *Science*, **332**(6036), 1417–1421.
- Völker, David, Geersen, Jacob, Contreras-Reyes, Eduardo, & Reichert, Christian. 2013. Sedimentary fill of the Chile Trench (32–46 S): volumetric distribution and causal factors. *Journal of the Geological Society*, **170**(5), 723–736.
- Von Huene, R, Corvalán, J, Flueh, ER, Hinz, K, Korstgard, J, Ranero, CR, & Weinrebe, W. 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics*, **16**(3), 474–488.
- von Huene, Roland, & Ranero, Cesar R. 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **108**(B2).
- Wang, Guo-Quan, Boore, David M, Igel, Heiner, & Zhou, Xi-Yuan. 2003. Some observations on colocated and closely spaced strong ground-motion records of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **93**(2), 674–693.
- Wang, Rongjiang, Schurr, Bernd, Milkereit, Claus, Shao, Zhigang, & Jin, Mingpei. 2011. An improved automatic scheme for empirical baseline correction of digital strong-motion records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **101**(5), 2029–2044.
- Wang, Rongjiang, Parolai, Stefano, Ge, Maorong, Jin, Mingpei, Walter, Thomas R, & Zschau, Jochen. 2013. The 2011 M w 9.0 Tohoku earthquake: Comparison of GPS and strong-motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **103**(2B), 1336–1347.
- Warren, Linda M, & Shearer, Peter M. 2002. Mapping lateral variations in upper mantle attenuation by stacking P and PP spectra. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **107**(B12).
- Wiens, Douglas A. 2001. Seismological constraints on the mechanism of deep earthquakes: Temperature dependence of deep earthquake source properties. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **127**(1-4), 145–163.
- Wiens, Douglas A, & Gilbert, Hersh J. 1996. Effect of slab temperature on deep-earthquake aftershock productivity and magnitude–frequency relations. *Nature*, **384**(6605), 153–156.
- Wu, Yih-Min, & Wu, Chien-Fu. 2007. Approximate recovery of coseismic deformation from Taiwan strong-motion records. *Journal of Seismology*, **11**(2), 159–170.
- Wyss, Max, & Brune, James N. 1968. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region. *Journal of Geophysical Research*, **73**(14), 4681–4694.
- Yamada, Takuji, Mori, James J, Ide, Satoshi, Kawakata, Hironori, Iio, Yoshihisa, & Ogasawara, Hiroshi. 2005. Radiation efficiency and apparent stress of small earthquakes in a South African gold mine. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **110**(B1).

- Yáñez, Gonzalo A, Ranero, César R, Huene, Roland, & Díaz, Juan. 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.
- Ye, Lingling, Lay, Thorne, Kanamori, Hiroo, Zhan, Zhongwen, & Duputel, Zacharie. 2016. Diverse rupture processes in the 2015 Peru deep earthquake doublet. *Science advances*, **2**(6), e1600581.
- Zahradnik, Jindrich, Čížková, Hana, Bina, Craig R, Sokos, E, Jánšký, Jirí, Tavera, Hernando, & Carvalho, João. 2017. A recent deep earthquake doublet in light of long-term evolution of Nazca subduction. *Scientific reports*, **7**(1), 1–11.
- Zhan, Zhongwen. 2017. Gutenberg–Richter law for deep earthquakes revisited: A dual-mechanism hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **461**, 1–7.

## Apéndice A

Contribuciones a artículos publicados en  
orden cronológico



## RESEARCH LETTER

10.1002/2015GL067529

## Key Points:

- Evidence of shear thermal instability for intermediate depth earthquake
- Relation between mantle dynamic processes and earthquake occurrence
- Strong dynamic stress variation is observed during earthquake rupture

## Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Figure S1
- Figure S2
- Figure S3
- Figure S4
- Figure S1–S4 captions

## Correspondence to:

P. Poli,  
ppoli@mit.edu

## Citation:

Poli, P., G. Prieto, E. Rivera, and S. Ruiz (2016), Earthquakes initiation and thermal shear instability in the Hindu Kush intermediate depth nest, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1537–1542, doi:10.1002/2015GL067529.

Received 21 DEC 2015

Accepted 1 FEB 2016

Accepted article online 4 FEB 2016

Published online 22 FEB 2016

## Earthquakes initiation and thermal shear instability in the Hindu Kush intermediate depth nest

Piero Poli<sup>1,2</sup>, German Prieto<sup>1,2</sup>, Efrain Rivera<sup>1,2</sup>, and Sergio Ruiz<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts, USA, <sup>2</sup>Geophysics Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile

**Abstract** Intermediate depth earthquakes often occur along subducting lithosphere, but despite their ubiquity the physical mechanism responsible for promoting brittle or brittle-like failure is not well constrained. Large concentrations of intermediate depth earthquakes have been found to be related to slab break-off, slab drip, and slab tears. The intermediate depth Hindu Kush nest is one of the most seismically active regions in the world and shows the correlation of a weak region associated with ongoing slab detachment process. Here we study relocated seismicity in the nest to constraint the geometry of the shear zone at the top of the detached slab. The analysis of the rupture process of the  $M_w$  7.5 Afghanistan 2015 earthquake and other several well-recorded events over the past 25 years shows an initially slow, highly dissipative rupture, followed by a dramatic dynamic frictional stress reduction and corresponding large energy radiation. These properties are typical of thermal driven rupture processes. We infer that thermal shear instabilities are a leading mechanism for the generation of intermediated-depth earthquakes especially in presence of weak zone subjected to large strain accumulation, due to ongoing detachment process.

### 1. Introduction

Three main mechanisms have been proposed as candidates responsible for high-pressure fracture [Frolich, 1989; Green and Houston, 1995; Kirby *et al.*, 1991; Jung *et al.*, 2004; Kelemen and Hirth, 2007]. Dehydration embrittlement provides a significant change in pore pressure, thus decreasing the effect of normal stress, through metamorphic dehydration reactions [Jung *et al.*, 2004]. A second candidate is the faulting due to mineral phase transformation [Kirby *et al.*, 1991]. Both these mechanisms are well documented from laboratory experience in crystalline materials [Jung *et al.*, 2004; Schubnel *et al.*, 2013]. The third mechanism is thermal shear instabilities [John *et al.*, 2009] in which a strain temperature positive feedback reduces the friction and thus favoring brittle like rupture [John *et al.*, 2009]. The latter is preferentially developed in preexisting shear zone, where localized creep plays the role of increasing the temperature [Golding *et al.*, 2012; Thielmann *et al.*, 2015] and lower the grain size [Golding *et al.*, 2012] favoring ruptures at relatively low stress drop values ( $\sim 10$  MPa) [Thielmann *et al.*, 2015].

On 26 October 2015 09:09:32 (UTC) a magnitude ( $M_w$ ) 7.5 earthquake ruptured at 192.1 km depth within the Hindu Kush (HK) nest [Prieto *et al.*, 2012] at the border between Afghanistan and Pakistan (Figure 1). This event is of main interest for several reasons. First, it occurs on the upper southern border of the Hindu Kush nest. Previous studies interpreted the discontinuous character of the seismicity in the area as due to a slab detachment process [Sperner *et al.*, 2001; Sippl *et al.*, 2013], with the HK nest being necked at its top, with a shear zone dipping toward the south [Lister *et al.*, 2008]. The relocated hypocenter and aftershocks of the  $M_w$  7.5 earthquake match the interpreted shear band at the top of the detached slab. Second, the earthquake is characterized by two completely different rupture stages (Figures 2 and S1 in the supporting information), stage 1: a  $\sim 10$  s sub event with small  $P$  wave amplitude similar to a nucleation phase [Ellsworth and Beroza, 1995], followed by stage 2: a large  $P$  wave onset. Third, the  $M_w$  7.5 event is the third  $M_w$  7+ event occurring over the last 20 years in the nest. A two-stage rupture as observed for the  $M_w$  7.5 event is also observed for each of the previous  $M_w$  7+ earthquakes (Figure 3).

We here present a detailed study of both the geometry and the dynamic rupture process of the  $M_w$  7.5 Afghanistan 2015 event, to get insights about the mechanism of intermediate depth faulting. We further analyze the previous seismicity to corroborate our hypothesis and gain insights about the long-term behavior of the seismicity in the area.

# The Seismic Sequence of the 16 September 2015 $M_w$ 8.3 Illapel, Chile, Earthquake

by Sergio Ruiz, Emilie Klein, Francisco del Campo, Efrain Rivera, Piero Poli, Marianne Metois, Vigny Christophe, Juan Carlos Baez, Gabriel Vargas, Felipe Leyton, Raúl Madariaga, and Luce Fleitout

## ABSTRACT

On 16 September 2015, the  $M_w$  8.3 Illapel, Chile, earthquake broke a large area of the Coquimbo region of north-central Chile. This area was well surveyed by more than 15 high-rate Global Positioning System (GPS) instruments, installed starting in 2004, and by the new national seismological network deployed in Chile. Previous studies had shown that the Coquimbo region near Illapel was coupled to about 60%. After the  $M_w$  8.8 Maule megathrust earthquake of 27 February 2010, we observed a large-scale postseismic deformation, which resulted in a strain rate increase of about 15% in the region of Illapel. This observation agrees with our modeling of viscous relaxation after the Maule earthquake. The area where upper-plate GPS velocity increased coincides very well with the slip distribution of the Illapel earthquake inverted from GPS measurements of coseismic displacement. The mainshock started with a small-amplitude nucleation phase that lasted 20 s. Backprojection of seismograms recorded in North America confirms the extent of the rupture, determined from local observations, and indicates a strong directivity from deeper to shallower rupture areas. The coseismic displacement shows an elliptical slip distribution of about 200 km  $\times$  100 km with a localized zone where the rupture is deeper near 31.3° S. This distribution is consistent with the uplift observed in some GPS sites and inferred from field observations of bleached coralline algae in the Illapel coastal area. Most of aftershocks relocated in this study were interplate events, although some of the events deeper than 50 km occurred inside the Nazca plate and had tension (slab-pull) mechanisms. The majority of the aftershocks were located outside the 5 m contour line of the inferred slip distribution of the mainshock.

*Online Material:* Catalog of relocated seismicity.

## INTRODUCTION

At 22:54:31 (UTC) on 16 September 2015, an  $M_w$  8.3 earthquake occurred near the city of Illapel in the Coquimbo region

of north-central Chile. Using all available local data, we located this event at 71.7° W, 31.5° S, in agreement with the location from the Centro Sismológico Nacional (CSN) of the Universidad de Chile, Chile. The event broke a well-instrumented area, with more than 15 high-rate GPS instruments deployed between 2004 and 2007 (Vigny *et al.*, 2009) and several broadband and strong-motion instruments deployed by CSN (Fig. 1). Coupling models computed from GPS data identified an extended area (from 34° S to 30.5° S) between the Nazca and South American plates where coupling was higher than 60% (Métouis *et al.*, 2014, 2016). The Illapel earthquake occurred between two lower coupling zones (LCZs): a small zone near 32° S, and a larger one in the north, near 30.5° S in front of La Serena. These LCZs coincide with two major oceanic structures of the Nazca plate that are currently colliding with the continental South American plate: the Challenger fracture zone and the Juan Fernandez Ridge (Fig. 2).

The Illapel earthquake occurred near the northern end of the rupture zone of the 1730 mega-earthquake (Montessus de Ballore, 1912; Urrutia and Lanza, 1993; Lomnitz, 2004; Udías *et al.*, 2012), a large megathrust earthquake ( $M_w \sim 9.0$ ) that probably controls the seismic cycle of central Chile (see Fig. 2). A recent paleoseismological study (Dura *et al.*, 2015) proposes a recurrence interval between  $\sim 200$  and  $\sim 650$  years for these mega-earthquakes. Considering two earthquakes of magnitude  $M_w \sim 8.0$  occurred previously (in 1943 and 1880; Beck *et al.*, 1998), Nishenko (1985) suggested that the Illapel zone was a seismic gap. Several other large events occurred in the last century south of the Illapel rupture: Valparaíso in 1906 ( $M_w$  8.6), La Ligua in 1971 ( $M_w$  7.9), Valparaíso in 1985 ( $M_w$  8.0), and Maule in 2010 ( $M_w$  8.8) (Malgrange *et al.*, 1981; Comte *et al.*, 1986; Vigny *et al.*, 2011). The La Serena LCZ appears to be a barrier to seismic ruptures; for example, the 1922 Atacama megathrust earthquake stopped just to the north in this zone (Beck *et al.*, 1998) (Fig. 2).

Seismicity in the Coquimbo region increased in the last 15 years, after a swarm of several  $M_w \sim 6.0$  events occurred in the plate interface in July–October 1997 (Fig. 3). These



## The deep Peru 2015 doublet earthquakes



S. Ruiz<sup>a,\*</sup>, H. Tavera<sup>b</sup>, P. Poli<sup>c</sup>, C. Herrera<sup>d</sup>, C. Flores<sup>a,e</sup>, E. Rivera<sup>a,e</sup>, R. Madariaga<sup>f</sup>

<sup>a</sup> Geophysics Department, Universidad de Chile, Chile

<sup>b</sup> Geophysical Institute of Peru, Lima, Peru

<sup>c</sup> Department of Earth, Atmospheric and Planetary Science, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA, USA

<sup>d</sup> School of Earth and Ocean Sciences, University of Victoria, Victoria, BC, Canada

<sup>e</sup> Geology Department, Universidad de Chile, Chile

<sup>f</sup> Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, Paris, France

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 19 May 2017

Received in revised form 25 August 2017

Accepted 27 August 2017

Available online xxxx

Editor: P. Shearer

#### Keywords:

deep earthquake

seismic source

kinematic inversion

### ABSTRACT

On 24 November 2015 two events of magnitude Mw 7.5 and Mw 7.6 occurred at 600 km depth under the Peru–Brazil boundary. These two events were separated in time by 300 s. Deep event doublets occur often under South America. The characteristics that control these events and the dynamic interaction between them are an unresolved problem. We used teleseismic and regional data, situated above the doublet, to perform source inversion in order to characterize their ruptures. The overall resemblance between these two events suggests that they share similar rupture process. They are not identical but occur on the same fault surface dipping westward. Using a P-wave stripping and stretching method we determine rupture speed of 2.25 km/s. From regional body wave inversion we find that stress drop is similar for both events, they differ by a factor of two. The similarity in geometry, rupture velocity, stress drop and radiated energy, suggests that these two events looked like simple elliptical ruptures that propagated like classical sub-shear brittle cracks.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

On 24 November 2015 two large earthquakes of magnitudes Mw 7.5 and 7.6 occurred at 22:45:38 (UTC) and 22:50:54 (UTC) under the Peru–Brazil boundary between 9°S and 11°S inside a band between 600 and 700 km depth. Fig. 1 shows the epicenters of the November 2015 doublet and that of other large magnitude deep events that have occurred under South America: 1994 Bolivia Mw 8.2 (Kikuchi and Kanamori, 1994; Kirby et al., 1995) and 1970 Colombia Mw 8.0 (Furumoto, 1977). The mechanism of generation of these deep earthquakes is still unclear (Frohlich, 2006; Houston, 2015). Under the pressure and temperature condition of hundreds of kilometers deep into the mantle, plastic flow should be favored rather than brittle failure. Yet deep events on subducting tectonic plates are observed as shear rupture on faults, just as crustal earthquakes. Seismological observations show that deep events are characterized by certain properties that are different from shallower events: Radiated seismic energies (Wiens, 2001), *b*-values and aftershock sequences (Wiens and Gilbert, 1996; Frohlich, 2006; Houston, 2015; Zhan, 2017), source durations

and stress drops (Campus and Das, 2000; Frohlich, 2006; Poli and Prieto, 2014, 2016).

Deep event doublets frequently occur in South America where several Mw ~7.0 events occurred clustered in time and space 1921–1922, 1961–1963, 1989–1990 and 2002–2003 (Okal and Bina, 1994; Ye et al., 2016). Using teleseismic data, Ye et al. (2016) proposed that the two events of 2015 had diverse rupture processes although they are closely located on the same fault structure. According to their study, the second event (E2) had a smaller rupture area and lower rupture velocity than the first event (E1). Zahradník et al. (2017) modeled regional waveforms for these events and observed close similarities in the total duration of both events and smaller rupture velocities than those proposed by Ye et al. (2016). Here, we determine the seismic source properties of these earthquakes using data obtained from regional networks, see Fig. 2, as well as teleseismic recordings. We also used the broad band regional data of the Peruvian and Brazilian networks to relocate the aftershocks of the doublet. We performed regional kinematic inversions for both events considering an elliptical source for both of them (Ruiz and Madariaga, 2013; Madariaga and Ruiz, 2016; Herrera et al., 2017). We obtain the rupture geometry, rupture velocity and the slip distribution of both events and we discuss the close similarity between them.

\* Corresponding author.

E-mail address: sruiz@dgf.uchile.cl (S. Ruiz).





# A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data



E. Klein <sup>a,b,\*</sup>, C. Vigny <sup>a</sup>, L. Fleitout <sup>a</sup>, R. Grandin <sup>c</sup>, R. Jolivet <sup>a</sup>, E. Rivera <sup>d</sup>, M. Métois <sup>e</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire de Géologie, Département de Géosciences, ENS, CNRS, UMR8538, PSL Research University, Paris, France

<sup>b</sup> Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR7516, Université de Strasbourg, EOST, CNRS, Strasbourg, France <sup>1</sup>

<sup>c</sup> Institut de Physique du Globe de Paris, UMR 7154, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, Paris, France

<sup>d</sup> Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

<sup>e</sup> Univ Lyon, Université Lyon 1, ENS de Lyon, CNRS, UMR 5276 LGL-TPE, Villeurbanne, France

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 25 January 2017

Received in revised form 29 March 2017

Accepted 1 April 2017

Available online 28 April 2017

Editor: P. Shearer

### Keywords:

Megathrust earthquake

Chilean subduction zone

GPS

InSAR

seismic hazard

## ABSTRACT

The September 16, 2015 Mw8.3 Illapel Earthquake occurred on a locked segment of the South American subduction in Chile. This segment ruptured during comparable size earthquakes in the past, in 1880 and 1943, suggesting a somehow regular pattern of characteristic Mw8+ earthquakes occurring every 60 to 80 yr. This recurrence is in agreement with the accumulation of elastic deformation in the upper plate due to the Nazca–South America subduction at a constant rate of 6.5 cm/yr, leading to a deficit of ~4.5 m of slip to be released every 70 yr. Previous studies consistently imaged the distribution of co-seismic slip along the fault based on geodetic, seismological and far field tsunami data and all described a significant amount of shallow slip resulting in a large tsunami. In addition, some models highlighted an apparent mismatch between the modeled rake of slip and the direction of plate convergence, suggesting the buildup of large strike-slip deficit. Some of these important questions remain open. Is shallow slip really well resolved and substantiated? Is the apparent principal direction of slip during the earthquake really required by the geodetic data?

Here, using a comprehensive analysis of continuous GPS sites (including high rate and static displacements) and new survey data from acquired over more than 50 pre-existing sites, complemented with InSAR data, we show that the 2015 rupture overlaps very well the 1943 rupture, with the absence of significant slip south of 32°S and north of 30.2°S (peninsula Lingua de Vaca). Despite the wealth of geodetic data, the shallowest part of the subduction interface remains poorly resolved. We also show that the rake of the earthquake is fully compatible with the oblique plate convergence direction (rather than perpendicular to the trench), meaning that no subsequent trench-parallel motion is required by the data. We propose that the large Low Coupling Zone (LCZ) at the latitude of La Serena revealed by present day coupling distribution is stable over at least two seismic cycles. Inside the coupled area, peak coseismic slip is located precisely offshore the highest coastal topography and elevated terraces, adding weight to a potential correlation between the seismic cycle and long term permanent deformation. Finally, we show that early post-seismic after-slip occurs mostly down-dip of co-seismic asperity(ies), extending north and south of the 2015 rupture area.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

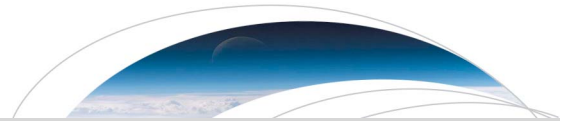
The September 16, Mw8.3 Illapel earthquake, occurred at 22:54:31 (UTC), on an active segment of the central Chilean subduction zone. Uncertainties and errors in magnitude estimates of past large earthquakes in the literature might conceal a sequence

of Mw8+ earthquake. Although different magnitudes have been proposed for the 1943 earthquake (Mw7.9, Beck et al., 1998; 8.2, Engdahl and Villaseñor, 2002 and 8.3, Lomnitz, 2004), we consider the magnitude estimates in the most homogeneous catalog (Engdahl and Villaseñor, 2002) (Fig. 1). Therefore, using coherent re-estimations of past earthquake magnitudes, a cycle of Mw8+ earthquake every 60 to 70 yr seems to emerge with the last 3 occurring in 1880, 1943 and 2015. Superimposed on this cycle, a giant earthquake of magnitude 9 ruptured in 1730 a longer section of the subduction, including the Illapel segment (e.g. Udias et al., 2012), raising questions about a “super cycle”, with larger (and

\* Corresponding author.

E-mail address: emilie.klein@unistra.fr (E. Klein).

<sup>1</sup> Present address.



**RESEARCH LETTER**

10.1029/2018GL079283

**Key Points:**

- The Mejillones Peninsula presents variability in the distributions of seismicity, swarms, and repeaters
- High  $V_p/V_s$  values indicate zones rich in fluids, correlated with the Mejillones fracture zone and permeable lithologies
- Areas rich in fluids control the seismogenic behavior of the plate interface beneath the Mejillones Peninsula

**Supporting Information:**

- Supporting Information S1

**Correspondence to:**

F. Pasten-Araya,  
fpa007@ucn.cl

**Citation:**




Pasten-Araya, F., Salazar, P., Ruiz, S., Rivera, E., Potin, B., Maksymowicz, A., et al. (2018). Fluids along the plate interface influencing the frictional regime of the Chilean subduction zone, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL079283>

Received 20 JUN 2018

Accepted 19 SEP 2018

Accepted article online 21 SEP 2018

**Fluids Along the Plate Interface Influencing the Frictional Regime of the Chilean Subduction Zone, Northern Chile**

**F. Pasten-Araya<sup>1,2</sup> , P. Salazar<sup>1,2</sup> , S. Ruiz<sup>3</sup> , E. Rivera<sup>3</sup>, B. Potin<sup>4</sup>, A. Maksymowicz<sup>3</sup>, E. Torres<sup>1,2</sup>, J. Villarroel<sup>1,2</sup>, E. Cruz<sup>1,2</sup>, J. Valenzuela<sup>1,2</sup>, D. Jaldín<sup>1</sup>, G. González<sup>1,2</sup>, W. Bloch<sup>5</sup> , P. Wigger<sup>5</sup>, and S. A. Shapiro<sup>5</sup> **

<sup>1</sup>Geology Department, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile, <sup>2</sup>Natural Research Center for Integrated Natural Disasters Management (CIGIDEN), Antofagasta, Chile, <sup>3</sup>Geophysics Department, Universidad de Chile, Santiago, Chile, <sup>4</sup>Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile, <sup>5</sup>Fachrichtung Geophysik, Freie Universität Berlin, Berlin, Germany

**Abstract** The plate interface beneath the Mejillones Peninsula in Northern Chile is characterized by anomalous seismogenic behaviors, with seismic and aseismic slip, and low coupling values. We analyze this zone through the seismicity pattern and a 3-D tomography model. We identify high  $V_p/V_s$  values within the oceanic crust and in the lower continental crust, which we interpret as hydrated zones rich in fluids. These zones are correlated with the Mejillones fracture zone and with highly permeable lithologies of the lower continental crust, which allow a greater accumulation of fluids at the plate interface beneath the Mejillones Peninsula. Additionally, these areas exhibit a high rate of seismicity and concentrated swarms and repeaters. We propose that the presence of fluids controls the anomalous seismogenic behavior along the plate interface beneath the Mejillones Peninsula.

**Plain Language Summary** The interplate zone beneath Mejillones Peninsula (MP), northern Chile, presents an anomalous seismogenic behavior with aseismic pulses, low coupling values, and acting as a seismic barrier for earthquakes occurred in adjacent areas. We believe that this anomalous behavior is due to the presence of fluids in the interplate zone under the MP. To corroborate this, we study the seismicity recorded by a local seismological network and constructed a tomographic velocity model. Our results show that within the oceanic crust and in the lower continental crust exist the presence of fluids that concentrates to the north and center of the MP, which correlate with the presence of the Mejillones fracture zone and with more fractured and permeable lithologies of the continental crust. This situation changes to the south of the MP where fluid concentration is lower. This is the first detailed attempt to characterize the role of fluids in the rheology of barriers within subduction zones and to distinguish geological controls on the fluid distribution. We believe that this type of study is fundamental for facilitating future prospective analysis of earthquake distributions and conducting hazard assessments.

**1. Introduction**

The Chilean megathrust area, which accommodates many large-magnitude earthquakes ( $M_w > 8$ ), exhibits a high seismicity rate. The subduction of the Nazca plate beneath the South American plate in northern Chile has produced several large-magnitude subduction earthquakes including the 1877  $M_w \sim 8.5$  earthquake (Comte & Pardo, 1991; Ruiz & Madariaga, 2018), the 1995  $M_w$  8.1 Antofagasta earthquake (Delouis et al., 1997), the 2007  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake (Delouis et al., 2009; Peyrat et al., 2010), and the 2014  $M_w$  8.2 Iquique earthquake (González et al., 2015; Ruiz et al., 2014; Schurr et al., 2014). The plate interface zone is geologically heterogeneous and the lateral extent of earthquake rupture usually stops at a seismic barrier where the slip deficit is reduced by many factors including the presence of fluids, which play a major role in the frictional behavior by controlling both the earthquake location and the seismicity rate (Audet & Schwartz, 2013; Schlaphorst et al., 2016). This aspect is important in subduction zones where earthquake generation is largely controlled by fluids released from prograding metamorphic reactions in the incoming oceanic lithosphere (Nishikawa & Ide, 2015; Poli et al., 2017). Lateral variations in the fluid concentration can be determined by using  $V_p$  and  $V_p/V_s$  seismic tomography, which is fundamental to understanding seismic patterns, and seismic segmentation and determining the frictional behavior in subduction zones.



## Near-Field Spectra of Large Earthquakes

RAUL MADARIAGA,<sup>1</sup>  SERGIO RUIZ,<sup>2</sup> EFRAIN RIVERA,<sup>2,3</sup> FELIPE LEYTON,<sup>4</sup> and JUAN CARLOS BAEZ<sup>4</sup>

**Abstract**—We have studied the spectra of large subduction earthquakes in Chile at short epicentral distances. In this work, we concentrate on the  $M_w$  8.2, Iquique earthquake of 1 April 2014. For such a large event, in most stations we cannot separate P and S waves; which arrive very close together and interfere to produce the static displacement field. We find that the displacement spectra observed in all the accelerograms are significantly different from the usual far-field Brune spectrum. Displacement spectra have clear  $\omega^{-1}$  decay at low frequencies that we prove to be associated with the dominant role of near and intermediate field waves in the ground motion. The origin of the  $\omega^{-1}$  decay is that at short distances, displacement contains a finite static displacement. We confirm this spectral behavior by comparing the spectra computed from accelerograms integrated to velocity with co-located GNSS recordings. Both spectra are flat at low frequencies and the low-frequency asymptote of the velocity spectrum is proportional to the static displacement determined from GNSS. We explore the transition from these near-field records to far-field ones and find that the usual  $\omega^{-2}$  spectrum appears only at large distances compared to the size of the dynamic rupture zone. For large earthquakes, the displacement spectra have a term proportional to the moment spectrum and another proportional to moment rate spectrum. The term proportional to moment dominates the low-frequency behavior of accelerograms in the near and intermediate field, so that they do not follow the  $\omega^{-2}$  decay of the moment rate spectrum.

**Key words:** Earthquakes, Chile, seismic spectra.

### 1. Introduction

Large earthquakes in subduction zones are particularly dangerous because they produce extensive

damage, but their spectral characteristics in the near field have been only recently studied because of lack of local unclipped data. In Chile, we can use a combination of new geodetic and acceleration data to study the waves radiated by large earthquakes at low frequencies in addition to the best known high frequencies.

Northern Chile is an active seismic zone, where large-magnitude earthquake occur frequently (Ruiz and Madariaga 2018). The intraplate intermediate-depth event of 2005 Tarapacá  $M_w$  7.8 (Delouis and Legrand 2007; Peyrat et al. 2006) prompted the deployment of seismological stations within the Integrated Plate Boundary Observatory Chile—IPOC, a multi-component network created by German, French and Chilean researchers (IPOC 2006). Since then, northern Chile earthquakes have been well recorded by GNSS, broadband and strong motion stations located on hard rock sites (Leyton et al. 2018a, b; Báez et al. 2018). The first large earthquake after the installation of IPOC was the  $M_w$  7.7 Tocopilla earthquake of 2007 (Delouis et al. 2009; Peyrat et al. 2010; Schurr et al. 2012; Fuenzalida et al. 2013). Lancieri et al. (2012) studied the spectral characteristics of this earthquake and its aftershocks. They found that all aftershocks had a typical  $\omega^{-2}$  spectrum (Aki 1967; Brune 1970; Madariaga 1976; Madariaga and Ruiz 2016). The main shock, on the other hand, had a different kind of spectrum that diverged at low frequencies, increasing like  $\omega^{-1}$ . At that time few accelerometers were available and these authors proposed that this behavior was probably due to near-field waves, but that it could also be due to the complexity of this double event. These observations suggested that the ground motion spectrum of large Chilean earthquakes was different in the near and intermediate field from the usual  $\omega^{-2}$  spectrum.

<sup>1</sup> Laboratoire de Géologie, PSL Université, Ecole Normale Supérieure and CNRS, 24 rue Lhomond, 75230 Paris Cedex 05, France. E-mail: madariag@geologie.ens.fr

<sup>2</sup> Department of Geophysics, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.

<sup>3</sup> Department of Geology, Universidad de Chile, Plaza Ercilla, Santiago, Chile.

<sup>4</sup> Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile.