



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

SIMULACIÓN ESTOCÁSTICA DE MOVIMIENTO FUERTE EN LA CUENCA DE
SANTIAGO CONSIDERANDO UN TERREMOTO INTRAPLACA DE PROFUNDIDAD
INTERMEDIA 7.8MW EN EL CENTRO DE CHILE

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

EDDEN CHRISTIAN FLORES GUERRA

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAIME CAMPOS MUÑOZ
FELIPE LEYTON FLÓREZ
HERNANDO TAVERA HUARACHE

Este trabajo ha sido financiado por la BECA DE DOCTORADO NACIONAL de la
Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo ANID-PFCHA/Doctorado
Nacional/2018-21181991

SANTIAGO DE CHILE
2024

Resumen

En la actualidad, el estudio y conocimiento de los terremotos intraplaca de profundidad intermedia (IID) no está completamente entendido, lo que dificulta su caracterización. Los terremotos IID han causado daños significativos en las ciudades que se encuentran en la zona epicentral, tal como ocurrió con el Terremoto de Chillán de 1939 en Chile. Por esta razón, es necesario modelar un terremoto IID, similar al terremoto de Chillán, 7.8Mw, que ocurra bajo Santiago.

El análisis realizado en esta tesis, se divide en dos partes, un análisis retroactivo en el cual se simula estocásticamente los registros de aceleración de 12 eventos IID con magnitudes entre 4.5 y 5.7Mw, que ocurrieron cerca de Santiago (distancia epicentral $< 100\text{km}$). De estas simulaciones se ajusta algunos parámetros como: la función de la envolvente, la función de amplificación del suelo, caída de esfuerzos, kappa, factor de calidad, amortiguamiento, etc. y que permitan tener resultados confiables. Debido a que cerca de Santiago no ha ocurrido un Terremoto IID de magnitud importante se simuló un terremoto similar al evento de Tarapacá del 2005 de magnitud 7.8Mw. El segundo análisis se denomina prospectivo y se simula los registros de aceleración para 12 posibles escenarios de terremotos IID de 7.8Mw debajo/cerca de Santiago.

Los resultados para la simulación del terremoto de Tarapacá muestran un buen ajuste en los registros de aceleración de sus tres componentes, tanto en su forma de onda y valores de PGA, excepto en la componente vertical de la estación de PICA, donde se observa que el registro simulado subestima las amplitudes del registro real. Los resultados de los escenarios de un terremoto IID de magnitud 7.8Mw en la cuenca de Santiago muestran valores altos de PGA muy cerca de $1g$ en 6 de los 12 escenarios planteados y tienen 2 condiciones críticas: distancias hipocentrales menor a 130km y Tipo de suelo B o C, lo que implica y corrobora el rol importante que tienen estos parámetros en la simulación de los registros de movimiento fuerte.

*Este trabajo de investigación esta dedicado a todas las personas que me apoyaron y
confiarón en su culminación.*

Agradecimientos

El desarrollo de esta tesis, así como el poder realizar el programa de doctorado en Ciencias mención Geología ha sido posible gracias al financiamiento de una Beca del Departamento de Geofísica (el primer año) y luego finalizada por la BECA DE DOCTORADO NACIONAL de ANID (Conicyt). Agradezco al Profesor Sergio Ruiz por guiar esta tesis y muchísimo más por su amistad incondicional, apoyo académico y personal durante todo el programa, además de nunca mostrar ni un día, ni en un momento cansancio, al contrario, siempre transmitiendo buena energía, siendo un ejemplo para todos sus alumnos de magister y postgrado. Un agradecimiento especial al Dr. H. Tavera con quien trabaje en el Instituto Geofísico del Perú por más de 6 años y donde inicié mi carrera como sismólogo e investigador, me enseñó bastantes cosas en todos los aspectos, tanto, en los personales, académicos y laborales compartiendo sus conocimientos así como ofreciéndome su apoyo en momentos inciertos. Agradezco, también a los profesores J. Campos, F. Leyton, E. Contreras, J. Ruiz entre otros, así como los diferentes profesionales que trabajan en el departamento de Geofísica (p. ej. Srta. Elvira), Geología (p. ej. Srta. Maritza) y CNS, ya que siempre estuvieron disponibles para cualquier duda, apoyo logístico y sobre todo el trato personal muy jovial y fortalecedor. Gracias a los compañeros (as) de la oficina, de los cuales aprendí muchísimo, todos me enseñaron cosas de mucho valor tanto en el ámbito académico y personal. El orden de las menciones está determinado de manera cronológica, muchas gracias Cristian O., Carlos H., Efraín R., Javier O., Miguel S., Francisco P., Leoncio C. Kellen, Frank, etc.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Problema de investigación	1
1.2. Antecedentes	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	5
1.3. Estructura de la Tesis	5
2. Antecedentes	6
2.1. Introducción	6
2.2. Terremotos intraplaca de profundidad intermedia (IID)	7
2.2.1. Distribución temporal de terremotos IID	8
2.2.2. Algunos terremotos IID de gran magnitud	9
2.2.3. Terremoto de Chillán, 1939 (Chile)	9
2.2.4. Terremoto de Tarapacá, 2005 (Chile)	11
2.2.5. Terremoto de Kushiro-Oki, 1993 (Japón)	13
2.3. Características importantes de los terremotos IID	14
2.3.1. Ley de Gutenberg-Richter	14
2.3.2. Ley de Omori	15
2.3.3. Atenuación sísmica	16
2.3.4. Caída de esfuerzos	17
2.3.5. Eficiencia de radiación	19

2.3.6.	Control de la tasa de sismicidad de los terremotos IID	20
2.3.7.	Zona sísmica doble en la sismicidad IID	20
2.4.	Mecanismo físico de los terremotos IID	21
2.4.1.	Mecanismo de debilitamiento por deshidratación (MDD)	22
2.4.2.	Mecanismo de fallamiento por transformación (MFT)	24
2.4.3.	Mecanismo de cizallamiento térmico auto-localizado (MCTA)	24
2.4.4.	Transferencia de esfuerzos asistido por deshidratación (MTEAD)	26
2.5.	Registros de movimiento fuerte	28
2.5.1.	Caracterización y parametrización del movimiento fuerte	28
2.5.2.	Aceleración máxima o PGA (peak ground acceleration)	29
2.5.3.	Espectro de respuesta o RS (response spectrum)	29
2.5.4.	Espectro de amplitud de fourier o FAS (Fourier amplitude spectrum)	30
2.5.5.	Duración	32
2.6.	Métodos para la simulación de registros del movimiento fuerte del suelo	33
2.6.1.	Métodos empíricos	33
2.6.2.	Métodos de caja negra	34
2.6.3.	Métodos físicos	35
2.6.4.	Métodos híbridos	37
3.	Método estocástico de fuente finita	39
3.1.	Introducción	39
3.2.	Antecedentes	39
3.3.	Esquema de la aplicación del método estocástico	40
3.4.	Funciones importante usadas en la simulación estocástica	43
3.4.1.	Patrón de radiación (PR)	43
3.4.2.	Partición de la energía (PE)	44
3.4.3.	Superficie libre (SF)	45
3.4.4.	Momento sísmico parcial (M)	47

3.4.5.	Forma funcional del espectro de la fuente (O)	47
3.4.6.	Atenuación geométrica (G)	48
3.4.7.	Atenuación anelástica (QA)	48
3.4.8.	Frecuencia de esquina dinámica (fij)	49
3.4.9.	Función de la atenuación del espectro en alta frecuencia (Dk)	50
3.4.10.	Tipo de movimiento (I)	50
3.4.11.	Función de factor de amplificación (Amp)	50
4.	Datos de movimiento fuerte y parámetros de la fuente sísmica	52
4.1.	Catálogo sísmico	52
4.2.	Registros de movimiento fuerte	52
4.3.	Mecanismos focales	54
4.4.	Evaluación y selección de otros parámetros para la simulación	54
4.4.1.	Evaluación del parámetro de constantes de factor de calidad para la Onda P y S (Qop y Qos)	56
4.4.2.	Evaluación del parámetro gamma (gmm)	56
4.4.3.	Elección del modelo de distribución de deslizamiento	56
4.4.4.	Evaluación caída de esfuerzos (stress drop)	57
4.4.5.	Evaluación de las constantes de la envolvente (FT, N, E)	57
4.4.6.	Evaluación del Tipo de Suelo para las estaciones evaluadas	57
5.	Resultados	59
5.1.	Simulación de los eventos IID de magnitud moderada	59
5.1.1.	El evento del 2015/07/07 (5.2 Mw)	59
5.1.2.	El evento del 2016/04/14 (5.1 Mw)	62
5.1.3.	El evento del 2017/08/02 (5.4 MW)	65
5.1.4.	El evento del 2017/08/21 (4.5 MW)	67
5.1.5.	El evento del 2018/05/02 (4.8 MW)	70
5.1.6.	El evento del 2019/11/22 (5.0 MW)	73

5.1.7.	El evento del 2020/05/23 (5.2 MW)	76
5.1.8.	El evento del 2021/01/24 (5.7 MW)	78
5.1.9.	El evento del 2021/10/26 (4.8 MW)	81
5.1.10.	El evento del 2021/11/03 (5.8 MW)	83
5.1.11.	El evento del 2022/08/18 (5.5 MW)	86
5.1.12.	El evento del 2022/11/08 (5.3 MW)	89
5.2.	Evento de magnitud importante	92
5.2.1.	Simulación del Terremoto de Tarapacá 2005/06/13 (7.8 MW)	92
5.3.	Escenarios de terremotos IID de magnitudes importantes cerca a Santiago	95
5.3.1.	Simulación del escenario 20150700 (7.8 MW)	96
5.3.2.	Simulación del escenario 20160400 (7.8 MW)	96
5.3.3.	Simulación del escenario 20170800 (7.8 MW)	98
5.3.4.	Simulación del escenario 20170808 (7.8 MW)	98
5.3.5.	Simulación del escenario 20180500 (7.8 MW)	100
5.3.6.	Simulación del escenario 20191100 (7.8 MW)	102
5.3.7.	Simulación del escenario 20200500 (7.8 MW)	102
5.3.8.	Simulación del escenario 20210100 (7.8 MW)	104
5.3.9.	Simulación del escenario 20211000 (7.8 MW)	104
5.3.10.	Simulación del escenario 20211100 (7.8 MW)	105
5.3.11.	Simulación del escenario 20220800 (7.8 MW)	107
5.3.12.	Simulación del escenario 20221100 (7.8 MW)	107
5.4.	Resumen de los 12 escenarios simulados	109
5.4.1.	Evaluación de las diferencias en los valores de PGA	109
5.4.2.	Resumen de valores promedio de PGA	113
6.	Discusiones	115
7.	Conclusión	117

Bibliografia	127
Anexo	128

Índice de Tablas

4.1. Parámetros sísmicos (fecha, tiempo, hipocentro y magnitud) de los sismos de IID encontrados en el catálogo sísmico del CSN para el periodo 2015-2022 y dentro de un área circular con radio de 100km desde el centro de Santiago.	53
4.2. Código de eventos IID evaluados y el número de estaciones con registros de aceleración disponibles en las redes sísmicas RMXX y MTXX, donde XX toma valores de 01 a 21.	54
4.3. Mecanismos focales de los planos 1 y 2, para los 12 eventos IID seleccionados (Fuente: USGS).	55
4.4. Valores de caída de esfuerzos utilizados para cada evento IID	57
4.5. Lista de las estaciones localizadas dentro de un área circular con un radio de 100km desde el centro de Santiago y su clasificación del tipo de suelo. Los valores VSz30 son inferidos desde datos del CSN y Pozo et al. (2023) (VSz30*).	58
5.1. Evaluación de la simulación para el evento 20150707 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	61
5.2. Evaluación de la simulación para el evento 20160414 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	62
5.3. Evaluación de la simulación para el evento 20170802 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	67

5.4.	Evaluación de la simulación para el evento 20170821 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	68
5.5.	Evaluación de la simulación para el evento 20180502 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	72
5.6.	Evaluación de la simulación para el evento 20191122 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	75
5.7.	Evaluación de la simulación para el evento 20200523 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	78
5.8.	Evaluación de la simulación para el evento 20210124 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	80
5.9.	Evaluación de la simulación para el evento 20211026 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	83
5.10.	Evaluación de la simulación para el evento 20211103 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	85

5.11. Evaluación de la simulación para el evento 20220818 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Accept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	88
5.12. Evaluación de la simulación para el evento 20221108 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Accept.) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$	89
5.13. Resumen de la relación entre valores de PGA observados y simulados para todos los eventos (12) y componentes (3) de las estaciones simuladas. “Ac” indica que la relación es aceptable $ \ln(\text{obs}/\text{simu}) < 0.7$; “-1” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 1 factor y menor a 2 factores del valor de PGA del registro simulado ($0.7 < \ln[\text{obs}/\text{simu}] < 1.1$) ; “+1” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 1 factor y menor a 2 factores del valor de PGA del registro observado ($-0.7 > \ln[\text{obs}/\text{simu}] > -1.1$); “-2” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 2 factores del valor de PGA del registro simulado ($\ln[\text{obs}/\text{simu}] > 1.1$); “+2” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 2 factores del valor de PGA del registro observado ($\ln[\text{obs}/\text{simu}] < -1.1$).	93

Índice de Ilustraciones

1.1. Daños causados en las estructuras por el Terremoto de Chillán de 1939. a) Calle Roble, Chillán (1910) de Moya & Sanhueza (2002) y b) Calle Roble, Chillán (1939) de Torrent (2016).	2
1.2. Distribución de estaciones que registraron el movimiento fuerte del Terremoto de Tarapacá 2005 (7.8Mw). El epicentro es representado por la estrella roja y las estaciones sísmicas por el triángulo invertido azul. Los trazos negros son los registros de aceleración de la componente EW y los valores de PGA se muestran al final de cada registro.	4
2.1. a) Distribución espacial global de terremotos IID (1964 al 2015) con magnitudes $m_b \geq 4.5$ y profundidades entre 70-300 km. b) Distribución de terremotos IID en Perú y Chile para el periodo de 1964 al 2015. Imagen modificada de: Boneh et al. (2019).	7
2.2. Distribución espacial de terremotos con magnitudes ≥ 8 Mw superficiales (rojo: con profundidades menores a 70km), intermedios (azul: con profundidades entre 70-300) y profundos (negro: con profundidades mayores a 300km) para el periodo de 1900 al 2022 (Fuente: NEIC).	8
2.3. Distribución de la tasa anual de sismicidad global con respecto a la profundidad a intervalos de cambio de 10km (Fuente: Green II (2005)).	9
2.4. Calle El Roble, Chillán antes (a) y después (b) del terremoto de Chillán 7.8Mw en 1939 (Moya & Sanhueza, 2002; Torrent, 2016)	10
2.5. Isosistas para el terremoto de Chillán 7.8Mw de 1939 (Moya & Astroza, 2002)	11
2.6. Registros de aceleración horizontal (EW) del Terremoto de Tarapacá 7.8Mw, 2005. Los triángulos azules representan las estaciones y a su lado izquierdo están los códigos de las estaciones y a su debajo los valores de PGA (g) (Moya & Sanhueza, 2002)	12
2.7. Valores-b para un perfil sísmico en el norte de Chile con un ancho del perfil desde los 20.5°S hasta los 21.5°S (Folesky, 2024)	14

2.8. Distribución del número de réplicas ($m_b \geq 4.5$) con relación a las profundidades de los eventos principales para el periodo 1976-2020 a nivel mundial (Wimpenny et al., 2023)	16
2.9. Curvas de atenuación ilustradas para diferentes tipos de terremotos. a) Terremotos interplaca e intraplaca con magnitudes de 7Mw y con profundidades focales de 20km y 100km, respectivamente. Los valores de PGA para el evento intraplaca es cerca de 1.8 veces más grande que el del interplaca. b) Terremotos interplaca e intraplaca con magnitudes de 7Mw y con profundidades focales de 30km y 100km, respectivamente. Los valores de PGA para el evento intraplaca es cerca de 1.8 veces más grande que el del interplaca (Fig. modificada de Si & Midorikawa (2000))	17
2.10. Distribución de caída de esfuerzos en el norte de Chile para una vista en planta (izquierda) y para 5 perfiles EW (derecha) con un ancho de 1° de latitud. Los colores azul y rojo son para caídas de esfuerzos bajos y altos, respectivamente. (Fig. modificada de Folesky (2024))	18
2.11. Distribución global de la eficiencia de radiación de terremotos ($m_b > 5.5$) IID y profundos para el periodo 2000-2016. (Fig. de Poli & Prieto (2016))	19
2.12. Relación entre las tasas de sismicidad de profundidad intermedia con las zonas de daño, cuantificada por la ocurrencia de fallas superficiales causadas por la curvatura de la placa subductada (Fig. de Boneh et al. (2019))	20
2.13. Perfiles sísmicos en el norte de Japón donde se observa claramente la zona sísmica doble (Fig. de Yamasaki & Seno (2003))	21
2.14. Esquema general del procesos de subducción de la corteza oceánica con hidruros (Hacker et al., 2003).	23
2.15. Esquema de los limites de las más importantes fases de transformación dentro de la corteza oceánica subductante (Hacker et al., 2003).	25
2.16. a) Observación de campo de vena de falla de pseudotaquilita exhumada en el grabo de Krakenes, el cual se cree se formó entre 48-90km de profundidad y 600-800 C de temperatura, condiciones relacionadas a terremotos de profundidad intermedia. b-e) Esquemas de fuga térmica auto-localizada con las regiones con fusión completa marcadas en rojo (Zhan, 2020).	26
2.17. Representación esquemática del mecanismo de transferencia de esfuerzos causado por deshidratación (Ferrand et al., 2017)	27
2.18. Comparación de valores de PGA entre eventos interplaca y intraplaca de profundidad intermedia con magnitudes similares (6.8MW)	30

2.19.	Ilustración del concepto de espectro de respuesta. En azul: desplazamiento (imagen superior derecha) y aceleración (imagen inferior derecha) del suelo. En rojo (imagenes de la izquierda): respuesta en desplazamiento de osciladores con 1 g.l. para diferentes periodos naturales (T). El desplazamiento máximo de cada oscilador se representa frente a su T natural para construir el espectro de respuesta de desplazamiento relativo (centro derecha). Para T muy elevados la respuesta imita el desplazamiento del suelo; para T muy pequeños imita la aceleración del suelo (Figura de: Bommer & Boore (2004)).	31
2.20.	Ilustración de medidas de duración del registro TCU075-EW. a) Registro de aceleración original, b) duración acotada, c) duración uniforme y d) duración significativa (Figura de: Guo et al. (2018))	32
3.1.	Diagrama del método de simulación estocástica de falla finita. a) Ruido blanco aleatorio. b) Ruido blanco modulado en el tiempo. c) Ruido blanco modulado en el dominio de la frecuencia. d) Ruido blanco modulado normalizado para espectros de Brune y convolucionado con la función A (ec. 3.2). e) Series temporales de ondas Radiales y Tangenciales de ruido blanco modulado. f) Series temporales rotadas en componentes EW, NS y Z. g) Registros simulados para estaciones PISA (Terremoto Tarapacá 2005, 7.8Mw). h) Registros observados para estaciones PISA. i) Vista de perfil de la trayectoria de la onda desde una subfuente a 8 estaciones para el terremoto de Tarapacá 2005. j) Diferentes simulaciones usando diferentes tipos de suelo A, B y C. k) Comparación de los espectros de (j) y el registro observado para la estación PISA.	41
4.1.	Ubicación de sismos de profundidad intermedia encontrados en el catálogo sísmico del CSN para el periodo 2015-2022 y dentro de área de un radio de 111km alrededor de Santiago.	53
4.2.	Mecanismo Focal (plano 1) de los 12 eventos IID con magnitud moderada, ubicados cerca y alrededores de la Región Metropolitana de Santiago y que serán simulados con el método estocástico.	55
5.1.	Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20150707 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R05M, R14M, R18M y R19M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	60
5.2.	Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 9 estaciones disponibles para el evento 20150707.	61

5.3.	Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20160414 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R02M, R12M, R19M y MT09, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	63
5.4.	Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 10 estaciones disponibles para el evento 20160414.	64
5.5.	Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20170802 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R02M, R12M, R13M y MT01, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	66
5.6.	Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 9 estaciones disponibles para el evento 20170802.	68
5.7.	Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20170821 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R13M, R18M, R20M y R21M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	69
5.8.	Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 7 estaciones disponibles para el evento 20170821.	70

5.9. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20180502 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R05M, R10M, R14M y R18M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	71
5.10. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 15 estaciones disponibles para el evento 20180502.	73
5.11. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20191122 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R10M, R12M, R13M y R18M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	74
5.12. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 14 estaciones disponibles para el evento 20191122.	76
5.13. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20200523 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R12M, R13M, R14M y R20M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	77
5.14. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 8 estaciones disponibles para el evento 20200523.	78

5.15. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20210124 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R13M, R14M, MT02 y MT14, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	79
5.16. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 17 estaciones disponibles para el evento 20210124.	81
5.17. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20211026 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R10M, R13M, R17M y R18M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	82
5.18. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 5 estaciones disponibles para el evento 20211026.	83
5.19. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20211103 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R02M, MT09, MT10 y MT15, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	84
5.20. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 15 estaciones disponibles para el evento 20211103.	86

5.21. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20220818 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R06M, R13M, R17M y MT14, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	87
5.22. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 12 estaciones disponibles para el evento 20220818.	88
5.23. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20221108 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R19M, MT01, MT13 y MT15, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) $ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $ \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 0.7$	90
5.24. Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 9 estaciones disponibles para el evento 20221108.	91
5.25. Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) en sus 3 componentes EW, NS y Z en a). b) y c) respectivamente para el Terremoto de Tarapacá 2005 (7.8Mw). Los valores de PGA para los registros observados y simulados son observados al final de cada registro. d) comparación de los registros (parte superior) y sus espectros (parte inferior) para las estaciones PICA, IQU1,CUYA, y ARI2. e) Curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, donde se muestra el grado de ajuste entre los simulados y observados, componente por componente.	94
5.26. Relación de valores de PGA promedios $[PGA(ew) + PGA(ns) + PGA(z)]/3$ entre los registros observados y simulados de las 7 estaciones ubicadas más cerca al Terremoto de Tarapacá 2005, 7.8 MW.	95
5.27. Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20150700 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20160400 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.	97

5.28. Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20170800 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20170808 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.	99
5.29. Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20180500 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20191100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.	101
5.30. Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20200500 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20210100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.	103
5.31. Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20211000 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20211100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.	106
5.32. Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20220800 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20221100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.	108
5.33. Resumen de los valores de PGA para las componentes EW, NS y Z, de los 12 escenarios simulados (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo).	109
5.34. Resumen de los valores promedio de PGA para los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo), pero con el mismo mecanismo focal para todos los escenarios. a) Mecanismo focal con strike 180° y dip de 0°. b) Mecanismo focal con strike 180° y dip de 45°. c) Mecanismo focal con strike 180° y dip de 90°.	110
5.35. Resumen de los valores promedio de PGA para los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo), pero con el mismo mecanismo focal para todos los escenarios. a) Mecanismo focal con strike 90° y dip de 0°. b) Mecanismo focal con strike 90° y dip de 45°. c) Mecanismo focal con strike 90° y dip de 90°.	111

5.36. Resumen de los valores promedio de PGA para los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo), pero con el mismo mecanismo focal para todos los escenarios. a) Mecanismo focal con strike 45° y dip de 0°. b) Mecanismo focal con strike 45° y dip de 45°. c) Mecanismo focal con strike 45° y dip de 90°	112
5.37. Resumen de los valores promedio de PGA de los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) simulados en la cuenca de Santiago, en total se simulo 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo).	114

Capítulo 1

Introducción

1.1. Problema de investigación

Los terremotos intraplaca de profundidad intermedia (IID) en Chile y otras partes del mundo tienen características muy diferentes a los terremotos interplaca, por ejemplo, valores más altos de PGA (mayor contenido en alta frecuencia), mayor liberación de energía (mayor eficiencia de radiación), valores más altos de frecuencia de esquina y diferentes leyes de escala (Gutenberg-Richter, Atenuación de PGA, $\omega^{-\gamma}$) (Kausel, 1991; Barrientos et al., 1997; Ruiz, 2002; Moya & Sanhueza, 2002; Leyton et al., 2009, 2010; Poli & Prieto, 2016) lo que hace que sean más destructivos (Astroza et al., 2005) Sin embargo, la población está más alerta ante un terremoto interplaca de magnitud considerable ($M > 7.8$) y no ante los terremotos intraplaca, lo cual se debe a que históricamente los grandes terremotos interplaca ocurren frente a la costa y afecta centenares de km de largo (varias ciudades e incluso países), generan tsunamis y sobre todo a que tienen periodos de retorno menores. Además, no se cuenta con un catálogo histórico adecuado de terremotos IID, ya que algunos que sucedieron en el pasado han sido considerados como terremotos interplaca (Cisternas et al., 2012; Udías et al., 2012) por falta de información como registros sísmicos o ubicación y profundidad correctas, e incluso ignorar la existencia de este tipo de terremoto.

El terremoto que causó mayor mortalidad en Chile en toda su historia sísmica, fue el Terremoto de Chillán en 1939 (7.8Mw) el cual produjo más de 30 000 pérdidas de vidas humanas (Lomnitz, 1970; Beck et al., 1998; Moya & Sanhueza, 2002; Astroza et al., 2005), junto con el colapso de gran parte de las estructuras del pueblo de Chillán (Figura 1.1). Este evento ocurrió al Sur de Santiago de Chile y fue un terremoto IID y si lo comparamos con el último terremoto interplaca del 2010, el terremoto de Chillan causo 60 veces más víctimas.

Hasta la actualidad no se tiene ningún registro de un terremoto IID $M > 8$ en el centro de Chile. Por lo que para modelar la ocurrencia de un terremoto de este tipo bajo Santiago se deben usar técnicas indirectas. En este estudio, se usó el método estocástico (Boore, 1983; Beresnev & Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005; Otavola &



Figura 1.1: Daños causados en las estructuras por el Terremoto de Chillán de 1939. a) Calle Roble, Chillán (1910) de Moya & Sanhueza (2002) y b) Calle Roble, Chillán (1939) de Torrent (2016).

Ruiz, 2016) para simular los registros de movimiento fuerte y estimar los valores de PGA de terremotos IID que podrían ocurrir en un futuro en Santiago. Para esto primero, con el fin de evaluar la sensibilidad y el grado de certeza de la simulación del movimiento fuerte y valores de PGA obtenidos con el método, se realiza una simulación de los registros de movimiento fuerte de eventos IID moderados cerca de Santiago y luego del terremoto de Tarapacá del 2005 usando diferentes parámetros sísmicos (geometría de la falla, velocidad de ruptura, atenuación anelástica, atenuación del espectro, drop-stress, $\omega^{-\gamma}$, tipo de suelo, etc.) que caracterizan a la fuente, la trayectoria y el efectos de sitio para constreñir los registros de SM y así comprender mejor su comportamiento y saber la incertidumbre de los valores de PGA que podrían ocurrir en puntos/lugares importantes o localidades (Ciudades, Minas, Represas, Tanque de Relaves, Centrales Nucleares, etc.). Posteriormente, se simuló los registros de movimiento fuerte asumiendo diferentes escenarios y parámetros para un terremoto IID 7.8Mw debajo y cerca de Santiago para simular los registros de aceleración que podrían afectar a la ciudad de mayor población en Chile.

1.2. Antecedentes

En Chile ocurren diferentes terremotos con rangos de magnitudes y profundidades muy variable (Lomnitz, 1970; Ruiz & Madariaga, 2018). Los terremotos IID con magnitudes importantes $M \geq 7.8$ en Chile son poco frecuentes, en el norte de Chile ocurrieron en 1950 el Terremoto de Antofagasta 8.2Mw (Kausel & Campos, 1992) y en 2005 el Terremoto de Tarapacá 7.8Mw (Peyrat et al., 2006), en el Centro de Chile en 1939 el Terremoto de Chillán 7.8Mw. El Terremoto de Chillán de 1939 fue el que causó mayor mortalidad en la historia sísmica de Chile. En los últimos 68 años han ocurrido a nivel mundial 218 terremotos interplaca con magnitudes ≥ 7.8 Mw mientras que terremotos IID han ocurrido solo 27, lo cual indica una relación de 8 a 1. En la actualidad, no hay registros de aceleración de terremotos IID de gran magnitud en la región Metropolitana por lo que se utilizarán el terremoto de Tarapacá del 2005 Mw7.8 que fue registrado en Chile con una red de estaciones de movimiento fuerte (Figura 1.2).

1.2.1. Objetivo general

Con la finalidad de evaluar cómo podría ser el movimiento del suelo en la ciudad más importante de Chile, Santiago, ante un escenario de un terremoto de profundidad intermedia de 7.8Mw, se tiene el siguiente objetivo principal:

1. Simular los registros de aceleración sintéticos (valores de PGA y espectros de respuesta) para diferentes escenarios futuros de un Terremoto Intraplaca (Mw=7.8) de profundidad intermedia debajo de Santiago, ocupando el método estocástico de falla finita.

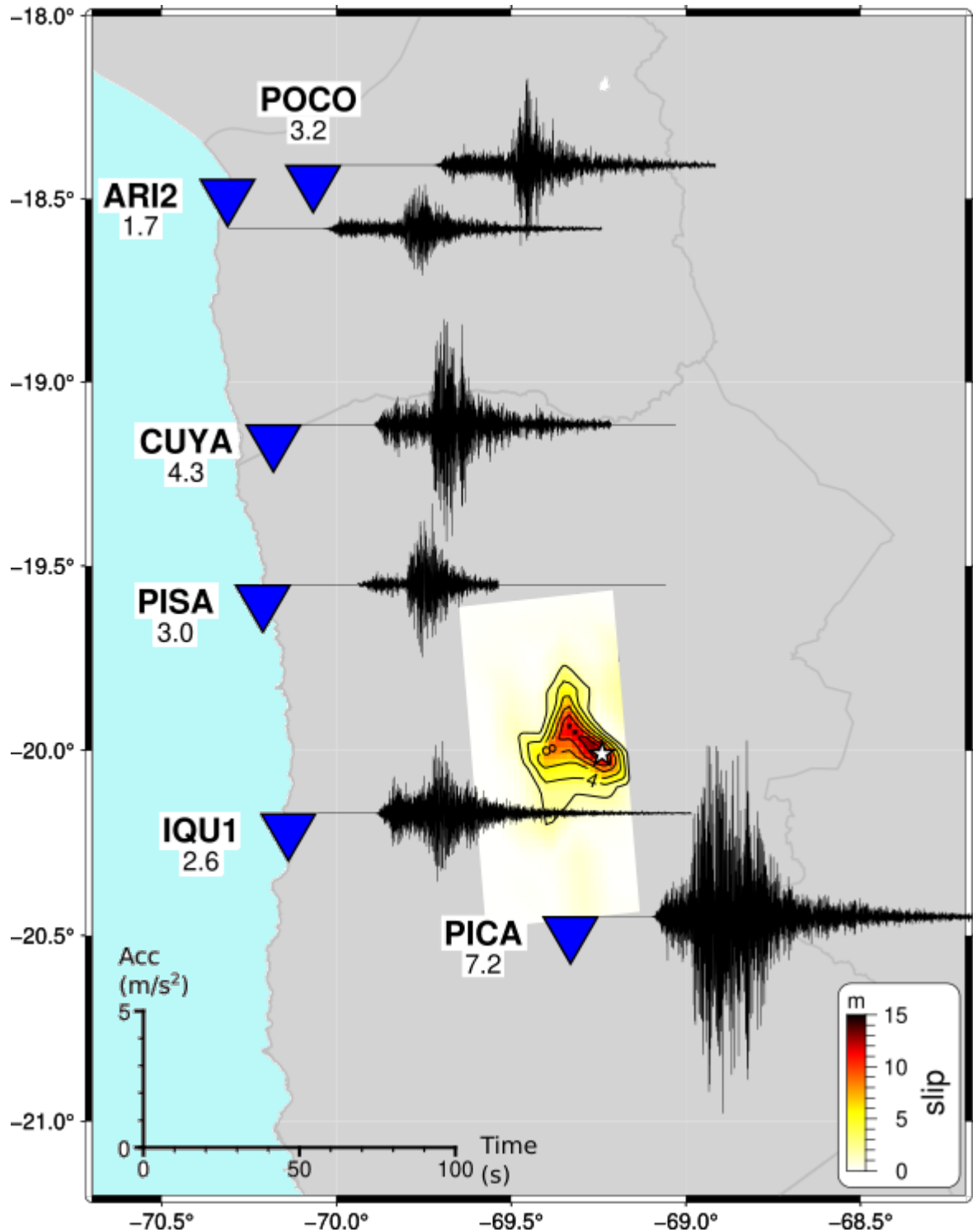


Figura 1.2: Distribución de estaciones que registraron el movimiento fuerte del Terremoto de Tarapacá 2005 (7.8Mw). El epicentro es representado por la estrella roja y las estaciones sísmicas por el triángulo invertido azul. Los trazos negros son los registros de aceleración de la componente EW y los valores de PGA se muestran al final de cada registro.

1.2.2. Objetivos específicos

Con la finalidad de comprobar que la metodología de simulación estocástica de falla finita usada para terremotos interplaca (Otarola & Ruiz, 2016) puede ser usada también en terremotos intraplaca de profundidad intermedia se modelarán:

1. 12 eventos de magnitud moderada entre 4.5-5.7Mw.
2. Un escenario similar al Terremoto de Tarapacá 2005 7.8Mw.

1.3. Estructura de la Tesis

La tesis ha sido estructurada de la siguiente manera:

Capítulo 2: En este Capítulo se hace un resumen del conocimiento general y actual que se tiene sobre los terremotos intraplaca de profundidad intermedia y los métodos de simulación del movimiento fuerte del suelo.

Capítulo 3: En este Capítulo se describe el método estocástico de falla finita que fue usada para la simulación de acelerogramas sintéticos.

Capítulo 4: En este Capítulo se hace un resumen del análisis de los datos: selección de eventos y búsqueda de los parámetros sísmicos necesarios para su simulación.

Capítulo 5: En este Capítulo se hace la simulación de los registros de aceleración de 12 eventos de profundidad intermedia de magnitud moderada entre 4.5-5.7Mw y el Terremoto de Tarapacá 7.8Mw. También se hace la simulación de 12 escenarios de terremotos IID 7.8Mw cerca de Santiago.

Capítulo 5: En este capítulo se discute los conocimientos actuales de los mecanismos físicos, características y procesos de ruptura relacionados a los terremotos IID.

Capítulo 6: Finalmente, se presenta las conclusiones de esta tesis.

Capítulo 2

Antecedentes

2.1. Introducción

Los terremotos intraplaca de profundidad intermedia (IID) en Chile y otras partes del mundo tienen características muy diferentes a los terremotos interplaca, tales como; valores más altos de PGA (Leyton et al., 2010), mayor contenido en alta frecuencia y mayor eficiencia de radiación (Leyton et al., 2009; Poli & Prieto, 2016); valores más altos de frecuencia de esquina (Leyton et al., 2009); valores más altos de caída de esfuerzos (Scholz, 1982; Kausel, 1991; Leyton et al., 2009); diferentes leyes de atenuación de aceleraciones y de escala de Gutenberg-Richter (Ruiz, 2002; Saragoni et al., 2004; Leyton et al., 2010; Idini et al., 2024). Esto hace que tengan un comportamiento muy diferente a los terremotos interplaca, causando mayor daño en infraestructuras y población (vidas humanas), siendo una prueba de esto el terremoto de Chillán en 1939 que fue el terremoto más destructivo, con casi 30 000 muertos, hasta la actualidad en Chile (Lomnitz, 1970; Beck et al., 1998; Moya & Sanhueza, 2002).

Otros estudios han mostrado que las propiedades y características de los terremotos IID varían de una región a otra (Saragoni et al., 2004), como por ejemplo; en Bucaramanga, Vrancea y Hindu Kush existen nidos de sismicidad intermedia (Prieto et al., 2012); algunas regiones con zonas sísmicas simples y otras con zonas sísmicas dobles (Dorbath et al., 2008; Yamasaki & Seno, 2003); predominio de fallas subhorizontales (Kiser et al., 2011; Malatesta et al., 2024); y variaciones en las tasas de sismicidad intermedia de una determinada región a otra (Boneh et al., 2019). A estas diferencias se les atribuyen como posibles causas; a la edad de la placa, velocidad de convergencia, presencia de fluidos y tipo de suelo en cada región. Por lo cual se amerita realizar más estudios sobre estos eventos para ampliar y profundizar su conocimiento, así como la evaluación y cuantificación de su peligro sísmico (Barrientos et al., 1997; Leyton et al., 2009).

Hasta la actualidad se han propuesto diferentes mecanismos físicos para los terremotos IID; fragilización por deshidratación, fallamiento por transformación, inestabilidades por ci-

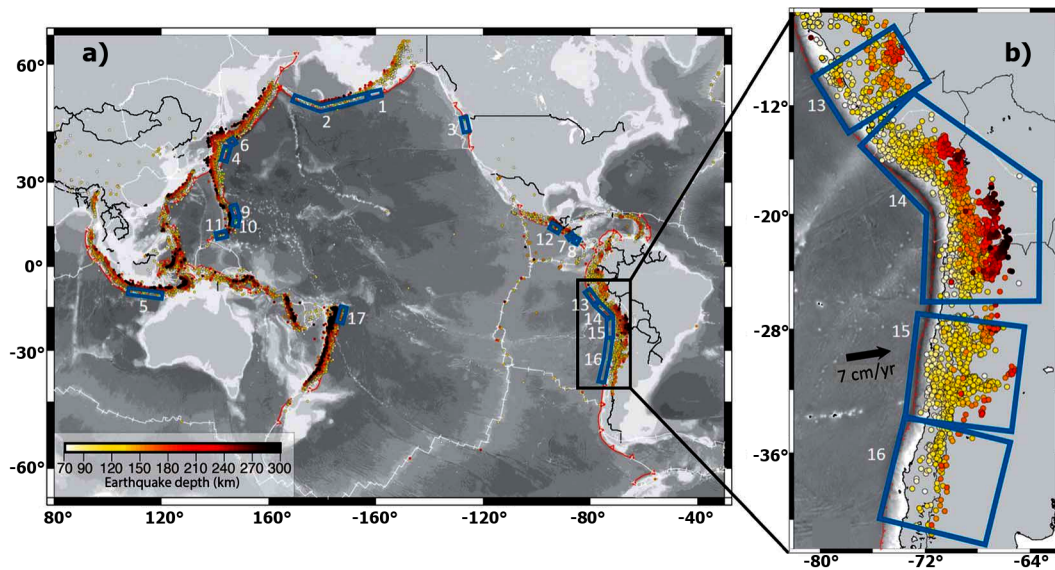


Figura 2.1: a) Distribución espacial global de terremotos IID (1964 al 2015) con magnitudes $m_b \geq 4.5$ y profundidades entre 70-300 km. b) Distribución de terremotos IID en Perú y Chile para el periodo de 1964 al 2015. Imagen modificada de: Boneh et al. (2019).

zallamiento térmico, y transferencia de esfuerzos causado por deshidratación, algunos de estos son capaces de explicar una de las características de los IID pero ninguna es capaz de explicarlas todas (Frohlich, 2006; Prieto et al., 2012; Wimpenny et al., 2023). Por último, se han propuesto mecanismos híbridos para explicar más de una característica de los terremotos IID.

2.2. Terremotos intraplaca de profundidad intermedia (IID)

Los terremotos IID ocurren alrededor del mundo en placas subductantes jóvenes y viejas a profundidades de 70-300km (Figura 2.1) y entre las isothermas de 400-850°C (Kelemen & Hirth, 2007; John et al., 2009; Zhan, 2020; Cabrera et al., 2021), donde se cree que no debería de funcionar el mecanismo de fallamiento frágil debido a las altas presiones de confinamiento que inhibirían el comportamiento frágil de la roca (Frohlich, 2006; Prieto et al., 2012; Wimpenny et al., 2023). Además, los terremotos IID presentan características peculiares, de una región a otra, en su distribución espacial con zonas sísmicas simples o dobles (Seno & Yamanaka, 1996; Yamasaki & Seno, 2003; Dorbath et al., 2008) y también en su distribución temporal o frecuencia con diferentes tasas de sismicidad (Boneh et al., 2019) y la identificación de nidos de IID en determinadas zonas como Vrancea, Bucaramanga y Hindu (Prieto et al., 2012). En las últimas décadas ha habido un avance importante en el conocimiento de los terremotos IID, los cuales han permitido avanzar en los posibles mecanismos físicos que estarían detrás de estos terremotos. A continuación, se hace una breve presentación de las más importantes características de los terremotos IID.

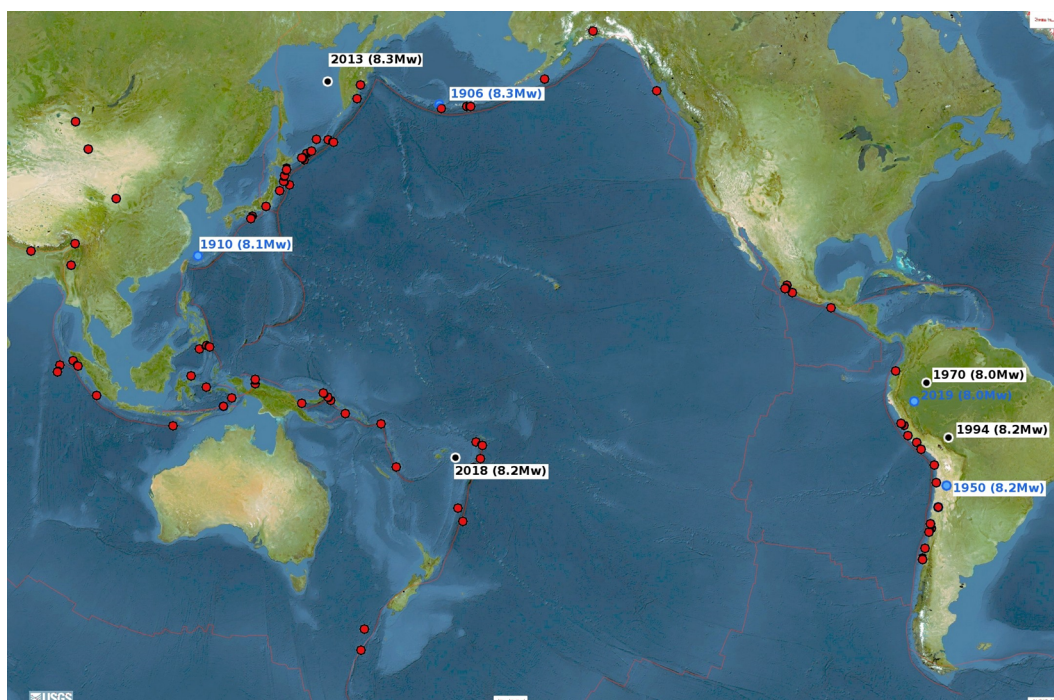


Figura 2.2: Distribución espacial de terremotos con magnitudes $\geq 8Mw$ superficiales (rojo: con profundidades menores a 70km), intermedios (azul: con profundidades entre 70-300) y profundos (negro: con profundidades mayores a 300km) para el periodo de 1900 al 2022 (Fuente: NEIC).

2.2.1. Distribución temporal de terremotos IID

A nivel mundial, los terremotos IID ocurren con muchísima menor frecuencia que los terremotos interplaca (Frohlich, 1989; Green & Houston, 1995; Boneh et al., 2019). En la Figura 2.2, se observa la sismicidad global de terremotos con magnitudes $Mw \geq 8.0$, para el periodo de 1900-2022. La relación de terremotos interplaca con los terremotos IID es de 60/4. Además, de los 4 terremotos IID con magnitud $\geq 8Mw$, 2 han ocurrido en Sudamérica, uno en el norte de Chile en 1950 (8.2Mw) y el otro en el norte de Perú en 1919 (8.0Mw). Por esta razón, su estudio y conocimientos sobre sus mecanismos físicos de ruptura, así como propiedades dinámicas de ruptura de los terremotos IID de gran magnitud están menos desarrollados que los estudios que se tiene para los terremotos interplaca.

En la Figura 2.3, se muestra la tasa anual de sismicidad con magnitud $m_b \geq 4.5$ en función de la profundidad (con un intervalos de incremento de 10km) a nivel mundial (Green II, 2005), en la cual se observa una relación aproximada de 100/10 entre la tasa promedio de la sismicidad de los terremotos superficiales y terremotos intermedios, lo cual verifica que efectivamente los terremotos IID ocurren con mucha menor frecuencia que los terremotos interplaca, tanto en grandes magnitudes como magnitudes menores.

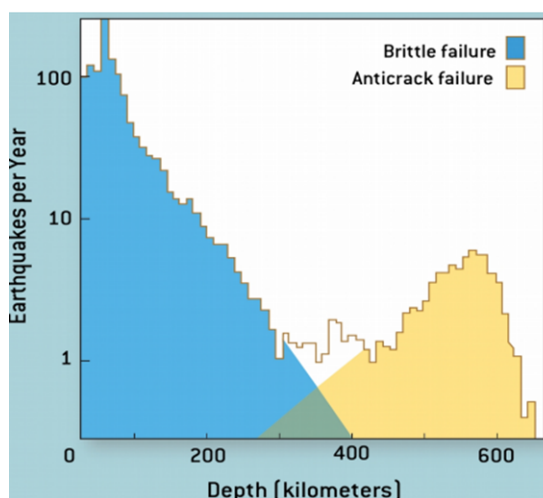


Figura 2.3: Distribución de la tasa anual de sismicidad global con respecto a la profundidad a intervalos de cambio de 10km (Fuente: Green II (2005)).

2.2.2. Algunos terremotos IID de gran magnitud

Los terremotos IID en Chile ocurren con mayor frecuencia en el norte y centro de Chile (Figura 2.1), con una diferencia importante en el norte, en el periodo instrumental se tiene la ocurrencia de dos importantes terremotos IID en el pasado, el Gran Terremoto de Calama 8.2Mw en 1950 (Kausel & Campos, 1992) y el Terremoto de Tarapacá 7.8Mw en 2005 (Rondinel-Oviedo, 2005; Peyrat et al., 2006; Delouis & Legrand, 2007; Kuge et al., 2010; Peyrat & Favreau, 2010), este último ha sido muy bien registrado por estaciones de movimiento fuerte, mientras que en el centro no se tiene información de un terremoto IID de gran magnitud ($M > 8$) hasta la actualidad, pero si el Terremoto de Chillán de 1939 (7.8Mw) y que fue el terremoto IID más destructivo (Campos & Kausel, 1990; Beck et al., 1998; Moya & Sanhueza, 2002) debido a las características de los terremotos IID, así como a que su epicentro se encontraba debajo y muy cerca del pueblo de Chillán que junto a la diversidad de tipos de suelo, en su mayoría suelos poco consolidado y estratificados característico en las regiones de valle central, causó la amplificación de las ondas sísmicas.

2.2.3. Terremoto de Chillán, 1939 (Chile)

El 24 de enero de 1939 a las 11:30pm (HL) ocurrió el terremoto de Chillan de magnitud 7.8Mw y profundidad 80-100km con epicentro localizado en la comuna de Quirihue y es el terremoto más mortal en toda la historia sísmica de Chile con más de 30 000 víctimas fatales (Lomnitz, 1970; Beck et al., 1998; Moya & Sanhueza, 2002). La ciudad de Chillán fue casi completamente destruida (Figura 2.4).

El área afectada fue extensa, desde Temuco en el sur hasta Curicó en el norte, aunque las ciudades que sufrieron mayor daño estuvieron en un área mucho menor conformada por



Figura 2.4: Calle El Roble, Chillán antes (a) y después (b) del terremoto de Chillán 7.8Mw en 1939 (Moya & Sanhueza, 2002; Torrent, 2016)

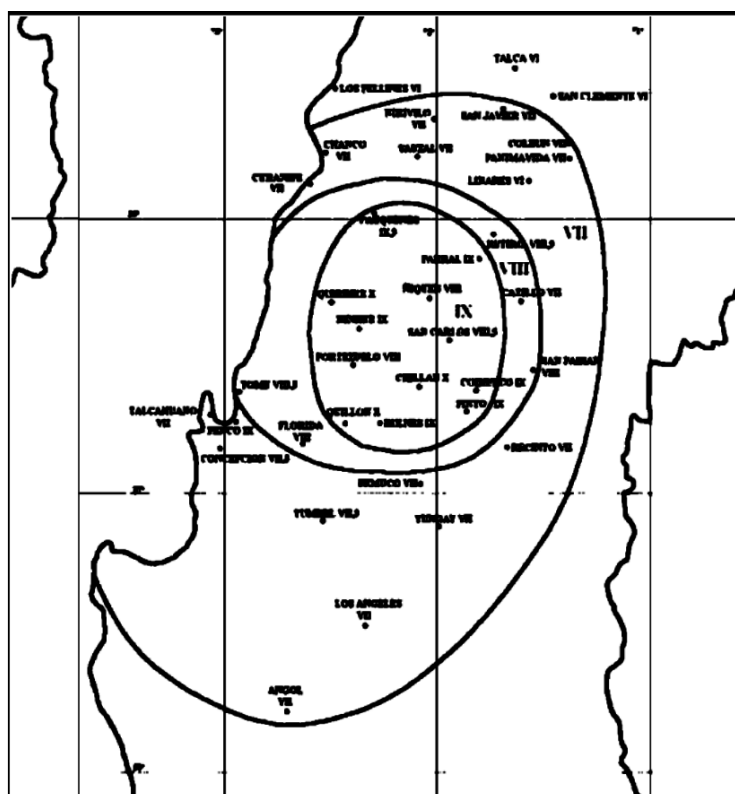


Figura 2.5: Isosistas para el terremoto de Chillán 7.8Mw de 1939 (Moya & Astroza, 2002)

Chillán, Cauquenes, Concepción, Los Ángeles y pueblos más pequeños aledaños (Figura 2.5).

El terremoto de Chillán significó un punto de inflexión en relación a las políticas y acciones para prevenir y orientar el manejo de eventos de este tipo de envergaduras en Chile, así como fomento la legislación de normas para las construcciones. En el aspecto académico y social tuvo consecuencias positivas extraordinarias con la creación de la mayoría de organizaciones que se ocupan de los desastres, como el SENAPRED en el año 1939, mientras que por otro lado, la ingeniería sísmica chilena tuvo un impulso importante, convirtiéndose en una de las mejores del mundo.

2.2.4. Terremoto de Tarapacá, 2005 (Chile)

El 13 de junio del año 2005 a las 18:44 (HL) ocurrió el terremoto de Tarapacá de magnitud 7.8Mw y profundidad 108km con epicentro localizado cerca de la comuna de Pica y causó 6 víctimas fatales y más de mil damnificados, así como una aceleración máxima horizontal de 0.72g en la estación de PICA (Peyrat et al., 2006; Delouis & Legrand, 2007). El área afectada abarcó a gran parte de las regiones del Norte Grande de Chile, especialmente la zona de Tarapacá (Figura 2.6).

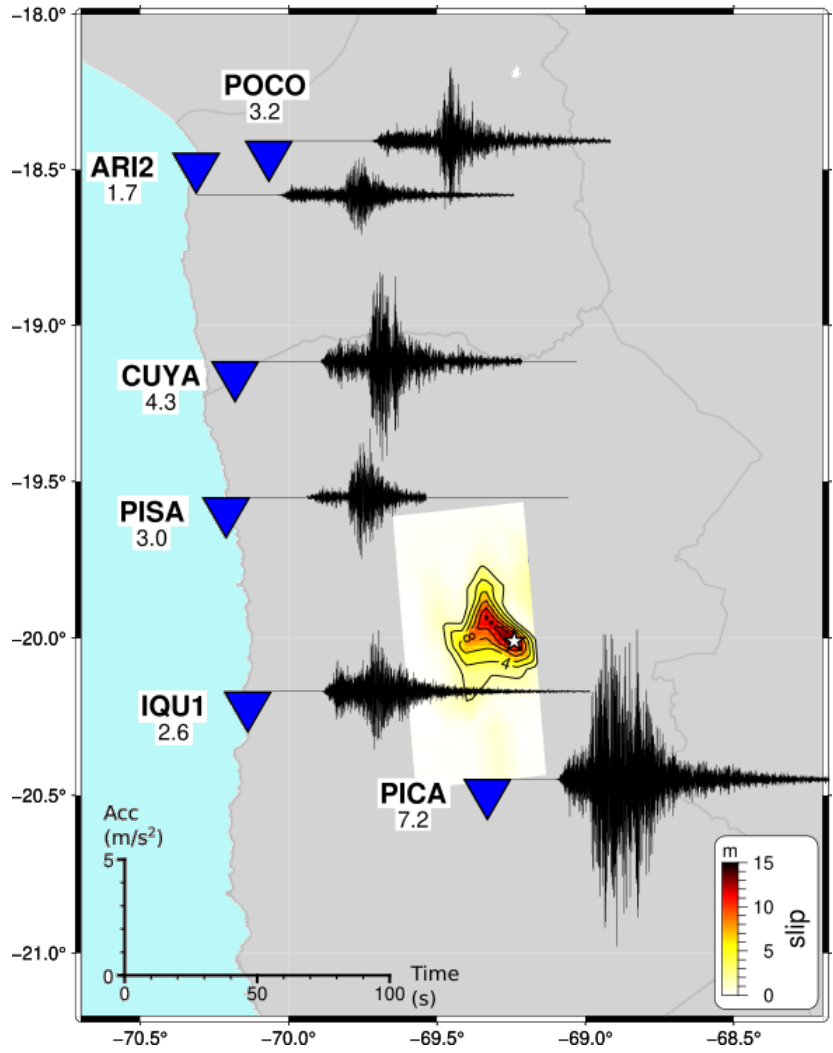


Figura 2.6: Registros de aceleración horizontal (EW) del Terremoto de Tarapacá 7.8Mw, 2005. Los triángulos azules representan las estaciones y a su lado izquierdo están los códigos de las estaciones y a su debajo los valores de PGA (g) (Moya & Sanhueza, 2002)

Kuge et al. (2010) examinaron el proceso de ruptura del terremoto de Tarapacá, 2005 con respecto a las características cinemáticas y dinámicas usando registros telesísmicos y regionales, con lo cual llegaron a las siguientes conclusiones:

El Terremoto de Tarapacá, 2005 tuvo un mecanismo tensional "Downdip".

La falla de ruptura fue subhorizontal y se caracterizó por presentar dos parches con altos deslizamientos y caída de esfuerzos, alineados en dirección EW.

La ruptura se inició en el parche ubicado al lado este y se propago de ahí hacia el parche del lado oeste, entre ambos parches se determinó una zona de caída de esfuerzos no-positiva y alto exceso de resistencia, lo que causó, una ruptura subsónica para que la ruptura se propague del parche este al oeste, pero radiando ondas sísmicas pequeñas.

Las características de ruptura del terremoto de Tarapacá pueden ser relacionados a la distribución heterogénea de fluidos debido a procesos de deshidratación, lo cual es característico en la zona sísmica doble del norte de Chile (Kuge et al., 2010).

2.2.5. Terremoto de Kushiro-Oki, 1993 (Japón)

Ide & Takeo (1996) examinaron el proceso de ruptura del terremoto de Kushiro-Oki, 1993 con respecto a las características cinemáticas y dinámicas usando registros telesísmicos y regionales, con lo cual llegaron a las siguientes conclusiones:

Dos condiciones de caída de esfuerzos negativos han sido usadas en el modelamiento dinámico 3D: 1.- el SD negativo es elegido de tal manera que el deslizamiento dinámico sea correspondiente al deslizamiento cinemático y 2.- un criterio de desaceleración de la ruptura y deslizamiento en bajas velocidades es necesario para reproducir el deslizamiento cinemático.

La zona de ruptura se caracterizó por tener un alto valor de caída de esfuerzos, dentro del slab subductante entre la ZSD.

La ruptura se inicia en una zona donde la caída de esfuerzos y exceso de resistencia son bastante bajos, ya que esta región, lo cual indicaba que se había liberado esfuerzos antes del evento principal pero no completamente.

Las réplicas ocurren en regímenes de alto exceso de resistencia.

La zona ubicada al oeste del hipocentro corresponde a una región con alto exceso de resistencia que actúa como barrera en contra de la propagación de la ruptura.

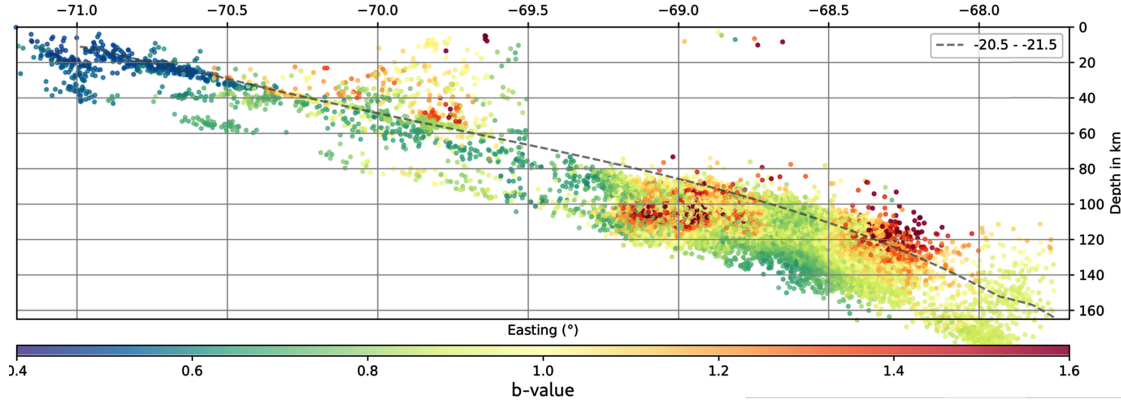


Figura 2.7: Valores-b para un perfil sísmico en el norte de Chile con un ancho del perfil desde los 20.5°S hasta los 21.5°S (Folesky, 2024)

2.3. Características importantes de los terremotos IID

2.3.1. Ley de Gutenberg-Richter

La distribución estadística del tamaño de los terremotos sigue una relación Gutenberg-Richter, el cual determina que, dentro de un área o región el número de pequeños sismos comparado al de los eventos grandes es fijado a una distribución de ley de poder mostrado en la ecuación Ec. 2.1.

$$\log N(M) = a - bM \quad (2.1)$$

Donde N es el número de sismos con magnitud igual o mayor a M , a es una constante que describe la productividad de los sismos y b (conocido también como valor-b) representa la razón de salto del número de sismos con gran magnitud a los de menor magnitud.

Algunos investigadores han relacionado las variaciones de los valores de b como una consecuencia de los parámetros termales del slab (Wiens & Gilbert, 1996; Wiens, 2001), localizaciones de esfuerzos de cizalla cerca de la región de la fuente (Scholz, 1968; Wyss et al., 1973; Wiemer & Wyss, 2002; Amitrano, 2003; Schorlemmer et al., 2005), el contenido de fluidos y los valores de caída de esfuerzos (Folesky, 2024). Prieto et al. (2012) obtienen altos valores-b 1.6 para terremotos IID en Bucaramanga, así también Folesky (2024) obtiene valores-b promedios de 1.5 para terremotos intermedios en el norte de Chile (Figura 2.7).

La sismicidad interplaca y intraplaca de profundidad intermedia no solo tiene una diferencia espacial del lugar donde estos ocurren, sino también tienen una diferencia temporal por la frecuencia con la que ocurren y puede ser avaluado con valores de “ b ” aplicando la ley de Gutenberg y Richter.

2.3.2. Ley de Omori

Las réplicas son las manifestaciones más obvias de cambios en las tasas de sismicidad, y reflejan la ruptura de fallas en respuesta a cambios en el estado de esfuerzos locales causado y seguido a grandes terremotos (King et al., 1994; Lin & Stein, 2004). La ocurrencia de terremotos con grandes magnitudes es seguida por sismos de menor magnitud que ocurren dentro y cerca de la zona de ruptura, los cuales son comúnmente conocidos como réplicas y fue descubierto primero por Omori (1895) y se caracterizan por un decaimiento de su actividad (réplicas) que sigue una ley de potencia conocida como Ley de Omori (Ec. 2.2).

$$n(t) = \frac{K}{t + c} \quad (2.2)$$

Donde n es el número de réplicas para un determinado intervalo de tiempo t , K describe la durabilidad de las réplicas que aumenta con la magnitud del evento principal y c representa el retraso entre el final de la ruptura del evento principal y el inicio de la actividad de las réplicas. Posteriormente otros investigadores han propuesto la Ley de Omori Modificada (Utsu, 2002) añadiendo una constante p , la cual varía de lugar a lugar y del tipo de terremoto evaluado, pero que en general tiene el valor de 1 (Ec. 2.3).

$$n(t) = \frac{K}{(t + c)^p} \quad (2.3)$$

El análisis de secuencias de réplicas que sigue a grandes terremotos con profundidades entre 0 - 650km demuestra que los terremotos de profundidades intermedias (60 - 300km) son típicamente menos productivos en comparación a los terremotos superficiales (0 - 60km) de magnitud equivalente, por tanto, la productividad de réplicas es dependiente de la profundidad. Terremotos con profundidades entre 300 - 500km a menudo no tienen réplicas para magnitudes mayores a 4.5Mw (Figura 2.8).

Estudios recientes usando catálogos de larga duración con magnitudes de completitud bajas han argumentado que las réplicas son independientes de la temperatura del slab, pero pueden ser relacionadas a las heterogeneidades del campo de esfuerzo y las zonas de fallas alrededor del evento principal (Ye et al., 2020) o la disponibilidad de fluidos libres altamente presurizados en el slab (Cabrera et al., 2021; Chu & Beroza, 2022).

Los estudios realizados en terremotos IID muestran que estos producen un número menor de réplicas que los terremotos superficiales (Frohlich, 1987; Astiz et al., 1988). Astiz et al. (1988) evaluaron la sismicidad global de terremotos IID (con profundidades entre 40 - 200km) con magnitudes mayores a 6.5Mw para el periodo 1960-1984, con el fin de determinar el

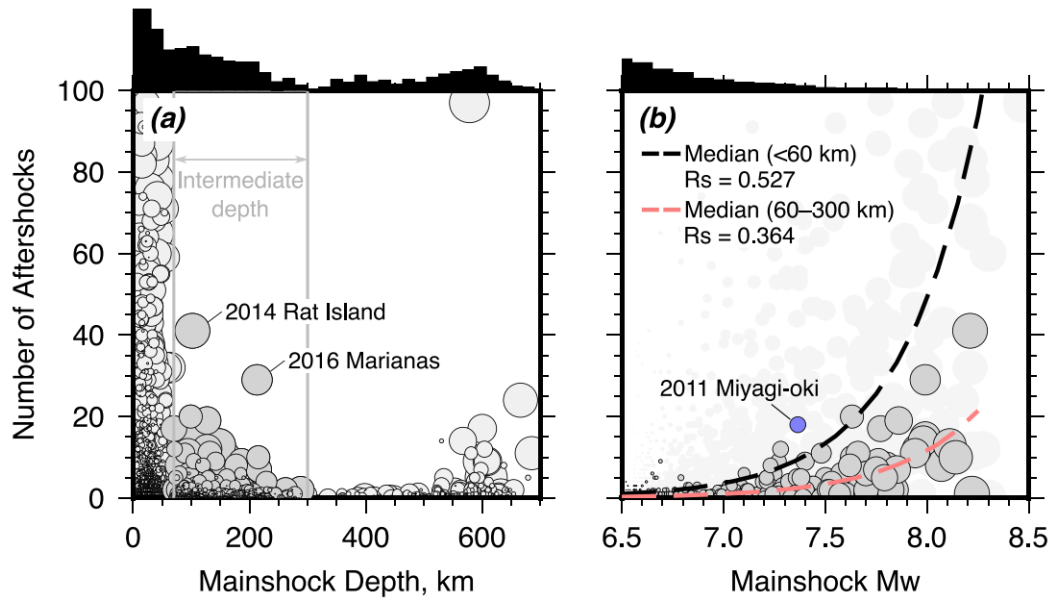


Figura 2.8: Distribución del número de réplicas ($m_b \geq 4.5$) con relación a las profundidades de los eventos principales para el periodo 1976-2020 a nivel mundial (Wimpenny et al., 2023)

comportamiento de la ocurrencia de sus réplicas y encontraron que solo en 48 % de los eventos no presentaban réplicas, el 37 % tenían entre 1-5 réplicas y el sobrante 15 % tenían más de 5 réplicas, pero no superan la docena.

Wimpenny et al. (2023) estudian la sismicidad global para el periodo 1976-2020, con el fin de encontrar una relación entre la transferencia de esfuerzos estáticos de grandes terremotos y las réplicas, así como los cambios en la frecuencia de los terremotos. Encontrando una baja productividad de las réplicas para los terremotos de profundidad intermedia en comparación con los terremotos poco profundos para magnitudes similares sugiriendo que los sistemas de fallas dentro del slab son menos sensibles a la transferencia de tensiones que aquellos dentro de las partes poco profundas de la litosfera (Figura 2.8), lo que podría indicar que el mecanismo que genera las fallas a profundidades intermedias sea espacialmente heterogéneo en escalas de longitud de unas pocas decenas de kilómetros y que las poblaciones de fallas dentro del slab están mucho más alejadas de su tensión de falla y de lo que es típico para sistemas de fallas de poca profundidad.

2.3.3. Atenuación sísmica

Joshi & Midorikawa (2005) simulan curvas de atenuación de máxima aceleración del suelo (PGA) durante un terremoto para lo cual usan un modelo de ruptura finita, un medio heterogéneo (capas horizontales) y un efecto de transmisión (Si & Midorikawa, 2000; Joshi et al., 2001), que causa la alta atenuación de los terremotos de profundidad intermedia y profunda, de esta manera, las características de atenuación son estudiadas a detalle para varios modelos de rupturas en Japón. Los resultados muestran que para los terremotos superficiales este efecto de transmisión es menos dominante, mientras que para los terremotos interme-

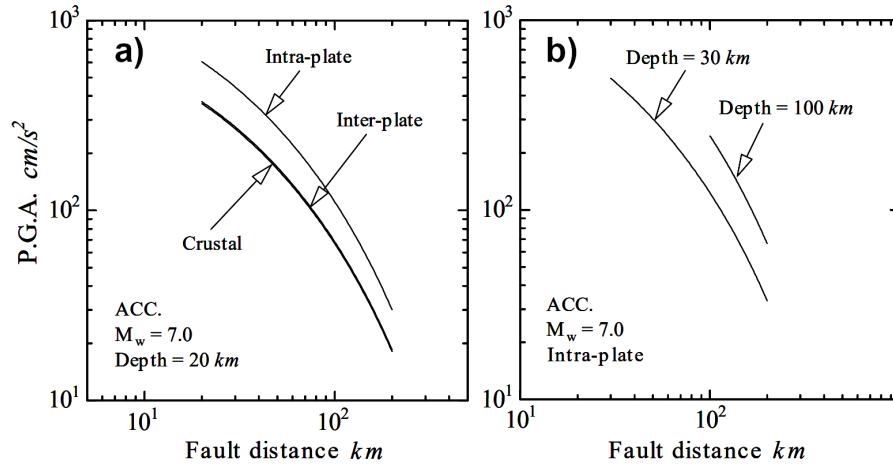


Figura 2.9: Curvas de atenuación ilustradas para diferentes tipos de terremotos. a) Terremotos interplaca e intraplaca con magnitudes de 7Mw y con profundidades focales de 20km y 100km, respectivamente. Los valores de PGA para el evento intraplaca es cerca de 1.8 veces más grande que el del interplaca. b) Terremotos interplaca e intraplaca con magnitudes de 7Mw y con profundidades focales de 30km y 100km, respectivamente. Los valores de PGA para el evento intraplaca es cerca de 1.8 veces más grande que el del interplaca (Fig. modificada de Si & Midorikawa (2000))

dios y profundos es más notable (Figura 2.9). El factor de transmisión para los terremotos superficiales puede ser considerado igual a 1, y el significado físico de este valor, es que la energía generada en la fuente cruza pocas variaciones verticales de las propiedades físicas de las capas encontradas en su trayectoria de propagación. Estas simulaciones son probadas en los terremotos de Geiyo del 24 de marzo del 2001 y el terremoto de Shizuoka del 3 de abril del 2001 en Japón. Los resultados muestran que los valores de atenuación solo subestiman los valores de PGA para los terremotos de profundidad intermedia en las estaciones de campo cercano.

2.3.4. Caída de esfuerzos

La caída de esfuerzos es una propiedad del terremoto que indica la relación del deslizamiento con la dimensión de la falla. Además, es afectada también por otras propiedades de la roca y de la fuente como: la resistencia, la morfología, la presencia de fluidos, el tamaño de la ruptura, el deslizamiento y la velocidad de ruptura (Kanamori & Brodsky, 2004).

Folesky (2024) realizó la comparación de la caída de esfuerzos en función de la profundidad (0-200km) de los eventos en el norte de Chile para un periodo de 15 años y encontró que los datos presentaban una variabilidad importante, con zonas donde se concentran valores altos, así como una tendencia general de valores bajos para los eventos poco profundos y valores altos para los eventos más profundos, el rango de los valores de caída de esfuerzos fue de 0.1-100 MPa (Figura 2.10).

Estudios de caídas de esfuerzos realizados en otras partes del mundo también han encon-

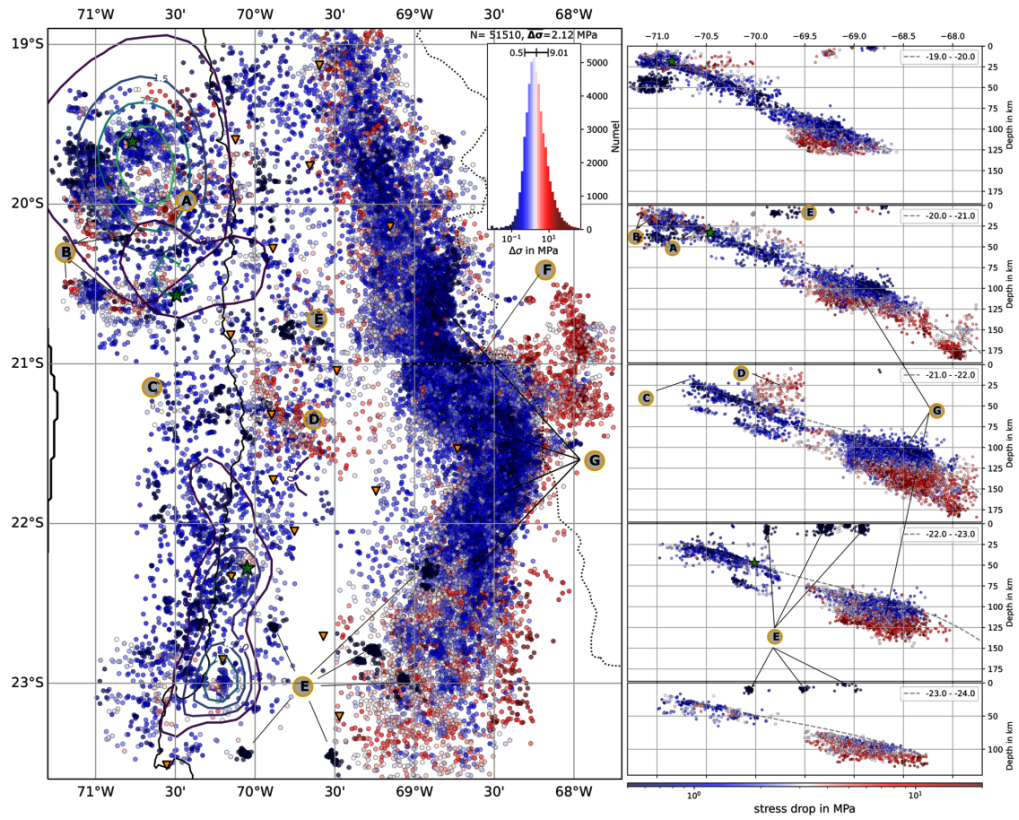


Figura 2.10: Distribución de caída de esfuerzos en el norte de Chile para una vista en planta (izquierda) y para 5 perfiles EW (derecha) con un ancho de 1° de latitud. Los colores azul y rojo son para caídas de esfuerzos bajos y altos, respectivamente. (Fig. modificada de Folesky (2024))

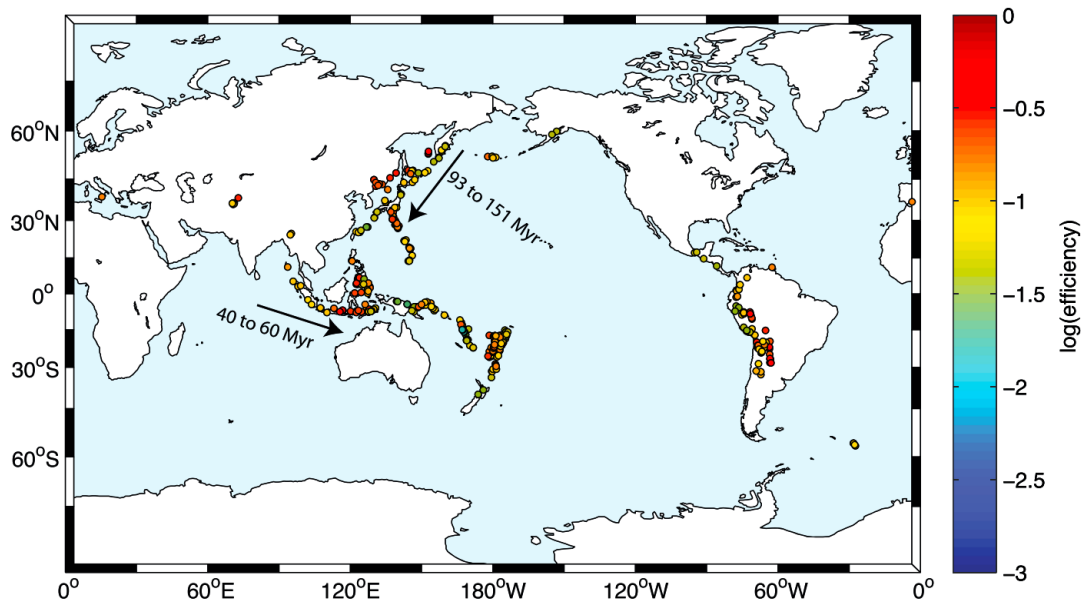


Figura 2.11: Distribución global de la eficiencia de radiación de terremotos ($m_b > 5.5$) IID y profundos para el periodo 2000-2016. (Fig. de Poli & Prieto (2016))

trado valores altos para los sismos de profundidad intermedia (Prieto et al., 2012).

2.3.5. Eficiencia de radiación

Leyton et al. (2009) encuentran diferencias claras en las características de la fuente entre los terremotos superficiales y los de profundidad intermedia. Estos últimos presentan alto valores de frecuencia de esquina y liberan mucha más energía sísmica que los eventos interplaca. Lo cual se refleja también en altos promedios de caída de esfuerzos aparente para los eventos IID. Las diferencias observadas podrían deberse a los valores de caída de esfuerzos o efectos de directividad u otros factores que aún no han sido estudiados.

Poli & Prieto (2016) muestran que los terremotos intermedios y profundos tienen energía de fractura más grandes por análisis realizados de SD, deformación aparente y eficiencia de radiación (estimación detallada de la energía de los terremotos). El análisis de eficiencia de radiación de la energía sísmica muestra una dependencia con la profundidad de los eventos, siendo baja la eficiencia para los eventos de menor profundidad y alta la eficiencia para los eventos más profundos (Figura 2.11), lo que también sugiere que los mecanismos de ruptura de los terremotos de profundidad intermedia y profundos difieren. Coincidentemente con estudios previos, se observa variabilidad a lo largo del strike de las propiedades de ruptura de los terremotos de profundidad intermedia y profundos, correlacionándolo con la morfología del slab, edad del slab o presencia de estructuras volcánicas.

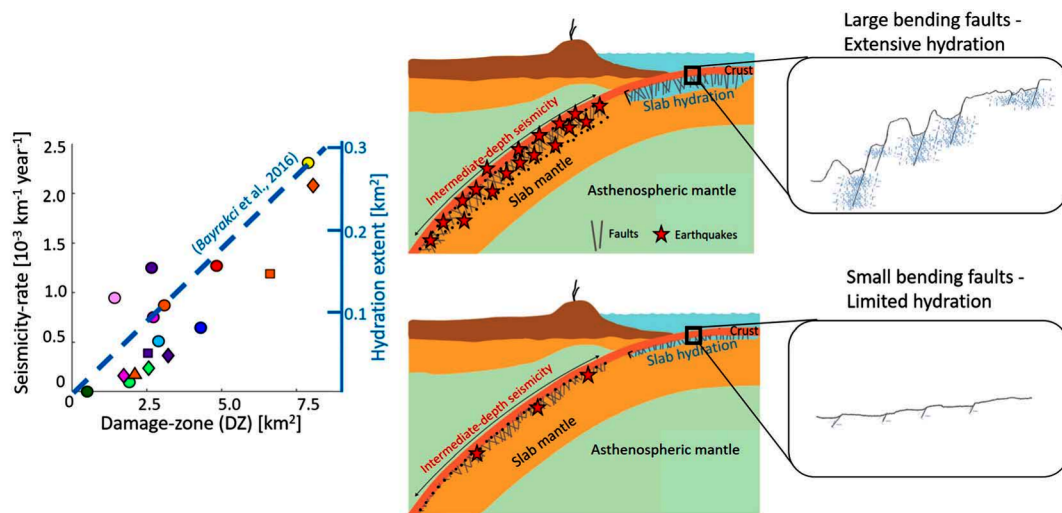


Figura 2.12: Relación entre las tasas de sismicidad de profundidad intermedia con las zonas de daño, cuantificada por la ocurrencia de fallas superficiales causadas por la curvatura de la placa subductada (Fig. de Boneh et al. (2019))

2.3.6. Control de la tasa de sismicidad de los terremotos IID

Boneh et al. (2019) muestran una correlación significativa entre un conjunto de datos globales de las tasas de sismicidad de terremotos de profundidad intermedia y la ocurrencia de fallas superficiales causadas por la curvatura de la placa, cuantificada por la zona de daño (DZ). La extensión de las regiones de hidratación en las placas subductadas, estimadas desde su fallamiento, son un control primario y fuerte sobre las tasas de sismicidad de profundidad intermedia (Figura 2.12).

2.3.7. Zona sísmica doble en la sismicidad IID

Hasegawa et al. (1978) mostraron por primera vez la existencia de una zona sísmica doble (DSZ) en el arco del norte de Japón. Desde entonces se han descubierto más DSZ en 16 zonas de subducción en todo el mundo como Chile, Tonga, Nueva Bretaña, Kuriles, Kamchatka, Aleutianas o Alaska (Comte et al., 1999; Peacock, 2001; Yamasaki & Seno, 2003; Brudzinski et al., 2007; Dorbath et al., 2008). En estas zonas, los terremotos con profundidades intermedia entre 70 a 180 km (Figura 2.13) definen dos planos separados por una distancia que aumenta con la edad de la placa, desde 8 km para una placa de 12 Ma hasta 30 km para una placa de 160 Ma y que a veces pueden converger en la parte más profunda (Brudzinski et al., 2007; Dorbath et al., 2008). A pesar de esta observación de una dependencia de primer orden de la separación DSZ con la edad de la placa, la causa mecánica de su aparición sigue sin entenderse. Sin embargo, la sismicidad en el plano sísmico superior de la DSZ en general se relaciona con el mecanismo físico de debilitamiento por deshidratación (Hacker et al., 2003; Yamasaki & Seno, 2003), mientras que la sismicidad en el plano inferior se puede relacionar con un mecanismo de cizallamiento térmico auto-localizado o transferencia de esfuerzos asis-

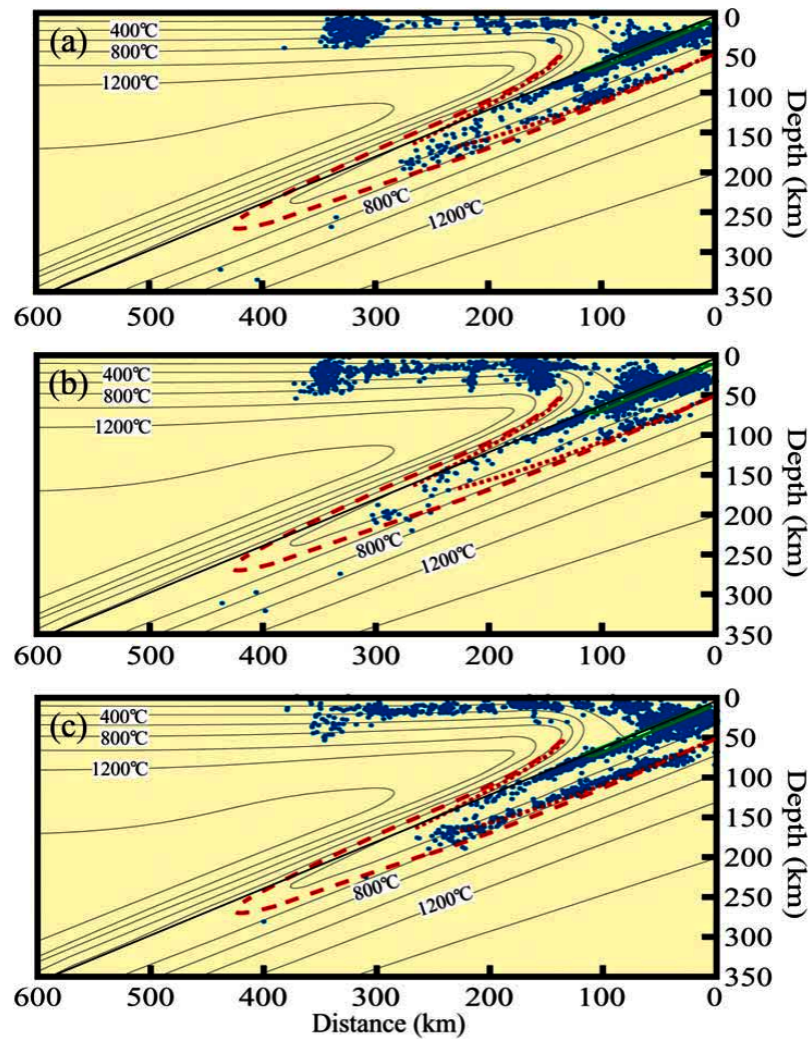


Figura 2.13: Perfiles sísmicos en el norte de Japón donde se observa claramente la zona sísmica doble (Fig. de Yamasaki & Seno (2003))

tido por deshidratación (Kita & Ferrand, 2018; Ferrand et al., 2017).

2.4. Mecanismo físico de los terremotos IID

Los terremotos con profundidad intermedia, entre 60 – 300 Km en zonas de subducción, ocurren bajo la transición frágil-dúctil donde las altas presiones hacen improbable un fallamiento frágil. La localización de los terremotos IID aproximadamente coincide con la isoterma 400° - 800°C del modelo de isoterma (Kelemen & Hirth, 2007; Zhan, 2020; Cabrera et al., 2021), sugiriendo un mecanismo térmicamente activo para su origen. Los principales mecanismos propuestos hasta la actualizado son: debilitamiento por deshidratación, fallamiento por transformación, cizallamiento térmico auto-localizado y transferencia de esfuerzos asistido por deshidratación (Frohlich, 1987; Green & Houston, 1995; Prieto et al., 2012; Wimpenny

et al., 2023).

2.4.1. Mecanismo de debilitamiento por deshidratación (MDD)

El fundamento de este mecanismo se basa en que la presión de los fluidos puede influir fuertemente en el comportamiento mecánico de las rocas y que las reacciones de deshidratación metamórfica tienen el potencial de aumentar la presión del fluido de poro, lo cual, a su vez reduce la presión efectiva del medio circundante a valores que permitan una falla frágil (Hacker et al., 2003; John et al., 2009). Los fluidos pueden provenir de la deshidratación in situ (corteza oceánica con hidruros) o derivarse externamente (sedimentos subductante).

En este mecanismo, los minerales hidratados en la placa subductada experimentan cambios de fase en forma de anhídros, liberando fluidos en el proceso que contrarrestan las altas tensiones normales esperadas a altas profundidades (Figura 2.14). Las rocas experimentan un debilitamiento y fragilización repentino (un cambio de comportamiento dúctil a frágil) durante la deshidratación en condiciones en las que la permeabilidad es insuficiente para aliviar la presión de los líquidos. Esto ha sido observado en numerosos sistemas (por ejemplo: Amfibolita (Hacker & Christie, 1990), Clorita (Murrell & Ismail, 1976; Ko et al., 1997), Serpentinita (Rutter & Brodie, 1988), y Tremolita (Kirby, 1987).

Raleigh & Paterson (1965) sugirieron que la deshidratación parcial de la serpentinita causó el debilitamiento de las muestras en experimentos realizados a 700 ° C y 0.5 GPa. Múltiples experimentos a diferentes presiones y temperaturas confirman que la fragilidad por deshidratación puede funcionar dada la disponibilidad de fluidos (Jung et al., 2004; Chollet et al., 2009).

La transformación de la corteza oceánica basáltica a la eclogita proporciona una fuente probable de fluidos (Kirby et al., 1996). La distribución de los terremotos en Japón respalda la hipótesis de la fragilidad de deshidratación, ya que es consistente con la profundidad predicha de las reacciones de deshidratación (Peacock & Wang, 1999). Probablemente el argumento más convincente a favor del debilitamiento por deshidratación proviene de modelos termo-petroológicos que pueden explicar zonas sísmicas dobles en una amplia variedad de condiciones de las placas (Hacker et al., 2003). Seno & Yamanaka (1996) y Jiao et al. (2000) encontraron que las orientaciones de falla de terremoto de profundidad intermedia podrían explicarse por la reactivación de fallas que se formaron e hidrataron antes de que la corteza oceánica empiece a subductarse. Kiser et al. (2011) simuló grandes terremotos de profundidad intermedia, $M_w > 7.0$, usando retro-propagación y descubrieron que muchos de estos grandes eventos se componen de grandes subeventos que se separan en profundidad a lo largo de fallas sub-horizontales. Sugirieron una combinación de deshidratación que debilita preferentemente fallas sub-horizontales preexistentes en la corteza subductada y la activación dinámica para explicar sus observaciones.

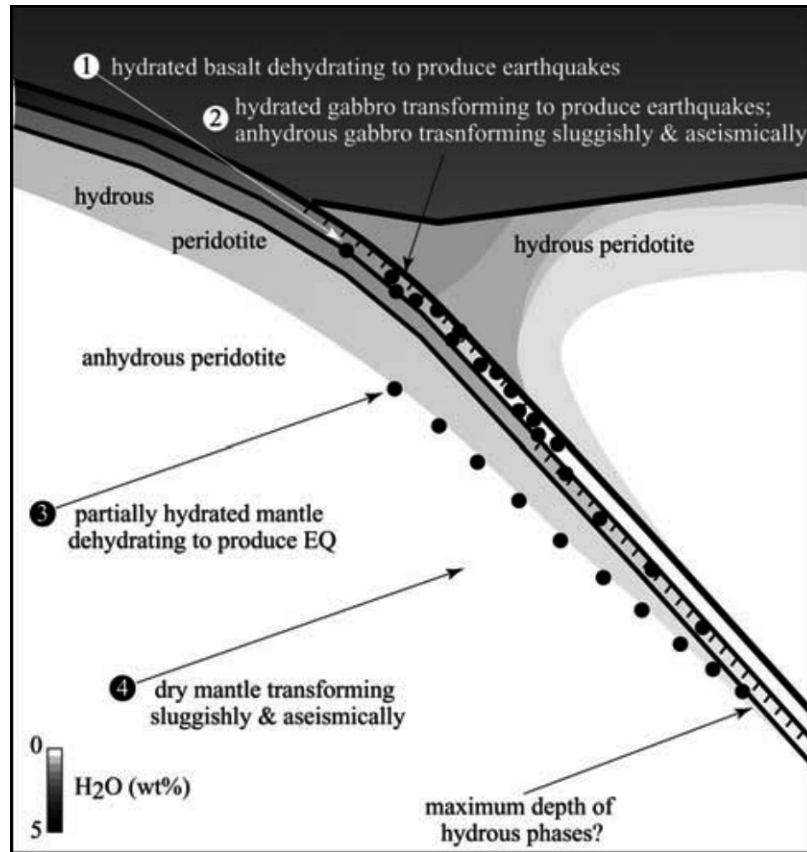


Figura 2.14: Esquema general del procesos de subducción de la corteza oceánica con hidruros (Hacker et al., 2003).

La fragilidad es independiente de si la misma roca exhibe un deslizamiento estable o inestable ("deslizamiento") en presencia de un fluido derivado externamente. Por ejemplo, en su clásico estudio experimental de serpentinita, Raleigh y Paterson [1965] informaron que la deshidratación durante la deformación condujo una fractura por corte acompañada de una caída de estrés repentino. Estas observaciones experimentales implican que la deshidratación en las placas subductadas podrían causar sismicidad. Connolly [1997] y Hacker [1997] han enfatizado que incluso las reacciones con un cambio de volumen total negativo pueden conducir a presiones elevadas de fluidos sobre la escala de tiempo en la que la roca puede deslizarse o compactarse.

2.4.2. Mecanismo de fallamiento por transformación (MFT)

La hipótesis de que los mecanismos ordinarios de falla frágil o de deslizamiento friccional no pueden ser los mismos mecanismos para los terremotos a profundidades intermedias y profundas motivaron a Kao & Liu (1995) a proponer que los terremotos de profundidad intermedia podrían ser causados por un mecanismo de fallamiento por transformación, un proceso por el cual una transformación de fase se propaga a lo largo de un plano característico, similar a al plano de velocidades sísmicas (Kirby, 1987), por el cual se forma un plano de falla por la fusión de productos de reacción más débiles (Green Ii & Burnley, 1989), lo cual requiere que la cinética de reacción sea lo suficientemente lenta (Bridgman, 1945) para que existan áreas a escala de ruptura del mineral metaestable (Figura 2.15). Se ha demostrado el fallamiento por transformación para al menos tres reacciones sólidas-sólidas en condiciones de laboratorio: A a G Mg_2Geo_4 (Green Ii & Burnley, 1989), Ice I a Ice II (Kirby et al., 1991), y A a B (Mg, Fe) $2SiO_4$ (Green et al., 1990); Todas estas reacciones son polimórficas y relativamente exotérmicas.

Kirby (1987) propuso un nuevo mecanismo de transición de fase, el cual depende de las observaciones realizadas en algunos materiales con transición de fase solido-solido que ocurren a presiones bajas de confinamiento y si el material está bajo tensiones de deformación sustanciales. Así la transición ocurre preferentemente a lo largo del plano de tensión de deformación máximo, y si esta transición ocurre repentinamente, es probable que irradie energía como una fuente de doble cupla. En laboratorios estas transiciones dependientes de tensión-deformación ocurren rápidamente en materiales como el hielo y la tremolita, además de producir emisiones acústicas, sugiriendo que este proceso podría ser capaces de radiar energía sísmica en muestras grandes.

2.4.3. Mecanismo de cizallamiento térmico auto-localizado (MCTA)

Este mecanismo se fundamenta en que la energía elástica almacenada en un material viscoelástico puede liberarse espontáneamente a velocidades de deformación sísmica mediante la formación de inestabilidades de corte autolocalizadas a muy altas temperaturas, y el factor crítico más desconocido para este modo de falla son las condiciones bajo las cuales se produce

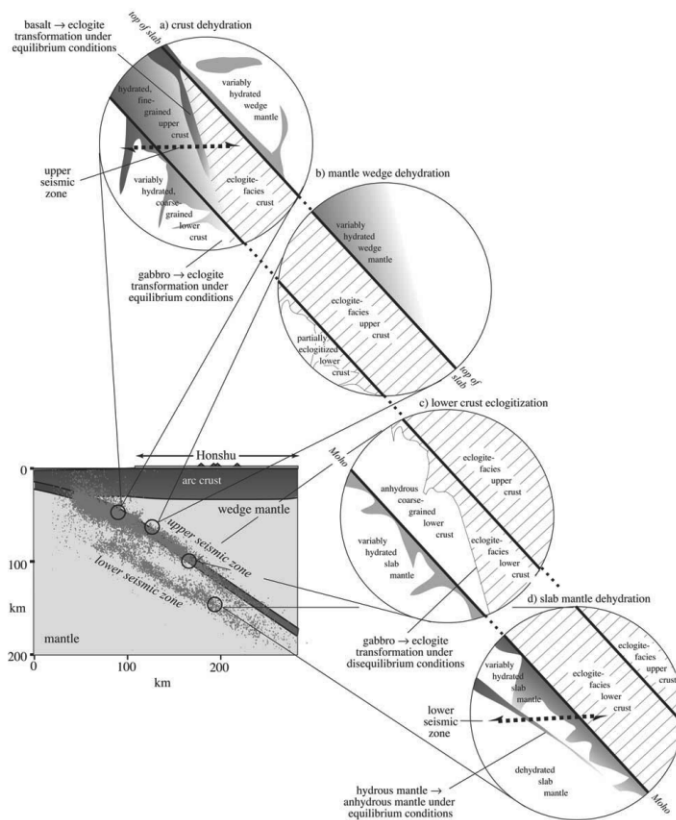


Figura 2.15: Esquema de los límites de las más importantes fases de transformación dentro de la corteza oceánica subductante (Hacker et al., 2003).

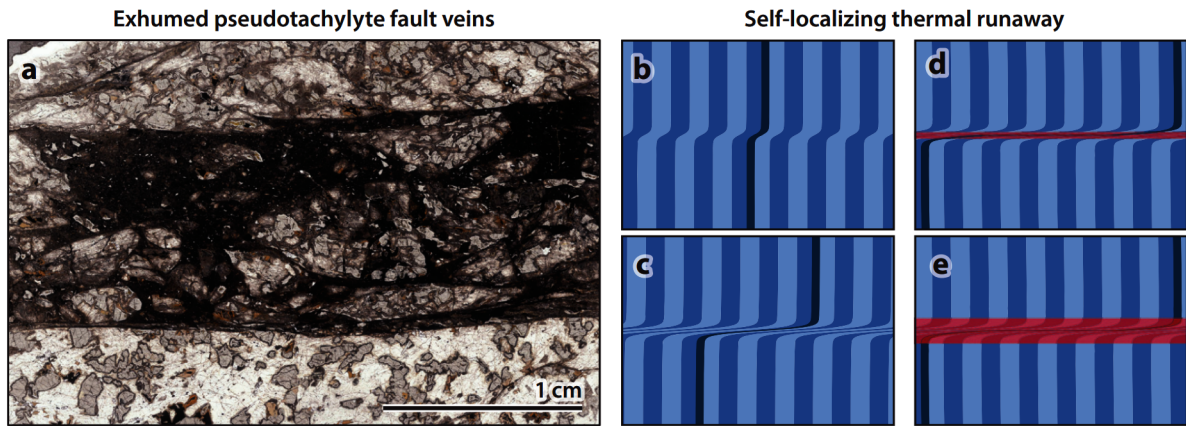


Figura 2.16: a) Observación de campo de vena de falla de pseudotaquilita exhumada en el grabo de Krakenes, el cual se cree se formó entre 48-90km de profundidad y 600-800 C de temperatura, condiciones relacionadas a terremotos de profundidad intermedia. b-e) Esquemas de fuga térmica auto-localizada con las regiones con fusión completa marcadas en rojo (Zhan, 2020).

una perturbación inicial del sistema que se autoamplifica y provoca una localización extrema de la deformación y calentamiento por cizallamiento (John et al., 2009).

La deformación de la corteza por esfuerzos constantes de cizalla provoca un rápido calentamiento que provoca el ablandamiento o la fusión de la roca, la tasa de calentamiento es mucho mayor que la tasa de transferencia de calor de la roca circundante, por tanto ocurre una autoalimentación positiva, aumentando de manera extrema la temperatura y deformación hasta llegar a un punto crítico donde se genera un terremoto (Andersen et al., 2008). La hipótesis cizalla térmica sostiene que se forma una inestabilidad localizada de cizalla o plástica debido al aumento de la deformación y la temperatura lo cual conduce a un proceso de cizalla térmica (Ogawa, 1987; Hobbs & Ord, 1988; Frohlich, 2006). En este modelo, el cizallamiento localizado proporciona una retroalimentación positiva entre la reología dependiente de la temperatura y la deformación de cizalla que genera calentamiento viscoso y conduce a la aceleración exponencial y la localización extrema de deformación de cizalla. Las observaciones geológicas respaldan esta posibilidad a través de la deformación frágil-ductil con la formación de zonas de cizalla y pseudotacilita (Figura 2.16).

Otros experimentos numéricos también brindan apoyo para este mecanismo (Kelemen & Hirth, 2007; Andersen et al., 2008; John et al., 2009). Un modelo híbrido propone que las perturbaciones locales a las propiedades del material, tal vez debido a la presencia de una fase de deshidratación, inician un proceso que conduce a deformación por cizalla inducido térmicamente (John et al., 2009).

2.4.4. Transferencia de esfuerzos asistido por deshidratación (MTEAD)

Ferrand et al. (2017) proponen el mecanismo de DDST en el cual la transferencia de

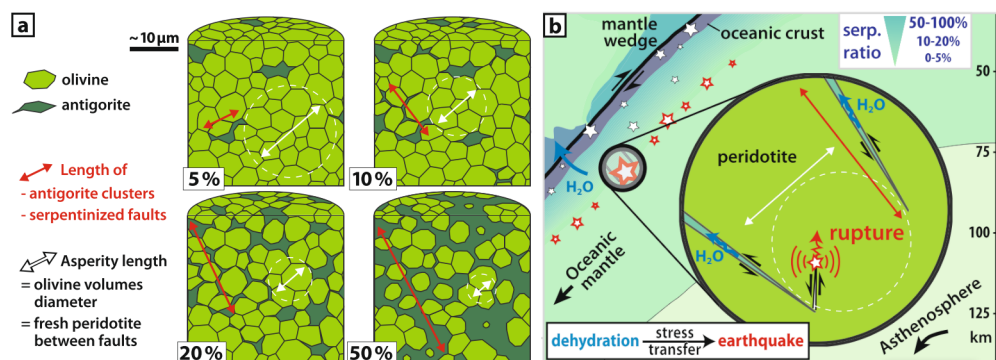


Figura 2.17: Representación esquemática del mecanismo de transferencia de esfuerzos causado por deshidratación (Ferrand et al., 2017)

estrés impulsada por la deshidratación es el desencadenante de la fragilidad, en lugar de la sobrepresión del fluido en el mecanismo de fragilización por deshidratación. En el modelo conceptual de DDST se sostiene que la ruptura dinámica impulsada por la deshidratación en agregados de olivino-antigorita constituye un problema de "percolación" (Figura 2.17). En el modelo, la falla por corte dinámico ocurre principalmente en subvolúmenes de olivino fuertes rodeados por grupos de antigorita débiles y deshidratantes. Durante la deshidratación, la tensión en los cristales de antigorita cae a cero, es decir, pierden su capacidad de carga. La transferencia de tensión resultante a la matriz de olivino circundante induce una inestabilidad mecánica en los agregados. La transferencia de tensión es más crítica cuando el cambio de volumen es negativo porque promueve concentraciones de tensión de tracción en las puntas de los grupos de antigorita deshidratantes. El modelo también debe tener en cuenta la energía de fractura, la longitud de nucleación de la fractura, el tamaño del grano, la fracción (porcentaje) de antigorita y olivino, la conectividad de la red de antigorita y las condiciones de presión y temperatura.

Una diferencia importante entre este mecanismo (DDST) y el de inestabilidad por cizallamiento térmico, es que, en este último la deshidratación no es necesaria en la etapa de inicio de la ocurrencia del mecanismo, y los eventos pueden ocurrir en olivino puro (en el manto oceánico), mientras que el modelo DDST requiere deshidratación para iniciar la activación de cizallamiento localizado. Además, la hipótesis de las inestabilidades de cizallamiento térmico requiere temperaturas altas (más de 600 °C), pero también ocurren eventos en el plano inferior de la ZSD por debajo de 600 °C. Según la estructura térmica y la sismicidad, los eventos del plano inferior se ubican en el rango de temperatura de 400 a 800 °C. La profundidad máxima de la sismicidad del plano inferior se encuentra aprox. a 30 km de la superficie superior de la placa subductante (por ejemplo en las regiones de Tohoku y Hokkaido). El máximo número de evento en el plano inferior se ubica en el rango de temperatura de 500 a 600°C. Por otro lado, a diferencia de las inestabilidades de corte térmico, el mecanismo de ocurrencia propuesto por el modelo DDST es compatible con temperaturas de 550 a 700 °C. De esta manera, el modelo DDST explica mejor el máximo umbral de sismicidad de los eventos del plano inferior debajo del noreste de Japón. Sin embargo, la hipótesis de las inestabilidades de cizallamiento térmico sigue siendo otro posible mecanismo para la ocurrencia de terremotos IID en el plano inferior de la ZSD.

2.5. Registros de movimiento fuerte

En sismología, los registros del movimiento fuerte del suelo son usados para medir e interpretar la amplitud, duración y periodos característicos de la sacudida sísmica del suelo (emplazamientos) sometidas a elevados niveles de vibración por la ocurrencia de terremotos, con el objeto de inferir la respuesta ante movimientos futuros. Dichos emplazamientos suelen encontrarse en la región epicentral, que es donde comúnmente se espera el mayor daño, si bien existen notables excepciones en las que se han medido movimientos elevados a grandes distancias (e.g., México, 1985). La cantidad de energía liberada en forma de ondas sísmicas en estas áreas es muy alta, no sólo en las estructuras sino también en los propios instrumentos de medición que deben estar preparados para soportar elevados niveles de vibración. Por ello, desde la instalación del primer acelerómetro y la obtención del primer registro de movimiento fuerte (acelerograma) en Long Beach, California, en 1933, para la sismología de movimientos fuertes se han desarrollado instrumentos específicos con técnicas eficientes para medir en la zona próxima a la fuente (campo cercano).

En Chile, se cuenta con una red de estaciones de movimiento fuerte muy robusta y bien distribuidas, en especial en el norte y centro de Chile (Leyton et al., 2011; Barrientos & others, 2018; Leyton et al., 2018). En el año 2005, se pudo registrar con una buena distribución azimutal el Terremoto de Tarapacá 2005, 7.8Mw, el evento IID de mayor magnitud ocurrido en el periodo instrumental. En el centro del Chile también se tiene los registros de movimiento fuerte de eventos IID pero con magnitudes entre 4-6Mw. La forma más común de caracterizar el movimiento fuerte, en aquellas regiones en las que la abundancia de acelerogramas lo permite, es mediante el ajuste por regresión de los datos, empírico o semiempírico, a una o varias expresiones paramétricas denominadas ecuaciones o relaciones de movimiento fuerte. Estas ecuaciones aportan información sobre el escalamiento del movimiento con el tamaño de la fuente, la forma en que disminuye el movimiento con la distancia, los efectos de sitio y otras dependencias posibles.

2.5.1. Caracterización y parametrización del movimiento fuerte

El movimiento fuerte del suelo generado por un terremoto en un emplazamiento es el resultado de la combinación no lineal de muchos factores, que habitualmente se tratan de aislar y simplificar para poder modelarlos a través de ecuaciones paramétricas. Para ello se presuponen dos premisas clásicas:

- 1.- El movimiento se descompone en los efectos debidos a la fuente, la trayectoria y el sitio. Se trata de una separación simplista, pues los límites entre cada contribución no son claros, y además la fuente afecta a las propiedades de la propagación, y ambas, a su vez, a las del sitio.

- 2.- Al trabajar a distancias locales y regionales el movimiento está dominado por las medias y altas frecuencias.

Partiendo de estas premisas la parametrización $(Y_{sm}) = c_1x_1 + c_2x_2 + \dots + c_nx_k$ se realiza escogiendo, por una parte, una o varias variables dependientes (Y_{sm}) que puedan describir adecuadamente el movimiento, y, por otra, varios parámetros, predictores o variables independientes ($x_1; x_2; \dots; x_k$) que modelen los efectos de fuente, trayectoria y sitio sobre las variables dependientes según una determinada función matemática con una serie de coeficientes ($c_1; c_2; \dots; c_n$). A continuación, se describe algunas de las variables dependientes.

2.5.2. Aceleración máxima o PGA (peak ground acceleration)

Este parámetro de PGA fue usado desde los comienzos de la sismología del movimiento fuerte y representa de grosso modo la contribución del movimiento a altas, medias y bajas frecuencias, respectivamente. Su principal ventaja es que el PGA se obtiene de modo casi directo y de cualquier registro, por lo que hoy en día sigue siendo uno de los más utilizados. Las limitaciones de usar solo el PGA para representar el movimiento del suelo son importantes, ya que aporta información correspondiente a una única frecuencia muy variable según la distancia a la fuente, el tipo de suelo, las ondas predominantes y la magnitud del sismo. Más aún, es frecuente que la amplitud máxima del movimiento tenga escasa relación con los daños en estructuras, jugando un papel más relevante la duración del movimiento armónico al que se ve sometida la estructura que la llegada de la carga sísmica máxima.

En diferentes estudios se ha podido observar que los valores de PGA de los terremotos IID son mayores a los valores de PGA de terremotos interplaca (Saragoni et al., 2004; Ruiz, 2002; Leyton et al., 2010), y se cree que se debe a que en los terremotos interplaca la energía es atenuada al pasar por las diferentes estructuras presentes en la cuña y prisma de acreción hasta llegar a la costa, mientras que en los terremotos IID, al ocurrir dentro del continente no pasan por dicha estructura sino por una estratigrafía regional la cual modifica en menor grado la propagación de la energía. En la Figure 2.18, se muestra la comparación de los valores de PGA para dos terremotos interplaca y un terremoto intraplaca con magnitudes similares, observando valores más altos de PGA para el evento intraplaca.

2.5.3. Espectro de respuesta o RS (response spectrum)

El espectro de respuesta elástica (RS) (Figure 2.19) se define, para cada periodo T , como la respuesta máxima ante la excitación sísmica de un sistema de un grado de libertad con un periodo natural T y un amortiguamiento dado como fracción del crítico (5 % suele ser el de mayor interés). Debe subrayarse que, pese a ofrecer la respuesta para diferentes frecuencias (conceptualmente semejante a un espectro), es un parámetro del dominio temporal, puesto que lo que se determina para cada frecuencia es realmente el valor máximo de la señal. En cualquier caso, su importancia radica en que informa sobre la respuesta elástica de una estructura a la carga sísmica, y es un concepto de gran relevancia en ingeniería sísmica. Por lo general se suele aplicar, a través del análisis modal, al cálculo de la respuesta de estructuras de múltiples grados de libertad (Jennings, 2003). Su determinación es relativamente sencilla

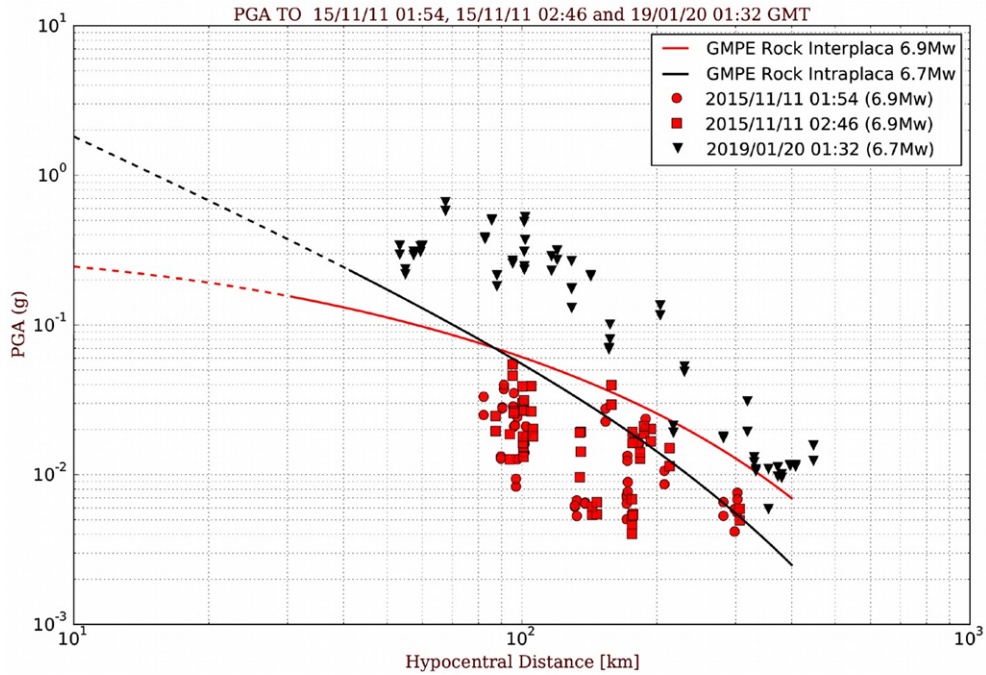


Figura 2.18: Comparación de valores de PGA entre eventos interplaca y intraplaca de profundidad intermedia con magnitudes similares (6.8MW)

y, si los datos de origen lo permiten, ofrece una descripción completa para todo el rango de frecuencias de interés.

2.5.4. Espectro de amplitud de fourier o FAS (Fourier amplitude spectrum)

La descripción espectral del movimiento fuerte resulta mucho más completa que el uso de los parámetros máximos, debido a que requiere un mayor tratamiento de los registros y un análisis de las frecuencias no distorsionadas por el ruido u otros efectos (ancho de banda del instrumento, duración limitada del registro, etc.). El espectro de Fourier suele relacionarse más a estudios sismológicos, y constituye la información de partida para determinar el espectro de la fuente, la energía sísmica, el decaimiento de las ondas (expansión geométrica y atenuación anelástica) o la respuesta de un emplazamiento. Además, su importancia radica también en la posibilidad de recuperar el registro original a partir de la información contenida en el FS junto con la del espectro de fase de Fourier. Por ser una medida de carácter acumulativo hay que ser especialmente cuidadoso en no incluir frecuencias para las cuales exista una deficiente razón señal/ruido (s/r).

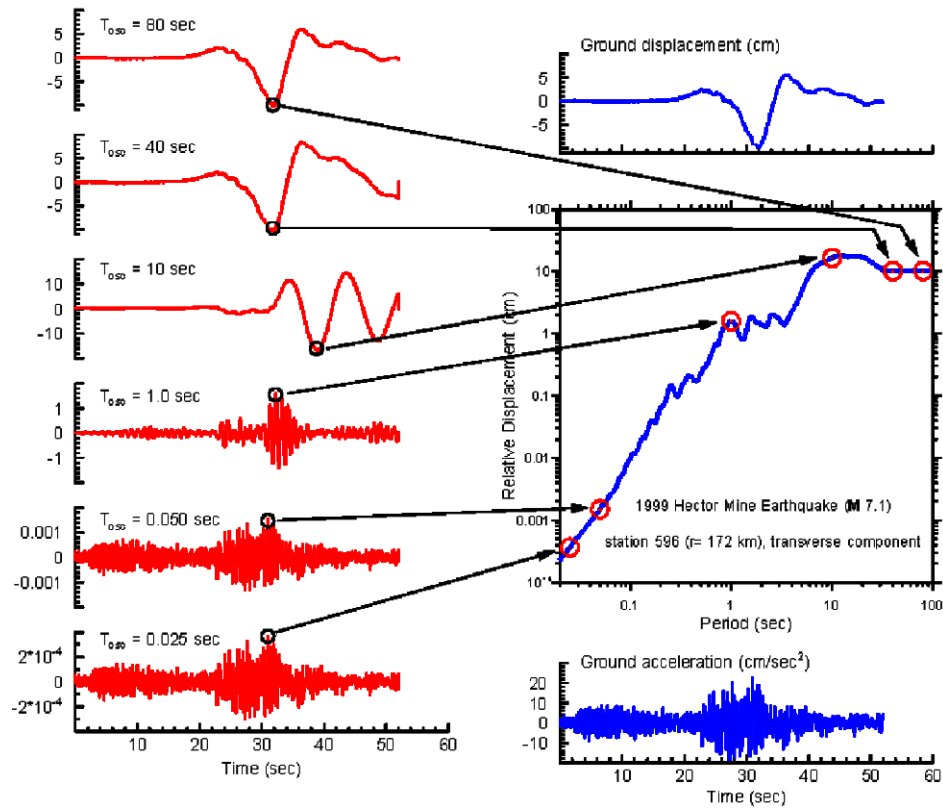


Figura 2.19: Ilustración del concepto de espectro de respuesta. En azul: desplazamiento (imagen superior derecha) y aceleración (imagen inferior derecha) del suelo. En rojo (imágenes de la izquierda): respuesta en desplazamiento de osciladores con 1 g.l. para diferentes periodos naturales (T). El desplazamiento máximo de cada oscilador se representa frente a su T natural para construir el espectro de respuesta de desplazamiento relativo (centro derecha). Para T muy elevados la respuesta imita el desplazamiento del suelo; para T muy pequeños imita la aceleración del suelo (Figura de: Bommer & Boore (2004)).

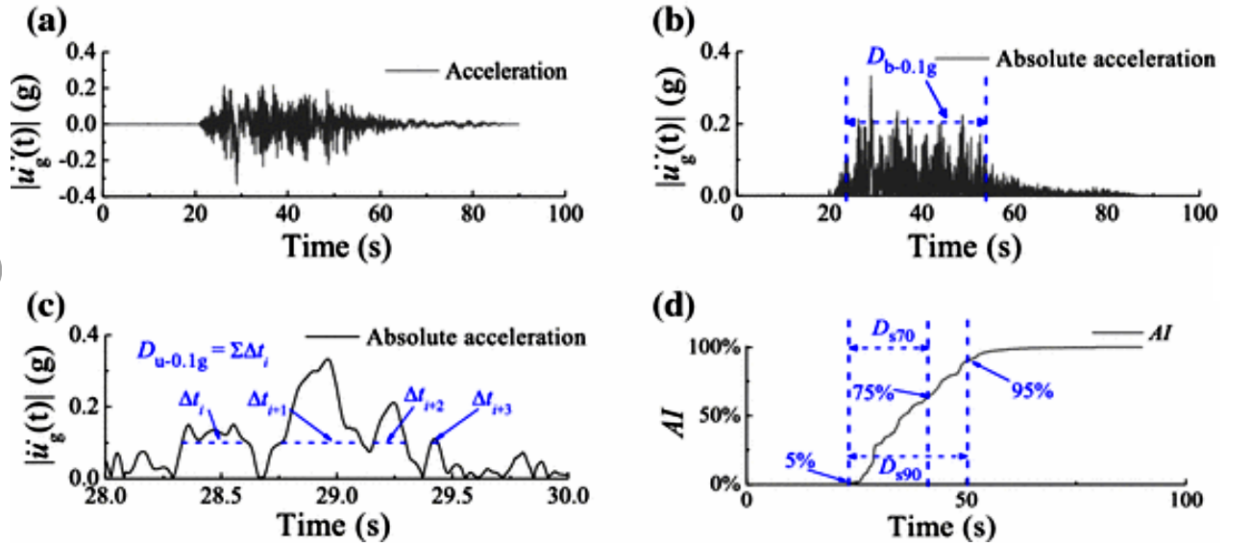


Figura 2.20: Ilustración de medidas de duración del registro TCU075-EW. a) Registro de aceleración original, b) duración acotada, c) duración uniforme y d) duración significativa (Figura de: Guo et al. (2018))

2.5.5. Duración

La duración es el complemento natural de la descripción espectral del movimiento fuerte, dado que mide la distribución de la energía sísmica incidente a lo largo de la ventana temporal. Igualmente es crítica para determinar, en conjunción con el RS, el potencial destructivo de la carga sísmica sobre las estructuras y el comportamiento no lineal de las mismas. Sin embargo, pese a su importancia no hay acuerdo sobre la forma de medirla: en la actualidad existen más de 3 definiciones diferentes de duración (Bommer & Martínez-Pereira, 1999; Bommer et al., 2004). Pese a esta diversidad, la mayoría de ellas puede incluirse dentro de uno de los siguientes tipos: (a) duración acotada, D_b (bracketed duration), intervalo temporal entre el primer y la última amplitud máximo con un cierto umbral de valor de aceleración, que oscila según los estudios entre 0.02g y 0.1g o una fracción de la PGA (Figure 2.20 b)); (b) duración uniforme, D_u (uniform duration), tiempo total del registro en el que la aceleración excede un valor umbral (Figure 2.20 c)); (c) duración significativa, D_s (significant duration), tiempo requerido para alcanzar una fracción de la energía total del registro o, equivalentemente, de la a_{rms} o la intensidad de Arias, IA (Arias, 1970), que usualmente es el 90% o el 70% (Figure 2.20 d)). Esta última alternativa es proporcional a la potencia (energía) del FAS, como se desprende de la definición de IA.

2.6. Métodos para la simulación de registros del movimiento fuerte del suelo

A menudo no existe para una región determinada un número suficiente de registros, en especial de las críticas magnitudes altas y distancias cortas. Esto obliga a extrapolar estimaciones de otras regiones de características similares o a buscar modelos teóricos que estimen (o simulen) el movimiento fuerte del suelo. Ambas opciones resultan habituales en las zonas de subducción, donde diversas regiones de elevada sismicidad carecen de la instrumentación necesaria, mientras otras bien monitoreadas, como Cascadia en EEUU, no han sufrido aún grandes terremotos en época instrumental. La extrapolación de resultados entre diferentes regiones es un tema controversial, pues sigue sin esclarecerse entre qué regiones del mundo el movimiento fuerte es significativamente diferente. Por ello los estudios regionales constituyen la mejor alternativa en aquellas áreas donde sean posibles. Respecto a los modelos teóricos o de simulación de registros de movimiento fuerte, suponen una interesante alternativa y en rápida evolución, claro con la obligación y deber de que siempre requieran una comprobación a posteriori con algún tipo de observaciones. Los métodos teóricos o de simulación según Douglas & Aochi (2008) se clasifican en:

2.6.1. Métodos empíricos

A partir de 1930, se empieza a proponer los primeros métodos para estimar algunos parámetros (PGA) observados en los primeros registros de los terremotos con la red de sismógrafos global instalada a partir de 1920. Luego, diferentes métodos empíricos son propuestos fundamentándose en que las intensidades del sacudimiento del suelo ocasionados por un terremoto en el futuro serán similares a las intensidades de sacudimiento del suelo de los eventos pasados.

a) Método de acelerogramas representativos

Los registros se eligen de bancos de datos que contienen acelerogramas apropiados para el sitio considerado. La selección a menudo se hace considerando la magnitud y la distancia (y ocasionalmente otras características como el estilo de falla) del evento escenario. A menudo se prefieren los registros con espectros de respuesta elástica que coinciden con un espectro de diseño. Después de la selección, a menudo se realiza la escala de la amplitud (y ocasionalmente la escala de tiempo) para corregir las diferencias en los parámetros de diseño del movimiento del suelo (por ejemplo, PGA). Una variante moderna de esta técnica que está ganando popularidad es el ajuste menor de los historiales temporales para que sus espectros de respuesta coincidan mejor con el espectro de diseño..

b) Método de ecuaciones de predicción del movimiento del suelo (GMPES)

Se recopila y procesa un banco de datos de acelerogramas y metadatos de una región. Para estos acelerogramas se calculan parámetros de intensidad de movimiento fuerte (por ejemplo, PGA). El análisis de regresión se realiza utilizando un puñado de variables independientes de fuente, ruta y sitio y el parámetro de intensidad como variable dependiente. Variantes menos populares consisten en el desarrollo de tablas, gráficos o redes neuronales con fines de predicción. Los modelos desarrollados se evalúan para un escenario determinado y los resultados se ponderan comúnmente..

c) Método de correlaciones entre intensidad macrosísmica y movimiento del suelo

Se recopila y procesa una base de datos de acelerogramas y sus intensidades macrosísmicas asociadas (y posiblemente otros metadatos) de una región. Para estos acelerogramas se calculan parámetros de intensidad de movimiento fuerte (por ejemplo, PGA). El análisis de regresión se realiza con la intensidad macrosísmica (y posiblemente otros parámetros) como variable(s) independiente(s) y el parámetro de movimiento fuerte como variable dependiente. La intensidad del sitio macrosísmico evaluado se convierte en un parámetro de intensidad de movimiento fuerte utilizando la correlación derivada previamente.

2.6.2. Métodos de caja negra

La mayoría de estos métodos son propuestos dentro del periodo de 1960-1970. Estos métodos se basan en generar acelerogramas artificiales o sintéticos usando ruido blanco (aleatorio) y formulas simples que no necesariamente tienen una base física.

a) Métodos basados en simulaciones de cajas negras estacionarias

Este tipo de método se desarrolló para llenar los vacíos en los primeros bancos de datos de observación, en particular, para grandes terremotos. El ruido blanco (suma de cosenos con retardos de tiempo aleatorios) se modifica filtrando en el dominio de la frecuencia para obtener historias temporales de aceleración que se ajusten a las principales características observadas de los movimientos del suelo sísmicos.

b) Métodos basados en simulaciones de cajas negras no estacionarias

El ruido blanco se modifica filtrando en el dominio de la frecuencia y luego se multiplica por una función envolvente en el dominio del tiempo. Además, este método puede tener en

cuenta la no estacionariedad en el dominio de la frecuencia y una consideración de fase. Contenido de frecuencia y función envolvente desarrollados utilizando ecuaciones desarrolladas mediante análisis de regresión de datos observacionales.

c) Métodos basados en simulaciones autorregresivas/de media móvil (ARMA)

Se utilizan modelos paramétricos de series temporales (modelos ARMA), en los que un proceso aleatorio se modela mediante un filtro recursivo utilizando ruido aleatorio como entrada. Los parámetros del filtro se determinan a partir de las aceleraciones observadas utilizando un criterio adecuado de bondad de ajuste.

d) Métodos basados en simulaciones de coincidencia de espectro

Este método fue desarrollado para proporcionar historiales de tiempo de aceleración cuyos espectros de respuesta elástica coincidan exactamente con un espectro objetivo. El ruido blanco se modifica filtrando en el dominio de la frecuencia y luego se multiplica por una función envolvente en el dominio del tiempo para que el espectro de respuesta coincida con el objetivo dentro de una tolerancia específica. Se utiliza un proceso iterativo.

2.6.3. Métodos físicos

El aumento de los conocimientos (registros de campo cercano) sobre la física de los terremotos y el avance en el cálculo computacional permitió realizar simulaciones en las cuales se generaban las ondas sísmicas así como la propagación de las ondas desde la fuente a la superficie (estación). La mayoría de estos métodos son propuestos dentro del periodo de 1970-1980.

a) Método de modelos estocásticos basados en la física

Se estima un espectro de Fourier del movimiento del suelo utilizando un modelo estocástico del espectro fuente que se transfiere al sitio considerando la desintegración geométrica y la atenuación anelástica. Los parámetros que definen el espectro de la fuente y la atenuación geométrica y anelástica se basan en modelos físicos simples del proceso sísmico y la propagación de ondas. Estos parámetros se estiman analizando muchos sismogramas. Después de estimar el espectro de Fourier en un sitio, se pueden calcular las historias temporales ajustando y envolviendo el ruido blanco gaussiano para obtener el espectro deseado y la duración de la sacudida.

b) Método de modelos estocásticos extendidos basados en la física

El plano de ruptura de la falla se modela como un conjunto de subfallas. La ruptura se inicia en el hipocentro y se propaga a lo largo del plano de falla. La radiación de cada subfalla se modela como en el método estocástico basado en la física. Las simulaciones de cada subfalla se suman en cada punto de observación considerado (después de tener en cuenta los retrasos de tiempo correctos en el punto de observación). El tamaño de las subfallas controla la forma espectral general en frecuencias medias. Algunos autores desarrollan ecuaciones como las desarrolladas a partir de datos de observación basadas en miles de simulaciones para diversas magnitudes y distancias.

c) Método basado en curvas de dispersión de velocidades de grupo

Las propiedades dispersivas de las ondas sísmicas que se propagan a través de capas de baja velocidad de la corteza se utilizan para modelar las características de fase del movimiento del suelo simulado. Se utilizan modos de orden superior de curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas de Love y Rayleigh. Esta técnica modela las variaciones temporales en el contenido de frecuencia y en la amplitud debido a la dispersión de las ondas superficiales. La naturaleza estocástica del movimiento se captura mediante fases aleatorias. El espectro de amplitud suave de Fourier y la duración utilizados para escalar los movimientos del suelo se definen en función de modelos empíricos de movimiento del suelo o correlaciones con la intensidad macrosísmica.

d) Métodos semianalíticos

Resuelve la ecuación elastodinámica, cumpliendo con las condiciones de contorno de la superficie libre, la continuidad del campo de ondas a través de cada interfaz y el movimiento enlazado en el infinito, para un medio elástico isotrópico y homogéneo de capas sobre un semi espacio con una fuente puntual de terremoto. La solución generalmente se deriva utilizando el método de matriz de transmisión y reflexión generalizada, que excluye los términos exponenciales crecientes. La solución se calcula en el dominio de la frecuencia y luego se convierte al dominio del tiempo. Esto permite fácilmente la introducción de parámetros de atenuación dependientes de la frecuencia (por ejemplo, factor de calidad) de forma independiente para las ondas P y S.

e) Método de diferencias finitas (FDM)

Resuelve directamente la ecuación diferencial de propagación de ondas elásticas o (viscoelásticas) en un medio. El volumen está discretizado, normalmente mediante rejillas equiespaciadas, pero también se han propuesto algunas formas inteligentes de utilizar rejillas no

estructuradas. Las fuentes de fallas finitas generalmente se tratan (excepto cuando se modela dinámicamente el proceso de ruptura a lo largo del plano de falla) como una serie de fuentes puntuales en forma de fuerzas de doble par o exceso de tensiones correspondientes a un momento sísmico. Al igual que con otros métodos numéricos puros, la atenuación anelástica se puede aproximar como un factor de amortiguamiento en el medio elástico, pero de manera más realista es necesario resolver las ecuaciones viscoelásticas. Para simular un medio ilimitado, como la Tierra, se deben introducir algunas condiciones de contorno absorbentes en los bordes del espacio modelo para evitar reflejos de ondas artificiales. Ambos aspectos siguen siendo temas de investigación.

2.6.4. Métodos híbridos

Los métodos anteriores presentan diferentes ventajas y desventajas por lo cual se hizo la combinación de entre ellos con el objetivo de eliminar algunas desventajas y obtener métodos más robustos. La mayoría de estos métodos son propuestos dentro del periodo de 1980-1990.

a) Métodos basados en funciones empíricas de Green (clásico)

Los movimientos del suelo observados y registrados en un sitio (por ejemplo, de las réplicas de un sismo principal que se va a modelar) se recopilan y se utilizan como EGF. Los EGF deben tener los mismos mecanismos focales que los terremotos modelados. La falla modelada se divide en subfallas cuyos tamaños equivalen al área de ruptura del evento que contribuye al EGF. Se simula la ruptura de la falla y los EGF se utilizan como movimiento del suelo de cada subfalla. Por lo tanto, el movimiento del suelo simulado en un sitio es la suma ponderada (escalado de momento de eventos pequeños y corrección del patrón de radiación) retardada en el tiempo (para modelar la propagación de la ruptura) de los EGF.

b) Métodos basados en funciones empíricas de Green (estocástico)

Como en el método EGF clásico, los movimientos del suelo observados registrados en un sitio (por ejemplo, de las réplicas de un sismo principal que se va a modelar) se recopilan y se utilizan como EGF. Estos se suman estocásticamente (utilizando una densidad de probabilidad de retrasos de tiempo) de modo que los movimientos del suelo simulados concuerden, en promedio, exactamente con el conocimiento actual sobre las relaciones de escala de terremotos.

c) Método híbrido estocástico-empírico

Se construye un modelo estocástico para una región objetivo (por ejemplo, a partir de la literatura existente). Se estiman modelos estocásticos para modelos empíricos de movimiento del suelo existentes (para diferentes regiones anfitrionas) para espectros de respuesta al encontrar modelos que conduzcan al desajuste mínimo entre los espectros de respuesta predichos de los modelos empíricos y estocásticos. Los modelos empíricos de movimiento del suelo predicen espectros de respuesta para diversas magnitudes y distancias (y otras variables independientes) y luego se multiplican por la relación entre el espectro de respuesta predicho por los modelos estocásticos para las regiones objetivo y anfitriona. Estas ordenadas espectrales de respuesta luego se retroceden para desarrollar modelos empíricos estocásticos híbridos de movimiento del suelo para la región objetivo.

d) Métodos numéricos híbridos

Altas frecuencias de un método y bajas frecuencias de otro método para obtener movimientos del suelo sintéticos híbridos (después de utilizar filtros combinados para combinar los dos enfoques) que luego se utilizan para simular movimientos de grandes terremotos. Se adopta este enfoque porque la heterogeneidad a menor escala en la Tierra (fuente, ruta de propagación y sitio) es difícil de identificar de manera determinista y nuestro conocimiento en cada método es limitado. Aquellos que proponen EGF o métodos estocásticos para generar altas frecuencias asumen una descripción de la fuente del terremoto relativamente simple, mientras que aquellos que usan métodos semianalíticos o numéricos para las altas frecuencias adoptan descripciones complejas de la fuente del terremoto, que se han desarrollado mucho en la última década. Existen muchas más combinaciones propuestas en la literatura.

Capítulo 3

Método estocástico de fuente finita

3.1. Introducción

El método estocástico que considera una falla finita es calificado como un método físico y es usado para realizar simulaciones de registros de movimiento fuerte (Douglas & Aochi, 2008). Las ventajas o principales beneficios que tiene este método es que no necesita registros de movimiento fuerte ocurridos en la zona o área donde se desea evaluar o realizar las simulaciones y es capaz de simular de manera óptima el contenido de la alta frecuencia en los registros de movimiento fuerte (Otarola & Ruiz, 2016), haciéndolo esta última característica el método ideal para la simulación y evaluación de escenarios de terremotos IID, debido a que estos eventos se caracterizan por presentar un contenido importante de alta frecuencia, como se explicó en la sección 2.6.

3.2. Antecedentes

Boore (1983) fue quien por primera vez propuso el método estocástico para la simulación de acelerogramas, convirtiéndose en un método rápido y fiable para capturar el contenido de la alta frecuencia radiada por los terremotos, debido al uso de un modelo simple que consideraba lo siguiente: como fuente una ruptura puntual, que la onda sísmica ascendía de manera vertical a la superficie, solo simulaba la onda SH y sobre roca dura, no sobre suelos donde habría una amplificación dinámica.

Posteriormente, el método estocástico fue mejorado por diferentes sismólogos, investigadores y especialistas en la simulación de registros de movimiento fuerte con la incorporación de diferentes cálculos, parámetros y constantes en la fuente, trayectoria y efectos de sitio para ajustar lo más posible los acelerogramas sintéticos a los registros observados (Beresnev & Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005; Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz et al., 2018; Ojeda et al., 2021). De los cuales podemos destacar las investigaciones de: Beresnev & Atkinson (1997) quienes introdujeron a la simulación un plano de falla finita discretiza-

da; Motazedian & Atkinson (2005) quienes introdujeron un factor de escalamiento para la conservación de la energía en la alta frecuencia; Otarola & Ruiz (2016) quienes introdujeron la simulación de las Ondas SV y P, lo que hizo posible generar registros sintéticos más completos y en las tres componentes: EW, NS y Z; Ruiz et al. (2018) quienes introdujeron la función de factor de amplificación que usa una multiplicación de matrices considerando la estratigrafía y propiedades locales del suelo (profundidades y Vs) para la simulación del movimiento fuerte en diferentes tipos de suelos; y Ojeda et al. (2021) quienes introdujeron una función de amplificación genérica para la función de factor de amplificación, para zonas donde la información de la estratigrafía local es ambiguo, realizando una clasificación del tipo de suelo en función de los valores promedio de Vs en los 30 m de profundidad (Vs30, Boore (2004)).

3.3. Esquema de la aplicación del método estocástico

La metodología usada en este estudio es la misma aplicada por Ojeda et al. (2021) para la simulación de la alta frecuencia del movimiento fuerte del suelo. En la Figura 3.1, se muestra los principales pasos realizados en el método estocástico de falla finita para la simulación de registros sintéticos del movimiento fuerte.

- a. Primero, para generar las ondas P, SV y SH, se selecciona tres trazos de ruido blanco aleatorio como semilla para cada una de las ondas en el sistema de coordenadas i, p y h.
- b. Luego, se multiplica cada semilla de ruido blanco aleatorio con la función envolvente (ec. 3.1), la cual es una primera y simple estimación de la duración y amplitud de las Ondas P, SV y SH, ya que esta función es ponderada por la magnitud, distancia hipocentral y otras constantes que se detallan en la Ec. 3.1. Las constantes más importantes son: Ft , que controla la duración del registro sintético; N , que restringe la amplitud máxima; y E , que controla el grado y forma de decaimiento desde el pick máximo hasta el final del registro.

$$W(t : \varepsilon, \eta, t_\eta) = a \left(\frac{t}{t_\eta} \right)^b \exp \left(-c \left(\frac{t}{t_\eta} \right) \right) \quad (3.1)$$

Donde; $a = \left(\frac{\exp(1)}{\varepsilon} \right)^b$, $b = -\frac{\varepsilon \ln(\eta)}{|1 + \varepsilon(\ln(\varepsilon) - 1)|}$, $c = \frac{b}{\varepsilon}$, y $t_\eta = fT_{gm} \times T_{gm}$ los parámetros ε , η , fT_{gm} y T_{gm} corresponden a valores de calibración tanto de amplitud como de duración, en particular ε es un parámetro temporal que configura el acelerograma desde su inicio hasta su máximo peak, η corresponde a un parámetro de amplitud que da forma a la coda de la función W , fT_{gm} es un parámetro temporal que regula la duración del acelerograma sintético y T_{gm} corresponde a la duración del movimiento fuerte.

- c. Luego, las semillas son llevadas al espacio de la frecuencia, donde son normalizadas con su RMS.

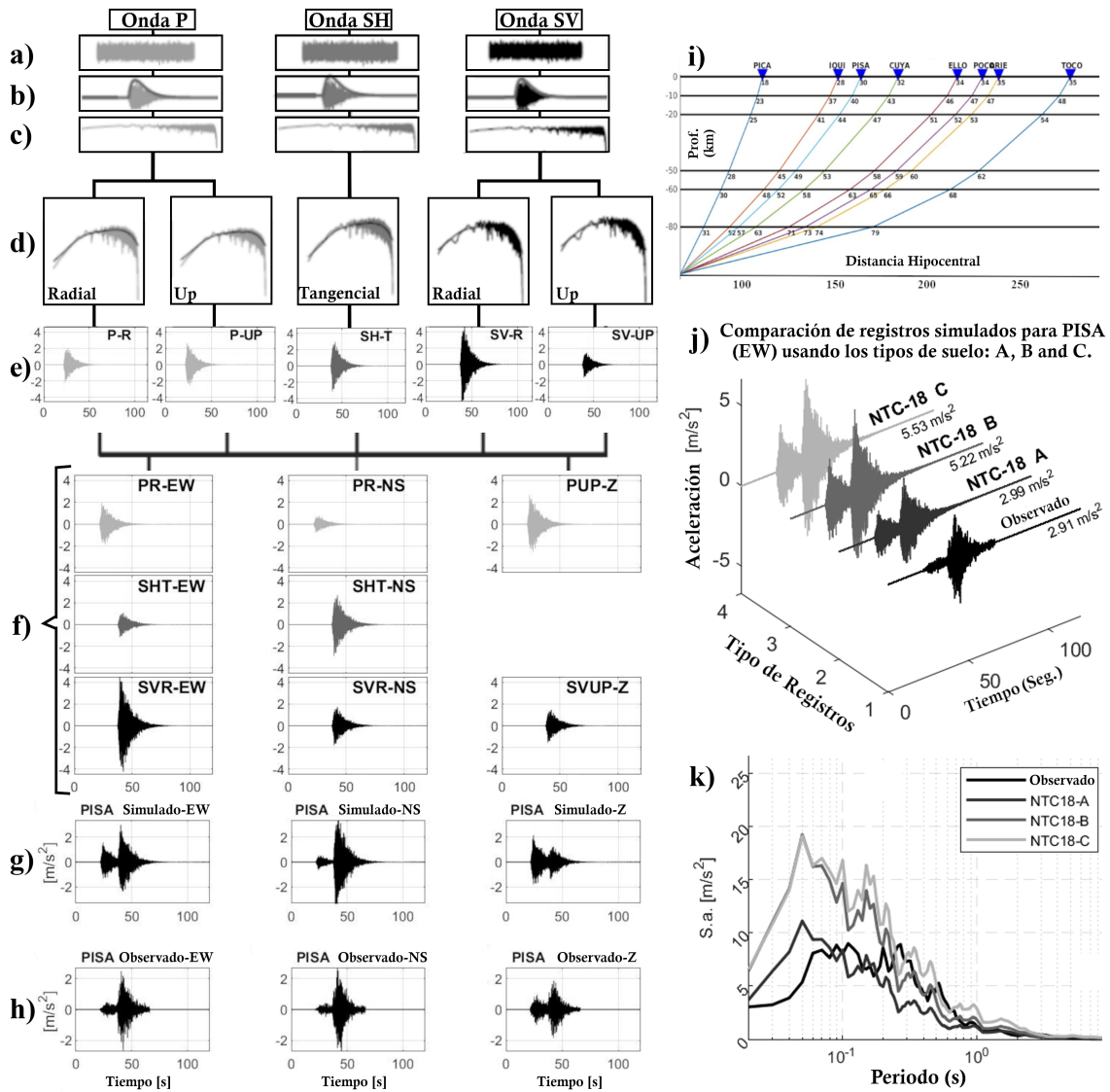


Figura 3.1: Diagrama del método de simulación estocástica de falla finita. a) Ruido blanco aleatorio. b) Ruido blanco modulado en el tiempo. c) Ruido blanco modulado en el dominio de la frecuencia. d) Ruido blanco modulado normalizado para espectros de Brune y convolucionado con la función A (ec. 3.2). e) Series temporales de ondas Radiales y Tangenciales de ruido blanco modulado. f) Series temporales rotadas en componentes EW, NS y Z. g) Registros simulados para estaciones PISA (Terremoto Tarapacá 2005, 7.8Mw). h) Registros observados para estaciones PISA. i) Vista de perfil de la trayectoria de la onda desde una subfuente a 8 estaciones para el terremoto de Tarapacá 2005. j) Diferentes simulaciones usando diferentes tipos de suelo A, B y C. k) Comparación de los espectros de (j) y el registro observado para la estación PISA.

d. Luego, cada semilla de las Ondas P, SV y SH, son descompuestas y llevadas del sistema cartesiano i, p y h al sistema cartesiano de r, t y up. Enseguida, se realiza el paso más importante de todos, ya que se hace una segunda y muy compleja estimación de la duración y amplitud para las ondas P, SV y SH mediante la convolución de cada semilla con las diferentes funciones (ec. 3.2) las cuales buscan constreñir, representar y cuantificar, lo más detallada y cercanamente posible el comportamiento real de todos los fenómenos que ocurren en la fuente (discretización de la falla, distribución y cuantificación del desplazamiento – heterogeneidades, velocidad de ruptura, tiempo de activación de cada subfalla - directividad), propagación del movimiento - efectos de trayectoria (reflexión de las ondas al viajar por un medio estratigráficoado, atenuación geométrica, atenuación anelástica) y efectos de sitio en un punto de observación en la superficie (partición de la energía, efectos de superficie libre, amplificación dinámica debido a estructuras locales cerca de la superficie y tipo de suelo en el punto observado).

$$A_{ijm}^X = \frac{PR_{ijm}^X * PE_{ijm}^X * SF_{ijm}^X * M_{ijm} * FFe_{ijm}^X * G_{ijm} * QA_{ijm}^X * Amp_{ijm}^X * Fde_m * I}{4 * \pi * \rho * V^X} \quad (3.2)$$

Donde:

- PR: Patrón de radiación
- PE: Partición de la energía
- SF: Superficie libre
- M: Momento sísmico parcial
- FFe: Función de la forma del espectro de la fuente
- G: Atenuación geométrica
- QA: Atenuación anelástica
- Fde: Función de decaimiento del espectro en alta frecuencia
- Amp: Función de factor de amplificación
- I: Tipo de movimiento
- ρ : Densidad
- V: Velocidades de las ondas
- Super-índice X: representa los 3 tipos de ondas: P, SV y SH
- Sub-índices ij: representa la posición de la sub-falla
- Sub-índice m: representa la estación evaluada

En la siguiente sección (3.4) se describe cada una de estas funciones.

e. Luego, las Ondas P, SV y SH, en el sistema cartesiano de up, r y t son pasadas del espacio de frecuencia al espacio de tiempo con la transformada inversa de fourier, y multiplicadas por la función de escalamiento (ec. 3.3) con el fin de conservar la energía.

$$H_{ijm}^X = \frac{M_o}{M_{ij}} \sqrt{\frac{\sum f_k \left[\frac{f_k^2}{1 + (\frac{f_k}{f_c})^\gamma} \right]^2}{N \sum f_k \left[\frac{f_k^2}{1 + (\frac{f_k}{f_{c_{ij}}})^\gamma} \right]^2}} \quad (3.3)$$

Donde:

- H: Factor de escalamiento
 - Mo: Momento sísmico escalar total
 - M: Momento sísmico escalar parcial
 - fk: Frecuencia ordinaria k
 - fc: Frecuencia de esquina
 - γ : Gamma
 - N: Número de sub-falla
 - Super-índice X: representa los 3 tipos de ondas: P, SV y SH
 - Sub-índices ij: representa la posición de la sub-falla
- f. Luego, las Ondas P, SV y SH, son descompuestas y llevadas del sistema cartesiano up, r y t al sistema de coordenadas EW, NS y Z.
- g. Luego, se suman las tres Ondas descompuestas de P, SV y SH en cada componente EW, NS y Z con sus respectivos desfases de tiempo, debido a sus velocidades y propiedades diferentes. De esta manera se obtiene el registro sintético de cada sub-falla. En seguida, se suman todos los registros sintéticos calculados para cada sub-falla para obtener el registro sintético completo del evento sísmico evaluado.
- h. Finalmente, se compara los registros sintéticos calculados con ellos registros observados, solo en el caso de que se simule un evento ocurrido. Este paso se obvia en el caso de la simulación de escenarios.

3.4. Funciones importante usadas en la simulación estocástica

Como se mencionó en la sección 3.3, en el paso d), en este estudio se usó la ec. 3.2 (Ojeda et al., 2021) para obtener el espectro de las Ondas SV, SH y P, de las cuales se obtienen al final la simulación del movimiento fuerte en cada estación, a continuación, se realiza una descripción de las diferentes funciones que contiene la ecuación 3.2.

3.4.1. Patrón de radiación (PR)

Los valores explícitos de los patrones de radiación de las ondas y que son deducidos en términos de los ángulos principales del plano de falla (dip, strike, rake), el ángulo de

emergencia del rayo desde la fuente y el ángulo azimutal de la trayectoria del rayo (Aki & Richards, 2002). De esta manera, los valores de patrón de radiación para las ondas P, SV y SH son mostrados en las ecuaciones 3.4, 3.5 y 3.6 respectivamente.

$$PR_{ijm}^p = \cos(\lambda) \sin(\delta) (\sin(i_h))^2 \sin(2(\Phi - \phi_s)) - \cos(\lambda) \cos(\delta) \sin(2i_h) \cos(\Phi - \phi_s) + \sin(\lambda) \sin(2\delta) ((\cos(i_h))^2 - (\sin(i_h))^2 (\sin(\Phi - \phi_s))^2) + \sin(\lambda) \cos(2\delta) \sin(2i_h) \sin(\Phi - \phi_s) \quad (3.4)$$

$$PR_{ijm}^{sv} = \sin(\lambda) \cos(2\delta) \cos(2i_h) \sin(\Phi - \phi_s) - \cos(\lambda) \cos(\delta) \cos(2i_h) \cos(\Phi - \phi_s) + \frac{1}{2} \cos(\lambda) \sin(\delta) \sin(2i_h) \sin(2(\Phi - \phi_s)) - \frac{1}{2} \sin(\lambda) \sin(2\delta) \sin(2i_h) (1 + (\sin(\Phi - \phi_s))^2) \quad (3.5)$$

$$PR_{ijm}^{sh} = \cos(\lambda) * \cos(\delta) * \cos(i_h) * \sin(\Phi - \phi_s) + \cos(\lambda) * \sin(\delta) * \sin(i_h) * \cos(2 * (\Phi - \phi_s)) + \sin(\lambda) * \cos(2 * \delta) * \cos(i_h) * \cos(\Phi - \phi_s) - \frac{1}{2} * \sin(\lambda) * \sin(2 * \delta) * \sin(i_h) * \sin(2 * (\Phi - \phi_s)) \quad (3.6)$$

Donde:

- Φ : Strike de la falla.
- λ : Rake de la falla.
- δ : Dip de la falla.
- ϕ_s : Rumbo del rayo desde la sub-falla ij a la estación m.
- i_h : Ángulo de emergencia del rayo desde la sub-falla ij.
- Super-índice P, SV y SH: representa el tipo de onda.
- Sub-índices ij: representa la posición de la sub-falla.
- Sub-índices m: representa la estación m.

3.4.2. Partición de la energía (PE)

Los factores de partición de energía (PE) dependen del ángulo de incidencia del rayo que se propaga desde cada sub-falla (ij) hasta cada estación m. El factor de partición de energía para las ondas P radial y vertical se muestran en las ecuaciones 3.7 y 3.8, para las ondas SV radial y vertical se muestran en las ecuaciones 3.9 y 3.10 y para la onda SH (tangencial) se muestra en la ecuación 3.11.

$$PE_{mrij}^P = -\sin \theta_{ij} \quad (3.7)$$

$$PE_{mzij}^P = \cos \theta_{ij} \quad (3.8)$$

$$PE_{mrij}^{SV} = \cos \theta_{ij} \quad (3.9)$$

$$PE_{mzij}^{SV} = \sin \theta_{ij} \quad (3.10)$$

$$PE_{m hij}^{SH} = 1 \quad (3.11)$$

Donde:

- θ_{ij} : corresponde al ángulo de incidencia de las ondas P o S desde cada sub-falla ij hasta la estación m.
- Super-índice P, SV y SH: representa el tipo de onda.
- Sub-índices m: representa la estación m.
- Sub-índices ij: representa la posición de la sub-falla.
- Sub-índices r, h y z: representa la componente radial, horizontal y vertical respectivamente.

3.4.3. Superficie libre (SF)

Este factor incorpora en el modelo, el efecto que se produce cuando las ondas sísmicas llegan a la superficie de la Tierra, fundamentado en la reflexión que sufren las ondas sísmicas al llegar a la superficie, de modo que el movimiento experimentado en el punto de observación corresponde a la suma vectorial del desplazamiento producto de una onda incidente y el desplazamiento producto de la onda reflejada.

En las simulaciones, las ondas P y S llegan a cada estación con un ángulo incidente diferente de 90. El factor de superficie libre (FS) para ondas SH siempre es 2, y para las componentes radiales y verticales de ondas P y SV depende del valor de cada ángulo de incidencia. Las ecuaciones usadas para las componentes radial (r) y vertical (z) de la Onda P son 3.12 y 3.13, respectivamente. Mientras que, las ecuaciones usadas para las componentes radial (r) y vertical (z) de la Onda SV son las 3.18 y 3.19 o las 3.22 y 3.23, respectivamente y dependen del valor del ángulo de incidencia (Otarola & Ruiz, 2016).

$$FS_r^P = 1 + B1 + B2 \frac{\cos \alpha}{\sin \theta} \quad (3.12)$$

$$FS_z^P = 1 - B1 + B2 \frac{\sin \alpha}{\cos \theta} \quad (3.13)$$

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{V_s}{V_p} \sin\theta\right) \quad (3.14)$$

$$B1 = \frac{\sin 2\theta \sin 2\alpha - k^2 \cos^2 2\alpha}{\sin 2\theta \sin 2\alpha + k^2 \cos^2 2\alpha} \quad (3.15)$$

$$B2 = \frac{2k \sin 2\theta \cos 2\alpha}{\sin 2\theta \sin 2\alpha + k^2 \cos^2 2\alpha} \quad (3.16)$$

$$FS_h^{SH} = 2 \quad (3.17)$$

Para $\theta < \arcsin\left(\frac{V_s}{V_p}\right)$:

$$FS_r^{SV} = 1 - f1 + f2 \frac{\sin\alpha}{\cos\theta} \quad (3.18)$$

$$FS_z^{SV} = 1 + f1 + f2 \frac{\cos\alpha}{\sin\theta} \quad (3.19)$$

$$f1 = \frac{-(\cos^2 2\theta - C^2 \sin 2\theta \sin 2\alpha)}{\cos^2 2\theta + C^2 \sin 2\theta \sin 2\alpha} \quad (3.20)$$

$$f2 = \frac{2C \sin 2\theta \cos 2\theta}{\cos^2 2\theta + C^2 \sin 2\theta \sin 2\alpha} \quad (3.21)$$

Para $\theta > \arcsin\left(\frac{V_s}{V_p}\right)$

$$FS_r^{SV} = \frac{2\cos 2\theta}{(\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta)} \frac{R_r}{\cos\theta} \quad (3.22)$$

$$FS_z^{SV} = \frac{2\sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin 2\theta}{(\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta)} \frac{R_z}{\sin\theta} \quad (3.23)$$

$$C = \frac{V_s}{V_p} \quad (3.24)$$

$$R_r = \sqrt{(\cos^2 2\theta \cos\theta)^2 + (\sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin^2 2\theta)^2} \quad (3.25)$$

$$R_z = \sqrt{(2\sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin\theta \sin 2\theta)^2 + (\cos^2 2\theta)^2} \quad (3.26)$$

3.4.4. Momento sísmico parcial (M)

Esta función representa el momento sísmico escalar parcial que está asociado a cada sub-falla **ij**, los cuales son obtenidos ocupando el valor de deslizamiento total con los valores de deslizamiento parciales y que están en el modelo de distribución de deslizamiento. La ecuación 3.27 muestra el cálculo de esta función.

$$M_{mij} = \frac{M_o * S_{ij}}{\sum_{N_L} \sum_{N_w} [S_{ij}]} \quad (3.27)$$

Donde:

- M_o : Momento sísmico total.
- S : Deslizamiento en la sub-falla ij .
- N_L : Número de sub-fallas a lo largo de la falla.
- N_W : Número de sub-fallas a lo ancho de la falla.
- Sub-índices ij : representa la posición de la sub-falla.
- Sub-índices m : representa la estación m . respectivamente.

3.4.5. Forma funcional del espectro de la fuente (O)

En este estudio se usa el modelo propuesto por Otarola & Ruiz (2016), con la ecuación 3.28, el cual es una modificación del modelo de fuente propuesto Motazedian & Atkinson (2005) que está basado en un modelo de Brune (1970). Este modelo considera que la forma funcional del espectro de desplazamiento de la fuente (para las ondas P y S) sigue un decaimiento $\omega - \gamma$ (Aki, 1967; Madariaga & Meyers, 2009).

$$O^X(f) = \frac{O_o^X}{1 + \left(\frac{f}{f_c^X}\right)^\gamma} \quad (3.28)$$

Donde:

- O : Función forma del espectro para las ondas S y P.
- f : Frecuencia.
- Super-índice X : representa la Onda P o S.
- f_c^X : Frecuencia de esquina para la onda S o P.
- O^X : Corresponden al valor del plateau de los espectros de Fourier de desplazamiento para la onda S o P.
- γ : Valor de la pendiente del decaimiento (en el espectro de Fourier de desplazamiento) en altas frecuencias en escala Log-Log.

3.4.6. Atenuación geométrica (G)

La atenuación geométrica $G(R)$, representa la pérdida o disipación de la energía sísmica en el dominio del tiempo y está directamente relacionado con la distancia de la fuente a un punto determinado (estación) en un tiempo (t). Para un medio homogéneo $G=1/R$, pero para un medio no-homogéneo su cálculo es más complejo. En este estudio se usó diferentes funciones (ecuaciones 3.29 a 3.31) que están en función de la distancia hipocentral (R).

Para $R \leq 50\text{km}$

$$G(R) = \frac{1}{R} \quad (3.29)$$

Para $50\text{km} < R \leq 100\text{km}$

$$G(R) = \left(\frac{1}{50}\right)\left(\frac{50}{R}\right)^{-0,1} \quad (3.30)$$

Para $R > 100\text{km}$

$$G(R) = \left(\frac{1}{50}\right)\left(\frac{50}{100}\right)^{-0,1}\left(\frac{100}{R}\right)^{1,4} \quad (3.31)$$

Donde:

- R : Distancia hipocentral.

3.4.7. Atenuación anelástica (QA)

La atenuación anelástica es la función (Ecuación 3.32) más usada para el cálculo de la atenuación en el dominio de la frecuencia (Udias, 1999), debido a que la tierra tiene un comportamiento anelástico, por tanto, en cada ciclo de carga y descarga ocurre una pérdida de energía. El factor de calidad $Q(f)$, busca caracterizar esa pérdida de energía, siendo Q^{-1} la cantidad de energía disipada en cada ciclo o cada periodo de la onda, y que está relacionado con la geología de la región.

$$QA^X = \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q_{(f)}^X \beta}\right) \quad (3.32)$$

Donde:

- Super-índice X : representa el tipo de onda (P o S) evaluado.
- f : Frecuencia.

- R: Distancia hipocentral.
- $Q_{(f)}^X$: Factor de calidad para la onda P o S, según el valor de X.
- β : Velocidad de la Onda S en la vecindad de la fuente.

3.4.8. Frecuencia de esquina dinámica (fij)

La frecuencia de esquina está definida como el valor de la intersección entre la parte plana de un espectro de Fourier en las bajas frecuencias y la recta con pendiente negativa, que sigue la envolvente, caída característica de las altas frecuencias observada en los espectros de los terremotos (Madariaga & Meyers, 2009). Además, la frecuencia de esquina de los terremotos escala en función de la magnitud del terremoto. Para calcular la frecuencia de esquina dinámica para ondas S, se ocupa la definición propuesta por Motazedian & Atkinson (2005), ecuación 3.33.

$$f_{mij}^S = 4,5 \times 10^6 \beta \left[\frac{\Delta\sigma}{\min\left(\frac{N_R}{N}, F_{pulse}\right) \times Mo} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3.33)$$

Donde:

- Mo: Momento sísmico total.
- $\Delta\sigma$: Caída de esfuerzos.
- β : Velocidad de la Onda S en la vecindad de la fuente.
- N_R : Número acumulado de sub-fallas activadas en el instante t.
- N: Número total de sub-fallas.
- F_{pulse} : Porcentaje máximo del área de cada sub-falla activada durante la propagación de la ruptura.

Para calcular la frecuencia de esquina dinámica de la onda P, se utiliza la relación propuesta por Otavola & Ruiz (2016), ecuación 3.34.

$$f_{mij}^P = 4,5 \times 10^6 \alpha \left[\frac{\Delta\sigma}{\min\left(\frac{N_R}{N}, F_{pulse}\right) \times Mo} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3.34)$$

Donde:

- Mo: Momento sísmico total.
- $\Delta\sigma$: Caída de esfuerzos.
- α : Velocidad de la Onda P en la vecindad de la fuente.

- N_R : Número acumulado de sub-fallas activadas en el instante t.
- N : Número total de sub-fallas.
- F_{pulse} : Porcentaje máximo del área de cada sub-falla activada durante la propagación de la ruptura.

3.4.9. Función de la atenuación del espectro en alta frecuencia (Dk)

Esta función es un filtro que toma en cuenta la atenuación en la alta frecuencia, independiente del trayecto, usualmente se utiliza un filtro fmax (Hanks, 1982; Boore, 1983) o el filtro k de Anderson & Hough (1984). En este estudio se considera la función D que considera el filtro k y por lo cual se denota como función Dk y es mostrada en la ecuación 3.35.

$$Dk(f) = exp(-\pi kf) \quad (3.35)$$

Donde:

- f: Frecuencia.
- k: Constante de atenuación de la alta frecuencia.

3.4.10. Tipo de movimiento (I)

Esta función determina el tipo de movimiento que se está calculando y que puede ser de aceleración, velocidad o desplazamiento. Para especificar esta característica importante se usa la siguiente ecuación 3.36

$$I(f, n) = (2\pi fi)^n \quad (3.36)$$

Donde:

- f: Frecuencia.
- i: $\sqrt{-1}$.
- n: es 0, 1 o 2 para desplazamiento, velocidad o aceleración respectivamente.

3.4.11. Función de factor de amplificación (Amp)

El factor de amplificación del suelo se calculo considerando una función de amplificación del suelo-roca genérica (GRSA). Estas curvas GRSA corresponden al código de clasificación

de suelos NTC-18 basado en (Boore & Joyner, 1997). Diferentes estudios (Boore & Joyner, 1997; Wills et al., 2000; Boore, 2004; Boore et al., 2011) realizados en diferentes partes del mundo han probado la relación del factor de amplificación por efecto de sitio con las características y propiedades de la sección poco profunda del suelo, más específicamente, con la velocidad promedio de V_s hasta 30 m de profundidad en el punto de observación (es decir, en la estación). El grado de excitación o amplificación del movimiento del suelo aumenta, mientras que los valores de velocidad V_s disminuyeron. La clasificación del tipo de suelo estuvo determinada por los valores de V_{s30} : tipo A para $V_{s30} > 750$, tipo B para $360 < V_{s30} < 750$ y tipo C para $V_{s30} < 360$.

Capítulo 4

Datos de movimiento fuerte y parámetros de la fuente sísmica

Para simular registros sintéticos del movimiento fuerte con el método estocástico de falla finita, si bien es cierto, no es necesario tener registros o datos de movimiento fuerte de eventos ocurridos en el pasado, si es necesario tener en cuenta otros tipos de parámetros, los cuales, son muy importantes en la simulación de la forma y amplitudes de los registros sintéticos. Por esta razón para la validación del método junto a otros parámetros (κ , γ , stress drop, constantes de la fuente, constantes del factor de calidad, modelo de deslizamiento) en este capítulo, primero, se eligió eventos IID ocurridos cerca de Santiago que tengan la mayor cantidad de información sísmica completa (hipocentro y mecanismo focal). Luego, se revisó la bibliografía para extraer algunos parámetros de estudios más profundos (como es el caso, de la distribución de deslizamiento y stress drop, para el Terremoto de Tarápaca 7.8Mw, 2005) y finalmente para los parámetros sin información sus valores se dedujeron con el método prueba-error hasta ajustar lo más cercanamente posible los registros sintéticos a los observados.

4.1. Catálogo sísmico

EL catálogo sísmico usado en este estudio fue el elaborado en el Centro Sismológico Nacional (CSN) para el periodo 2015-2022 y área de un radio de 100 km alrededor de la ciudad de Santiago (Figura 4.1). Dentro de este periodo ocurrieron 12 eventos IID, cuyo mecanismo focal fue determinado por el NEIC, con un rango de profundidad entre 75-122km y un rango de magnitudes entre 4.5-5.7 Mw (Tabla 4.1).

4.2. Registros de movimiento fuerte

Los datos de registros de aceleración fueron descargados de la página web: www.cns.chile.cl. Debido a que en este estudio se desea simular registros sintéticos de aceleración dentro de

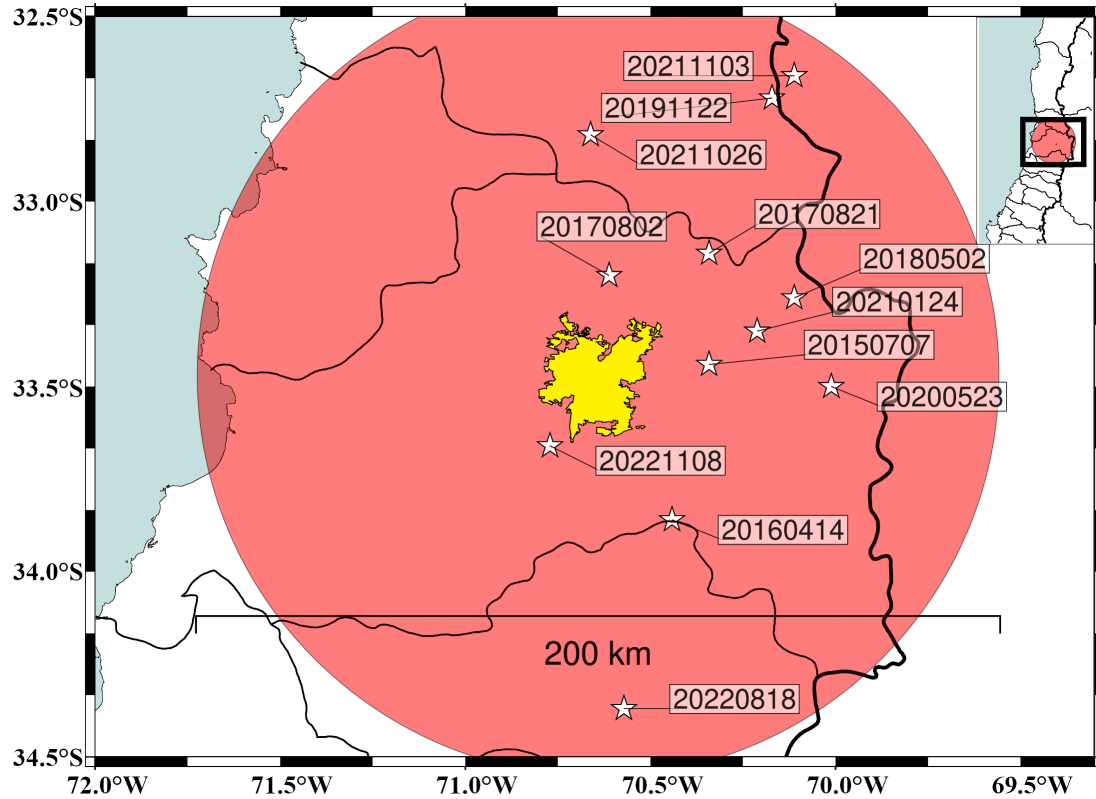


Figura 4.1: Ubicación de sismos de profundidad intermedia encontrados en el catálogo sísmico del CSN para el periodo 2015-2022 y dentro de área de un radio de 111km alrededor de Santiago.

Tabla 4.1: Parámetros sísmicos (fecha, tiempo, hipocentro y magnitud) de los sismos de IID encontrados en el catálogo sísmico del CSN para el periodo 2015-2022 y dentro de un área circular con radio de 100km desde el centro de Santiago.

Código	Fecha	Tiempo Origen	Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud
20150707	2015/07/07	13:35:14	-33.44	-70.34	117	5.2
20160414	2016/04/14	09:38:44	-33.86	-70.44	117	5.1
20170802	2017/08/02	07:15:13	-33.2	-70.61	99	5.4
20170821	2017/08/21	12:02:24	-33.14	-70.34	97	4.5
20180502	2018/05/02	16:09:54	-33.26	-70.11	110	4.8
20191122	2019/11/22	22:27:31	-32.72	-70.17	113	5
20200523	2020/05/23	13:11:00	-33.5	-70.01	118	5.2
20210124	2021/01/24	00:07:45	-33.35	-70.21	122	5.7
20211026	2021/10/26	03:35:42	-32.82	-70.66	94	4.8
20211103	2021/11/03	03:17:47	-32.66	-70.11	113	5.8
20220818	2022/08/18	02:10:22	-34.37	-70.57	114	5.5
20221108	2022/11/08	08:51:16	-33.66	-70.77	92	5.3

Tabla 4.2: Código de eventos IID evaluados y el número de estaciones con registros de aceleración disponibles en las redes sísmicas RMXX y MTXX, donde XX toma valores de 01 a 21.

Código	N° Estaciones
20150707	9
20160414	10
20170802	15
20170821	7
20180502	16
20191122	14
20200523	8
20210124	17
20211026	5
20211103	15
20220818	12
20221108	9

la región metropolitana de Santiago se seleccionaron solo las estaciones de la red RMXX y MTXX, donde XX toma valores de 01 a 21. Los sismos con datos más completos (≥ 10 estaciones) son: 20160414, 20170802, 20180502, 20191122, 20210124, 20211103 y 20220818. Mientras que los demás sismos tienen entre 5 y 9 estaciones y son: 20150707, 20170821, 20200523, 20211026 y 20221108. (Tabla 4.2).

4.3. Mecanismos focales

Los mecanismos focales de terremotos chilenos son generados por el CSN (fase w), FM-NEAR, por el Programa de Peligro Sísmico de la Universidad de Chile. A priori se comparó estos mecanismos con los reportados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USG) encontrando diferencias menores. Para uniformizar los resultados se utilizaron los reportados por el USG (Tabla 4.3). Para describir la geometría del plano de falla en las simulaciones se usó el Plano 1 (Figura 4.2) en todos los eventos.

4.4. Evaluación y selección de otros parámetros para la simulación

Para realizar las simulaciones a parte del hipocentro (tiempo, espacio y magnitud) y los mecanismos focales (planos de falla), es necesario determinar otros parámetros como: las constantes del factor de calidad para la onda P y S (Q_{op} y Q_{os}), γ (g), κ (k), coeficiente de amortiguamiento (amm), stress drop (D_s), modelos de deslizamiento, las constantes de la envolvente. Estos parámetros son calculados en estudios más profundos e.g para el Terremoto de Tarápaca 2005, 7.8 Mw (Peyrat et al., 2006; Delouis & Legrand, 2007; Kuge et al., 2010). Sin embargo, los estudios para eventos IID de magnitud moderada son

Tabla 4.3: Mecanismos focales de los planos 1 y 2, para los 12 eventos IID seleccionados (Fuente: USGS).

Código	Strike 1	Dip 1	Rake 1	Strike 2	Dip 2	Rake 2
20150707	196	7	-79	5	83	-91
20160414	244	66	98	45	26	72
20170802	56	55	-59	190	46	-126
20170821	224	80	90	46	10	92
20180502	198	39	-84	10	52	-95
20191122	156	63	-94	345	27	-83
20200523	3	58	-148	255	63	-36
20210124	194	88	69	99	21	175
20211026	249	87	58	154	32	174
20211103	188	17	-59	337	76	-99
20220818	24	70	-79	175	23	-117
20221108	62	87	-50	156	40	-175

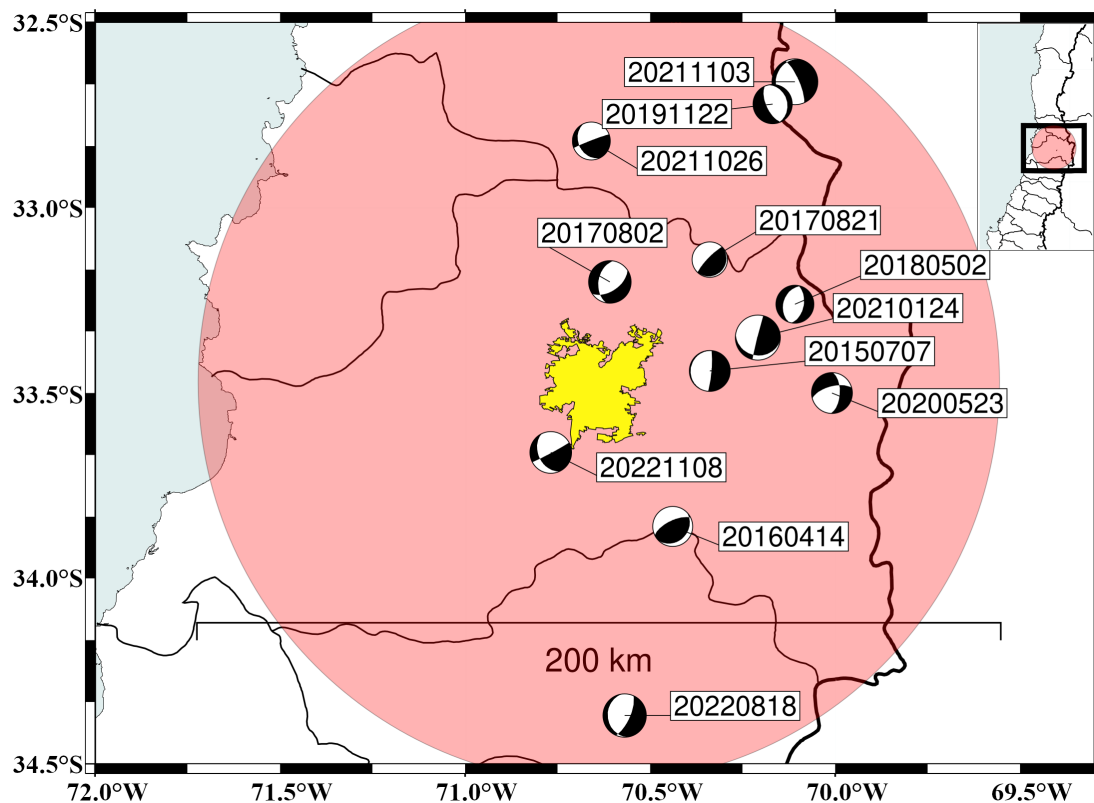


Figura 4.2: Mecanismo Focal (plano 1) de los 12 eventos IID con magnitud moderada, ubicados cerca y alrededores de la Región Metropolitana de Santiago y que serán simulados con el método estocástico.

pocos, siendo el parámetro de stress drop el más estudiado (Prieto et al., 2012; Herrera et al., 2023). Debido a que el cálculo de algunos de estos parámetros es complejo, para aquellos que no se tiene información se ajustaron sus valores con el método de prueba-error para lo cual, se consideró como valores base, los usados en otras simulaciones de terremotos interplaca (Otarola & Ruiz, 2016; Ruiz et al., 2018; Ojeda et al., 2021), aumentando y disminuyendo el valor base con el fin de seleccionar los que mejor ajustaran los registros sintéticos a los registros observados para cada terremoto IID evaluado. El Terremoto de Tarapacá del 2005, 7.8Mw es el terremoto IID de mayor magnitud que ocurrió en el periodo instrumental y es también el mejor registrado, ya que cuenta con una buena cobertura azimutal. Por esta razón la simulación de los escenarios se hizo tomando como base los 12 eventos IID de magnitud moderada que ocurrieron en las cercanías de Santiago y luego fueron extrapolado a un terremoto similar al Terremoto de Tarapacá 2005, 7.8Mw.

4.4.1. Evaluación del parámetro de constantes de factor de calidad para la Onda P y S (Q_p y Q_s)

Para este análisis los valores de base fueron, $Q_p=1300$ y $Q_s=800$ (Otarola & Ruiz, 2016). Luego de realizar las simulaciones con un aumento y disminución de 50 se determinó que el grado de repercusión de estos parámetros en las simulaciones es muy bajo, por lo cual, se decidió que los valores seleccionados sean para $Q_p=1300$ y $Q_s=800$.

4.4.2. Evaluación del parámetro gamma (g_{mm})

Para este análisis el valor de base fue, $g_{mm}=1.75$. Luego de realizar las simulaciones con un aumento y disminución de 0.2 se determinó que este parámetro es muy importante en las simulaciones (amplitud), debido a que tiene una alta repercusión en los resultados. En algunos estudios se consideran valores inferiores a 2.0 para el campo cercano (Madariaga et al., 2019), pero los eventos IID tienen profundidades mayores a 70 km, por lo tanto, no hay estaciones con distancias hipocentrales menores a 70 km por lo cual se decidió usar para gamma el valor de 2.0 (Brune, 1970).

4.4.3. Elección del modelo de distribución de deslizamiento

Un parámetro importante usado en el método estocástico se relaciona a la propiedad de la fuente con el uso de un modelo de deslizamiento asociado a cada evento. Para eventos de gran magnitud $M > 7$, la elección de un modelo de falla finita es recomendado, mientras que para eventos con magnitud moderada M 5-6 se puede asumir un modelo de falla puntual, donde la energía se irradia desde el hipocentro. Por esta razón, para los eventos IID moderados se uso un modelo de falla puntual, para el Terremoto de Tarapaca 7.8 Mw se uso el modelo de deslizamiento (Figura 4.3) de (Delouis & Legrand, 2007), y para los escenarios se usa una distribución gaussiana con un deslizamiento maximo en el centro.

Tabla 4.4: Valores de caída de esfuerzos utilizados para cada evento IID

Código	Stress Drop (bars)
20150707	120
20160414	310
20170802	390
20170821	495
20180502	460
20191122	410
20200523	120
20210124	180
20211026	140
20211103	210
20220818	240
20221108	120

4.4.4. Evaluación caída de esfuerzos (stress drop)

Para este análisis el valor de base fue de 200 Bars. Luego de realizar las simulaciones con un aumento y disminución del valor base se obtuvieron aceptables resultados con valores por debajo del valor base para 5 eventos IID, mientras que se determinó valores por encima del valor base para 7 eventos IID. El valor promedio de stress drop es de 266 Bars. En la Tabla 4.4 se muestran los valores de caída de esfuerzos seleccionados para cada evento.

4.4.5. Evaluación de las constantes de la envolvente (FT, N, E)

Debido a que la función de la envolvente tiene 3 constantes importantes, se realizó su evaluación de las mismas con valores base de: $FT=1.8$, $N=0.04$ y $E=0.1$. Luego de realizar las simulaciones con un aumento y disminución con diferentes intervalos se determinó que el grado de repercusión de estas constantes en las simulaciones es importante, en especial el de FT en las amplitud y duraciones de los registros sintéticos. Finalmente, los valores seleccionados para los eventos IID de moderada y gran magnitud son: para $FT=2.4$, $N=0.01$ y $E=0.05$.

4.4.6. Evaluación del Tipo de Suelo para las estaciones evaluadas

El tipo de suelo sobre el cual se hace la observación (estación) es muy importante en la estimación del factor de amplificación (efecto de sitio). En este estudio se usó la amplificación genérica de suelo de roca (GRSA) utilizando la clasificación de suelo definida en Ojeda et al. (2021) y Boore & Joyner (1997), debido a sus amplios usos en otras investigaciones, así como, en la ingeniería sísmica.

Estas curvas GRSA corresponden al código de clasificación de suelos NTC-18 basado en

Tabla 4.5: Lista de las estaciones localizadas dentro de un área circular con un radio de 100km desde el centro de Santiago y su clasificación del tipo de suelo. Los valores VSz30 son inferidos desde datos del CSN y Pozo et al. (2023) (VSz30*).

Station code	Longitude	Latitude	VSz30 (<i>m/s</i>)	Soil type code
R02M	-70,66°	-33,47°	1165	A
R05M	-70,53°	-33,44°	877	A
R06M	-70,57°	-33,61°	720	B
R07M	-70,69°	-33,37°	283	C
R10M	-70,55°	-33,58°	514	B
R12M	-70,62°	-33,39°	308	C
R13M	-70,77°	-33,22°	319	C
R14M	-70,55°	-33,4°	744	B
R17M	-70,68°	-33,21°	739	B
R18M	-70,75°	-33,51°	421	B
R19M	-71,22°	-33,7°	482	B
R20M	-70,93°	-33,67°	666	B
R21M	-70,8°	-33,38°	350	C
MT01	-71,25°	-33,86°	—	B
MT02	-71,14°	-33,26°	923*	A
MT03	-70,51°	-33,49°	—	C
MT05	-70,74°	-33,39°	496*	B
MT07	-71,02°	-32,98°	—	B
MT09	-70,99°	-33,78°	—	C
MT10	-70,54°	-33,27°	—	B
MT13	-70,29°	-33,74°	—	B
MT14	-70,54°	-33,4°	—	B
MT15	-70,51°	-33,6°	—	C

Boore & Joyner (1997). Diferentes estudios (Boore & Joyner, 1997; Wills et al., 2000; Boore, 2004; Boore et al., 2011) realizados en diferentes partes del mundo han probado la relación del factor de amplificación por efecto de sitio con las características y propiedades de la sección superficial del suelo, más específicamente, con la velocidad promedio de Vs hasta 30 m de profundidad en el punto de observación (es decir, debajo de la estación). El grado de excitación o amplificación del movimiento del suelo aumenta, mientras que los valores de velocidad Vs disminuyen. La clasificación del tipo de suelo se determinó por los valores de Vs30: tipo A para $Vs30 > 750$, tipo B para $360 < Vs30 < 750$ y tipo C para $Vs30 < 360$. Los valores de Vs30 se estimaron a partir de los perfiles de velocidad obtenidos del CSN siguiendo la metodología VSz30 propuesta por Boore (2004) para cada estación ubicada en la Región Metropolitana de Santiago. También utilizamos los valores de Vs30 propuestos por Pozo et al. (2023), específicamente para las estaciones MT02 y MT05.

Para las estaciones sin información de Vs30 o VSz30, se realizó 3 simulaciones con cada tipo de suelo (A, B y C) para todos los eventos. Luego, de realizar un análisis visual se eligió para cada estación el Tipo de suelo que mejor ajusta el registro sintético al observado en todos los eventos. La Tabla 4.5, muestra el resultado final.

Capítulo 5

Resultados

En esta parte del estudio, se muestra y evalúa los resultados de las simulaciones de 12 eventos IID de magnitud moderada ($\sim M5-6$) y el Terremoto de Tarapacá 2005, 7.8Mw. Al final, se presenta los resultados de 12 escenarios de terremotos IID, 7.8Mw con hipocentros cerca a la Región Metropolitana de Santiago donde se resume y evalúa las estimaciones de los valores máximos de aceleración de los registros sintéticos (PGA).

5.1. Simulación de los eventos IID de magnitud moderada

5.1.1. El evento del 2015/07/07 (5.2 Mw)

Este evento ocurrió a 32 km al Este (E) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 9 estaciones acelerométricas (27 registros: 9 de EW, 9 de NS y 9 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.1, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20150707. En general, se observa en la mayor parte de los registros un buen ajuste (Fig. 5.1d, e, f, g) excepto en; 4 registros en la Componente EW (Fig. 5.1a) donde las estaciones MT03 y R02M son subestimadas, mientras que, las estaciones R13M y R21M son sobrestimadas; 3 registros en la Componente NS (Fig. 5.1b) donde las estaciones R05M, R12M y R13M son subestimadas; y 2 registros en la componente Z (Fig. 5.1c) donde las estaciones R02M y R12M son subestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.1h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 66.7% de los registros simulados (18 de los 27 registros). De los 9 registros sin un buen ajuste, 8 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 1 registro presenta una crítica subestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa. En la Componente EW (Fig. 5.1a) se observa una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) <$

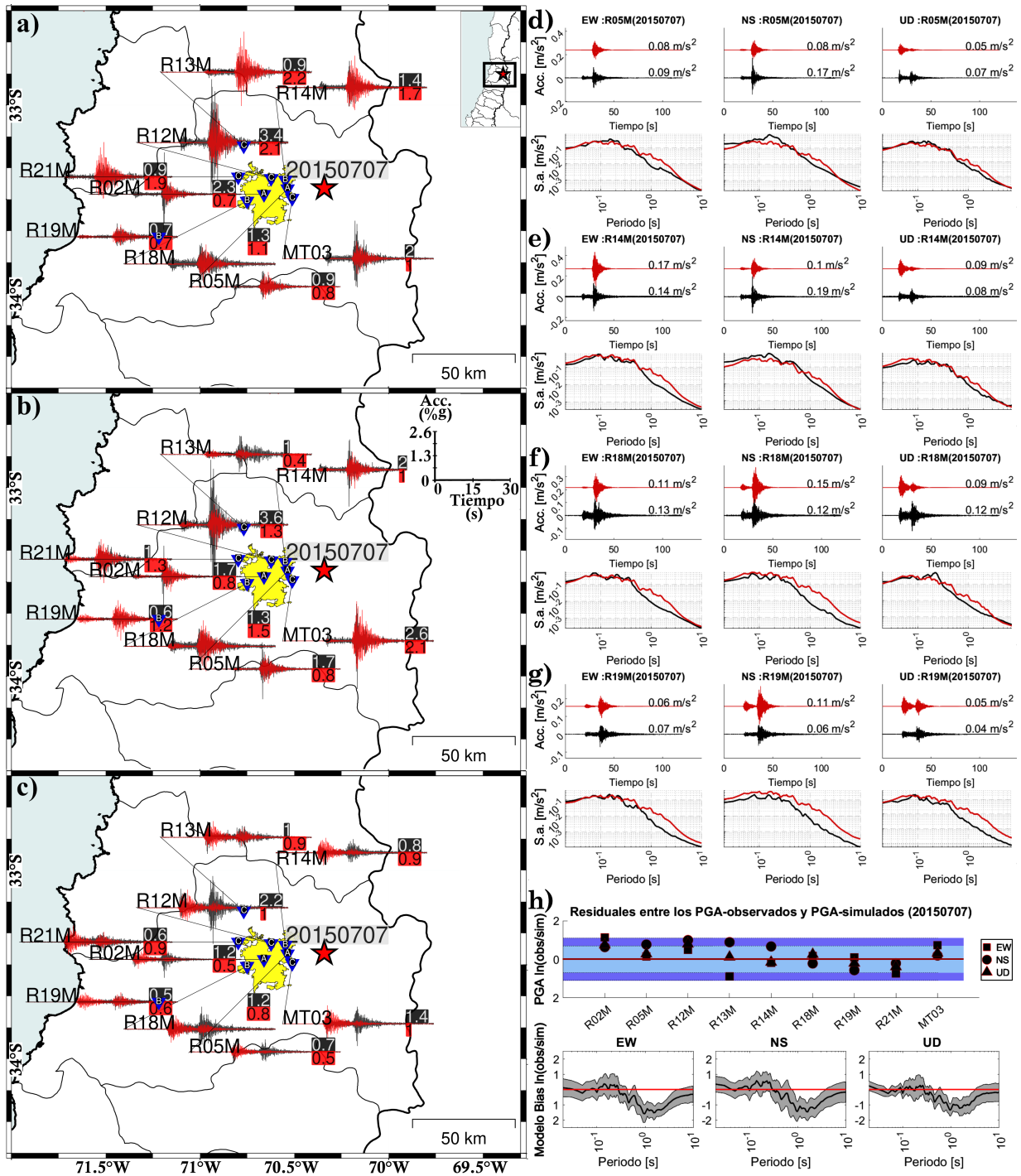


Figura 5.1: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20150707 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R05M, R14M, R18M y R19M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.1: Evaluación de la simulación para el evento 20150707 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Cri.Sub.	Acept.	Alt.Sub.
R05M	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
R12M	Acept.	Alt.Sub.	Alt.Sub.
R13M	Alt.Sob.	Alt.Sub.	Acept.
R14M	Acept.	Acept.	Acept.
R18M	Acept.	Acept.	Acept.
R19M	Acept.	Acept.	Acept.
R21M	Alt.Sob.	Acept.	Acept.
MT03	Alt.Sub.	Acept.	Acept.

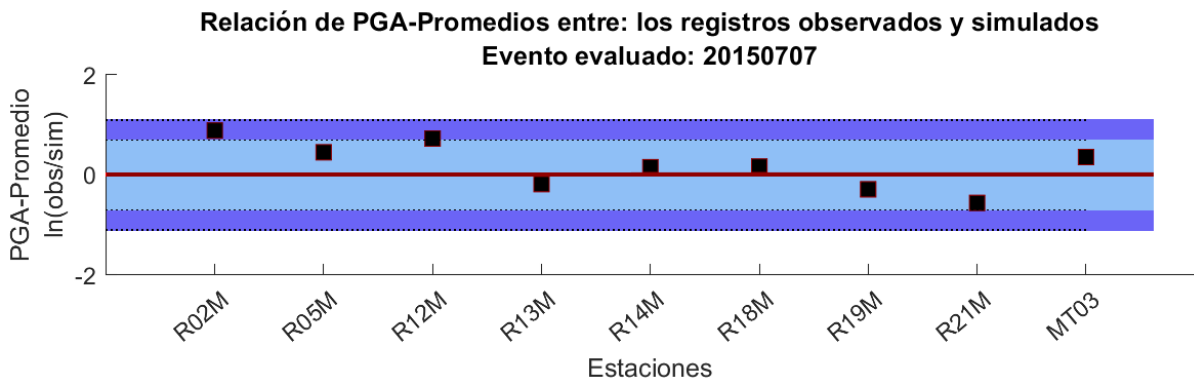


Figura 5.2: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 9 estaciones disponibles para el evento 20150707.

1.1) en la estación MT03, altas sobrestimaciones ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estaciones R13M y R21M, y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación R02M. En la Componente NS (Fig. 5.1b) se observa altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R05M, R12M y R13M. En la componente Z (Fig. 5.1c) se observa altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R02M y R12M. En la Tabla 5.1 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.2). En la Figura 5.2 podemos observar que el 77.8 % de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con subestimaciones o sobrestimaciones muy críticas ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

Tabla 5.2: Evaluación de la simulación para el evento 20160414 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Acept.	Acept.	Acept.
R05M	Acept.	Acept.	Acept.
R12M	Acept.	Acept.	Acept.
R13M	Acept.	Acept.	Acept.
R14M	Acept.	Acept.	Acept.
R18M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
R19M	Acept.	Acept.	Acept.
R20M	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
R21M	Acept.	Acept.	Acept.
MT09	Acept.	Acept.	Acept.

5.1.2. El evento del 2016/04/14 (5.1 Mw)

Este evento ocurrió a 45 km al Sur-Sur-Este (SSE) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 10 estaciones (30 registros: 10 de EW, 10 de NS y 10 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. $< 150\text{km}$) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.3, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20160414. En general, se observa en la mayor parte de los registros un buen ajuste (Fig. 5.3d, e, f, g) excepto en; 2 registros en la Componente NS (Fig. 5.3b) donde las estaciones R18M y R20M son subestimadas, y en las componentes EW y Z no hay registros con un alto grado de subestimación o sobrestimación (Fig. 5.3a, c).

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.3h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 93.3% de los registros simulados (28 de los 30 registros). De los 2 registros sin un buen ajuste, 1 registro presenta una alta subestimación, con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 -1.1, y 1 registro presenta una crítica subestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa. En la Componente NS (Fig. 5.3b) se observa una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación R20M, y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación R18M. En las Componentes EW y Z (Fig. 5.1a, c) no se observan altas, ni críticas subestimaciones o sobrestimaciones. En la Tabla 5.2 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.4). En la Figura 5.4 podemos observar que el 100% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o

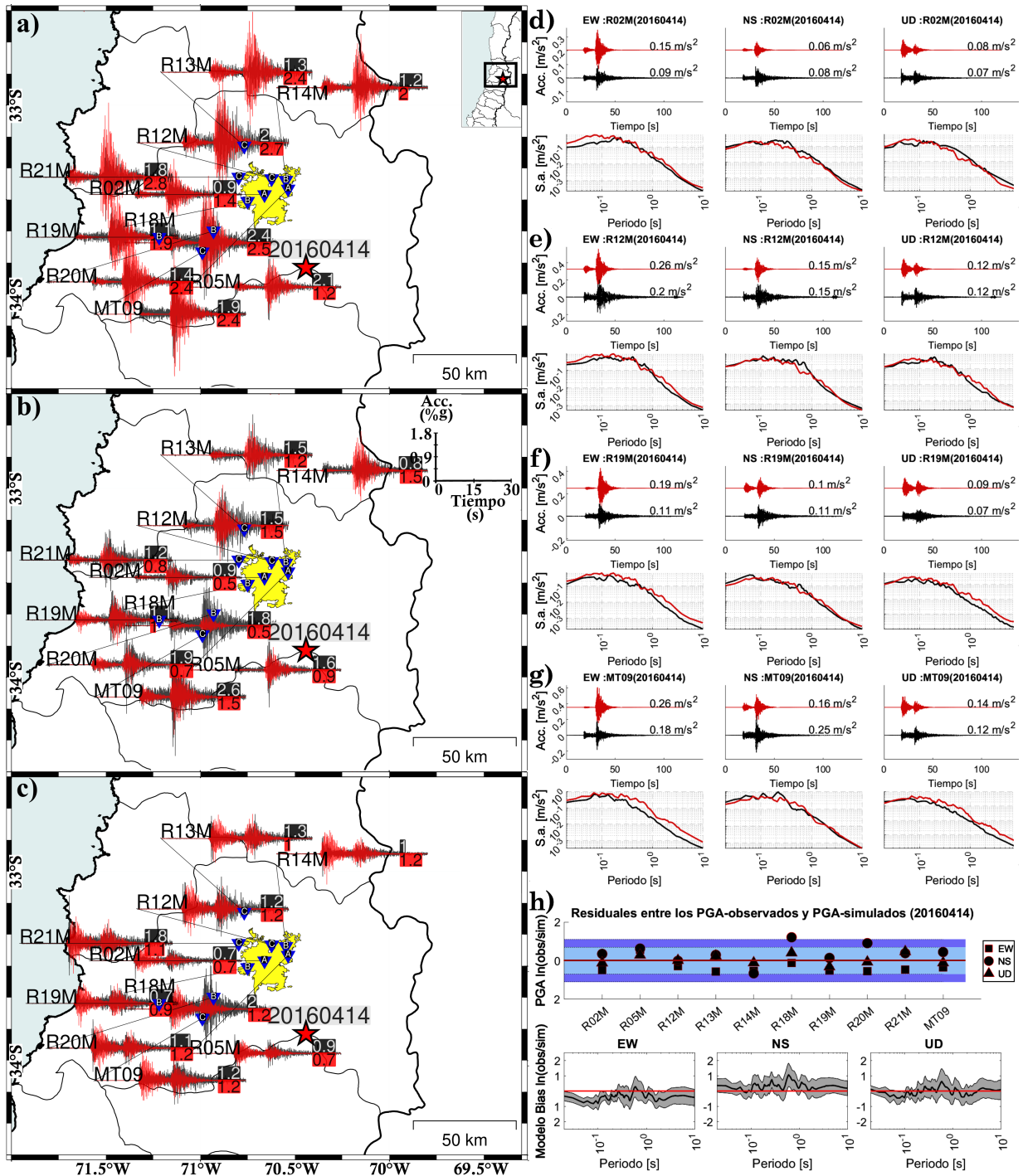


Figura 5.3: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20160414 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R02M, R12M, R19M y MT09, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(obs/sim)|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(obs/sim)| < 0.7$.

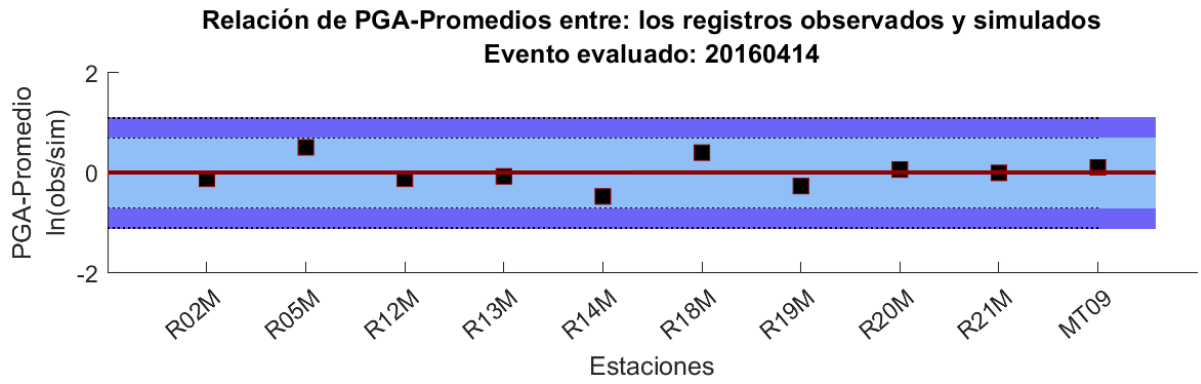


Figura 5.4: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 10 estaciones disponibles para el evento 20160414.

sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual demuestra que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA a los observados (reales).

5.1.3. El evento del 2017/08/02 (5.4 MW)

Este evento ocurrió a 33 km al Norte (N) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 15 estaciones (45 registros: 15 de EW, 15 de NS y 15 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.5, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20170802. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.5d, e, f, g) excepto en; 6 registros en la Componente EW (Fig. 5.5a) donde las estaciones R18M, R19M, R20M, R21M, y MT09 son subestimadas, mientras que, la estación MT13 es sobrestimada; 2 registros en la Componente NS (Fig. 5.5b) donde la estación R05M es subestimada, mientras que, la estación MT05 es sobrestimada; y 3 registros en la componente Z (Fig. 5.5c) donde las estaciones MT02, MT05 y MT13 son sobrestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.5h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 75.6% de los registros simulados (34 de los 45 registros). De los 11 registros sin un buen ajuste, 7 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 4 registros presentan una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa. En la Componente EW (Fig. 5.5a) se observa una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R19M, R20M y MT09, una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en la estación MT13, y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en las estaciones R18M y R21M. En la Componente NS (Fig. 5.5b) se observa una alta sobrestimación ($-0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < -1.1$) en la estación MT05, y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) de la estación R05M. En la componente Z (Fig. 5.5c) se observa altas sobrestimaciones ($-0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < -1.1$) en las estaciones MT02 y MT13, y una crítica sobrestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) de la estación MT05. En la Tabla 5.3 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.6). En la Figura 5.6 podemos observar que el 100% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con subestimaciones o sobrestimaciones muy críticas ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

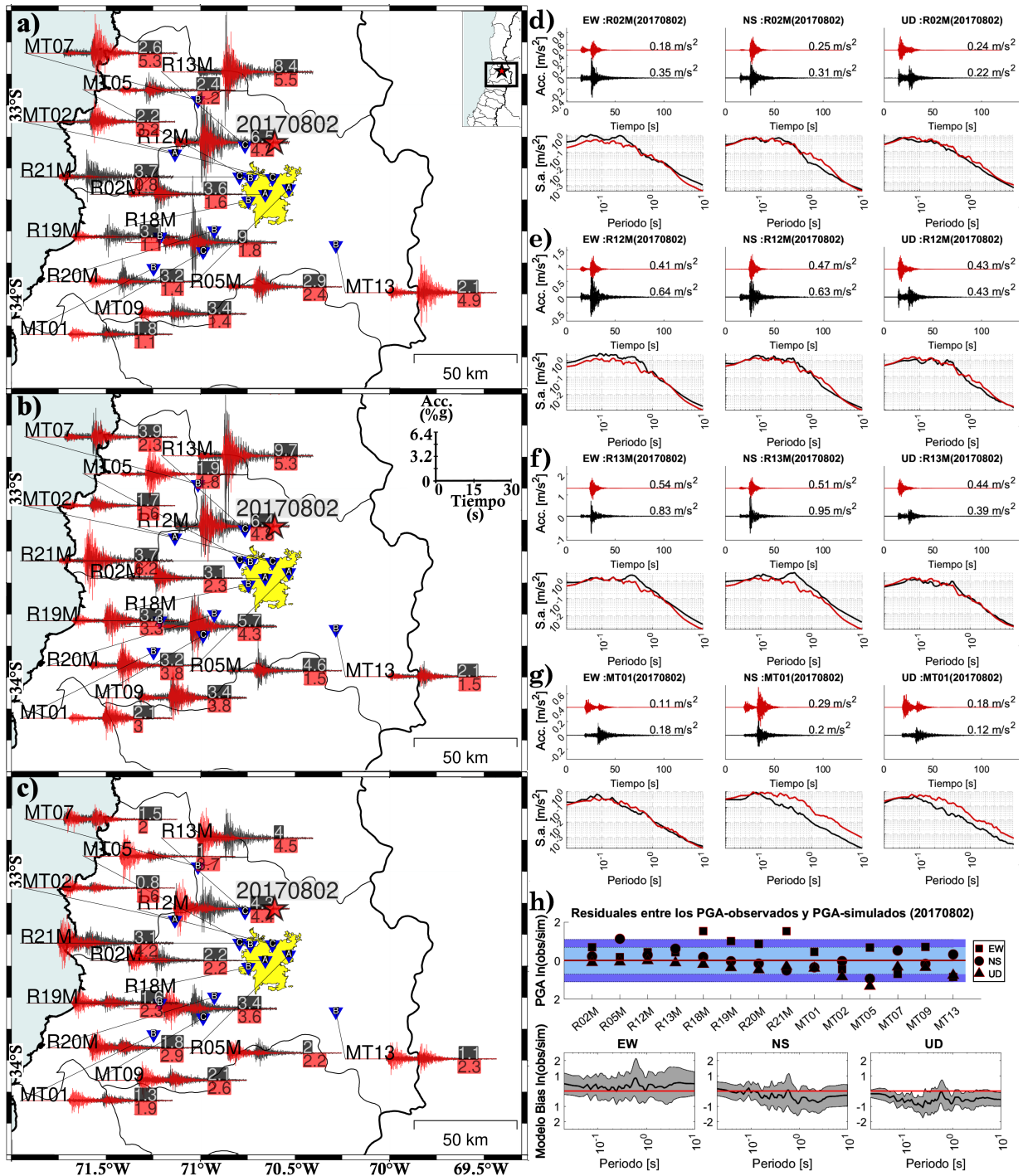


Figura 5.5: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20170802 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R02M, R12M, R13M y MT01, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.3: Evaluación de la simulación para el evento 20170802 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Acept.	Acept.	Acept.
R05M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
R12M	Acept.	Acept.	Acept.
R13M	Acept.	Acept.	Acept.
R18M	Cri.Sub.	Acept.	Acept.
R19M	Alt.Sub.	Acept.	Acept.
R20M	Alt.Sub.	Acept.	Acept.
R21M	Cri.Sub.	Acept.	Acept.
MT01	Acept.	Acept.	Acept.
MT02	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
MT05	Acept.	Alt.Sob.	Cri.Sob.
MT07	Acept.	Acept.	Acept.
MT09	Alt.Sub.	Acept.	Acept.
MT13	Alt.Sob.	Acept.	Alt.Sob.

5.1.4. El evento del 2017/08/21 (4.5 MW)

Este evento ocurrió a 51 km al Nor-Este (NE) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 7 estaciones acelerométricas (21 registros: 7 de EW, 7 de NS y 7 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.7, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20170821. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.7d, e, f, g) excepto en; 2 registros en la Componente EW (Fig. 5.7a) donde las estaciones R05M y R12M son severamente subestimadas; 1 registro en la Componente NS (Fig. 5.7b) donde la estación R21M es severamente sobrestimada; y 3 registros en la Componente Z (Fig. 5.7c) donde las estaciones R02M, R12M, y R18M son severamente subestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.7h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 71.4% de los registros simulados (15 de 21 registros). De los 6 registros sin un buen ajuste, 4 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 2 registro presenta una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.7a) se observa: una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación R12M y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación R05M. En la Componente NS (Fig. 5.7b) se observa: una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estación R21M.

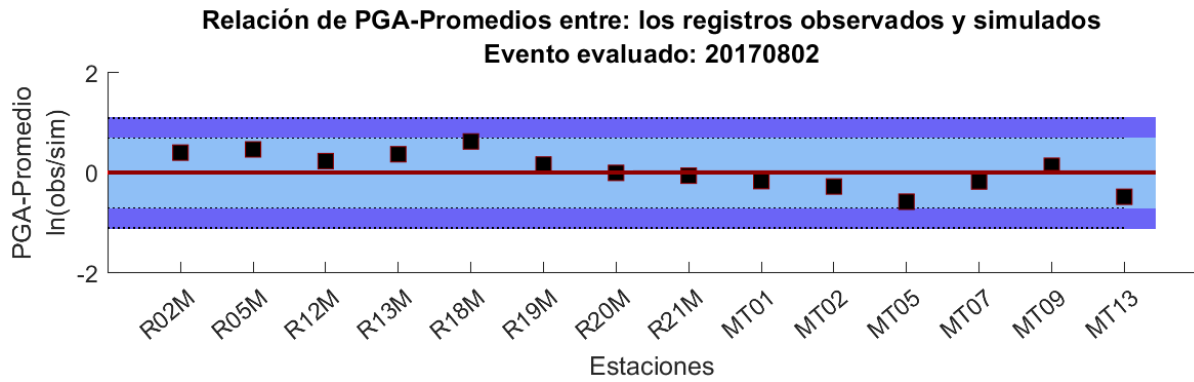


Figura 5.6: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 9 estaciones disponibles para el evento 20170802.

Tabla 5.4: Evaluación de la simulación para el evento 20170821 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Acept.	Acept.	Cri.Sub.
R05M	Cri.Sub.	Acept.	Acept.
R12M	Alt.Sub.	Acept.	Alt.Sub.
R13M	Acept.	Acept.	Acept.
R18M	Acept.	Acept.	Alt.Sub.
R20M	Acept.	Acept.	Acept.
R21M	Acept.	Alt.Sob.	Acept.

En la Componente Z (Fig. 5.7c) se observa: altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R12M y R18M, y una crítica sobrestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) < -1.1$) en la estación R02M. En la Tabla 5.4 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.8). En la Figura 5.8 podemos observar que el 100% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con altas o críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

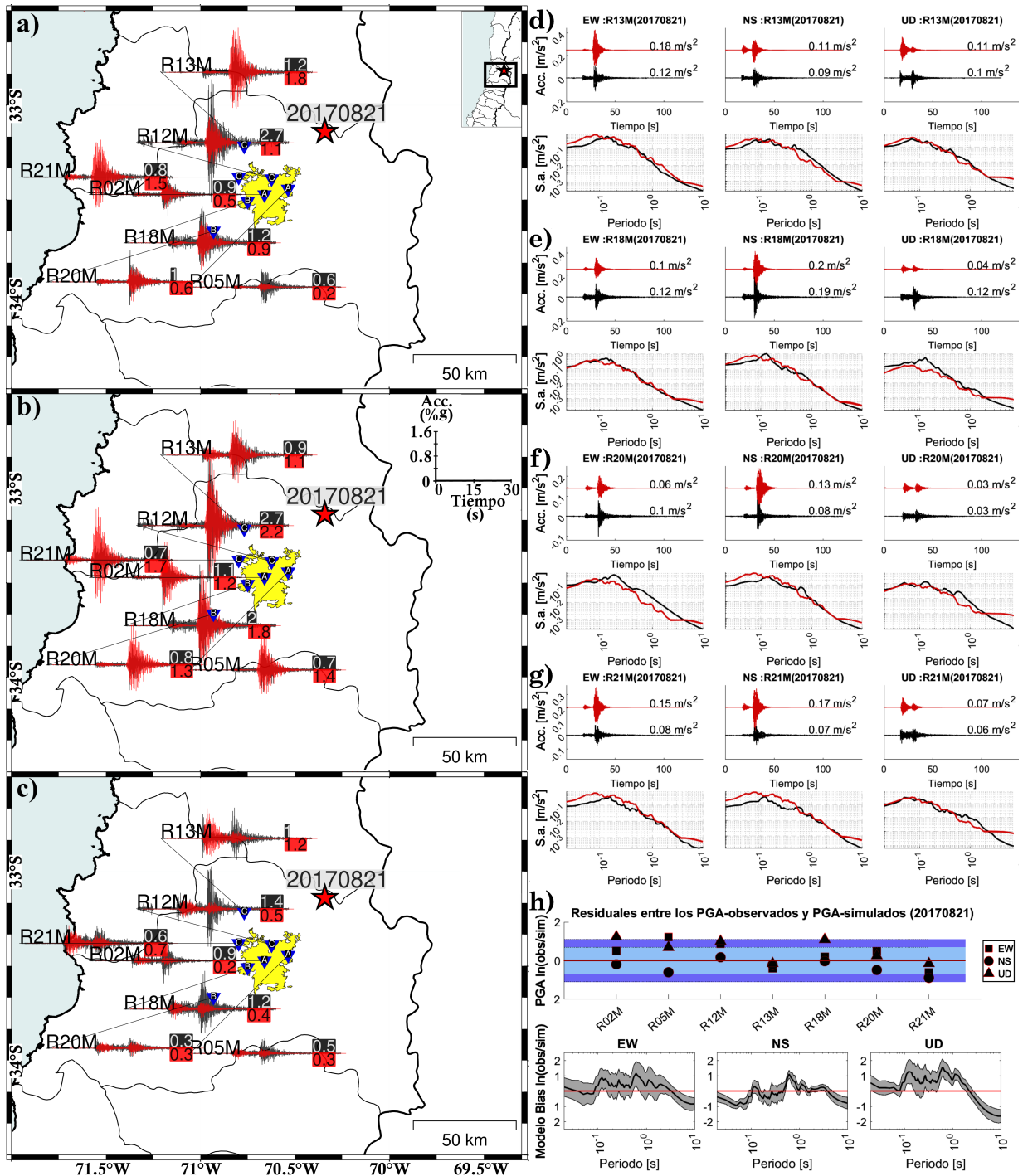


Figura 5.7: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20170821 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R13M, R18M, R20M y R21M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(obs/sim)|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(obs/sim)| < 0.7$.

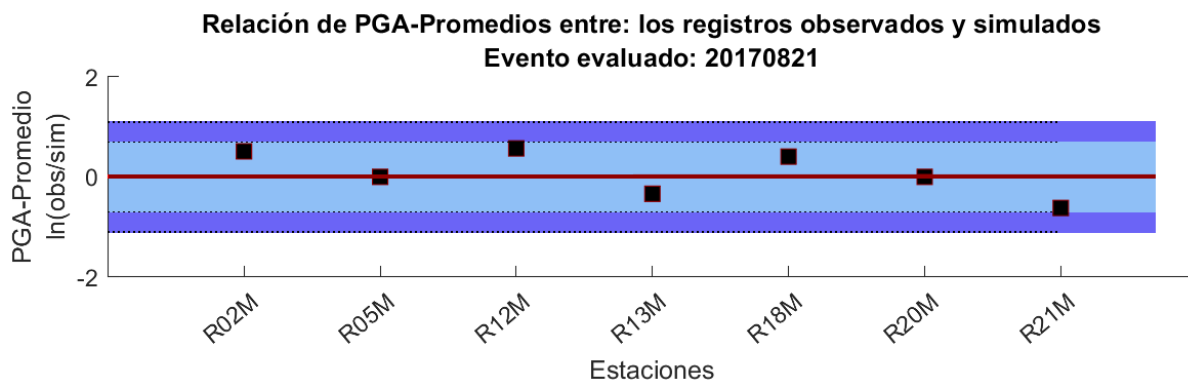


Figura 5.8: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 7 estaciones disponibles para el evento 20170821.

5.1.5. El evento del 2018/05/02 (4.8 MW)

Este evento ocurrió a 63 km al Este-Norte-Este (ENE) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 15 estaciones acelerométricas (45 registros: 15 de EW, 15 de NS y 15 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.9, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20180502. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.9d, e, f, g) excepto en; 8 registros en la Componente EW (Fig. 5.9a) donde las estaciones R02M, R12M, R13M, MT05, y R07M son severamente subestimadas, mientras que, las estaciones R06M, R20M, y MT09 son severamente sobrestimadas; 3 registros en la Componente NS (Fig. 5.9b) donde las estaciones R02M y MT15 son severamente subestimadas, mientras que, la estación R17M es severamente sobrestimada; y 7 registros en la Componente Z (Fig. 5.9c) donde las estaciones R02M y R07M son severamente subestimadas, mientras que, las estaciones R06M, R14M, R17M, R20M, y MT14 son severamente sobrestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.9h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 60% de los registros simulados (27 de 45 registros). De los 18 registros sin un buen ajuste, 16 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 2 registro presenta una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.9a) se observa; altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R02M, R12M, R13M, y MT05; altas sobrestimaciones ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estaciones R06M, R20M, y MT09; y una crítica subestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en la estación R07M. En la Componente NS (Fig. 5.9b) se observa; una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación R02M; una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en la estación R17M; y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación MT15. En la Componente Z (Fig. 5.9c) se observa; altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R02M y R07M; y altas sobrestimaciones ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estaciones R06M, R14M, R17M, R20M, y MT14. En la Tabla 5.5 se presenta un resumen de

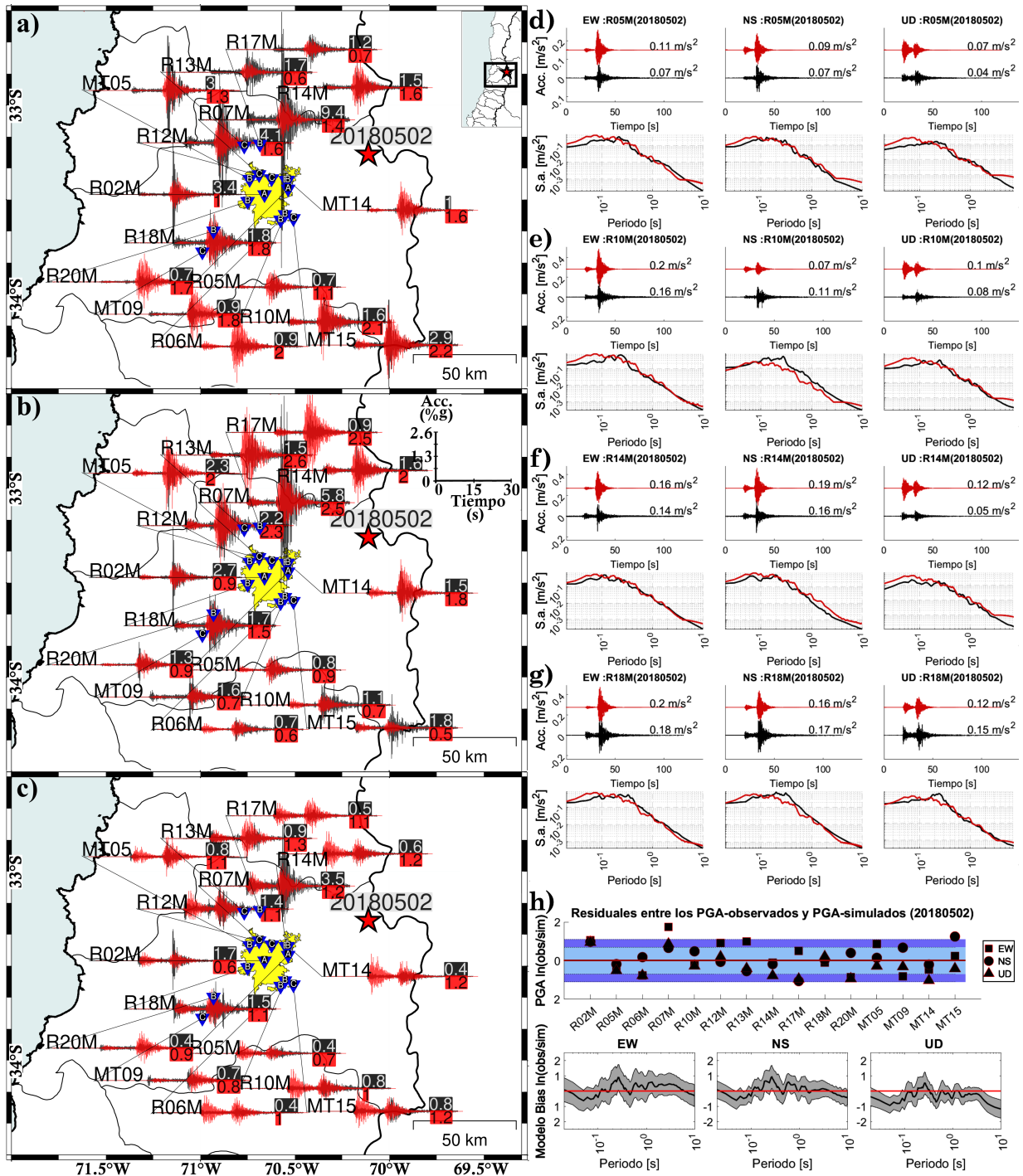


Figura 5.9: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20180502 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R05M, R10M, R14M y R18M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.5: Evaluación de la simulación para el evento 20180502 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Accept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Alt.Sub.	Alt.Sub.	Alt.Sub.
R05M	Accept.	Accept.	Accept.
R06M	Alt.Sob.	Accept.	Alt.Sob.
R07M	Cri.Sub.	Accept.	Alt.Sub.
R10M	Accept.	Accept.	Accept.
R12M	Alt.Sub.	Accept.	Accept.
R13M	Alt.Sub.	Accept.	Accept.
R14M	Accept.	Accept.	Alt.Sob.
R17M	Accept.	Alt.Sob.	Alt.Sob.
R18M	Accept.	Accept.	Accept.
R20M	Alt.Sob.	Accept.	Alt.Sob.
MT05	Alt.Sub.	Accept.	Accept.
MT09	Alt.Sob.	Accept.	Accept.
MT14	Accept.	Accept.	Alt.Sob.
MT15	Accept.	Cri.Sub.	Accept.

este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.10). En la Figura 5.10 podemos observar que el 86.7% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$). A diferencia de todos los otros eventos simulados, donde este mismo análisis permite que no haya registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), en este evento hay 2 estaciones (R02M y R07M) que tienen críticas subestimaciones.

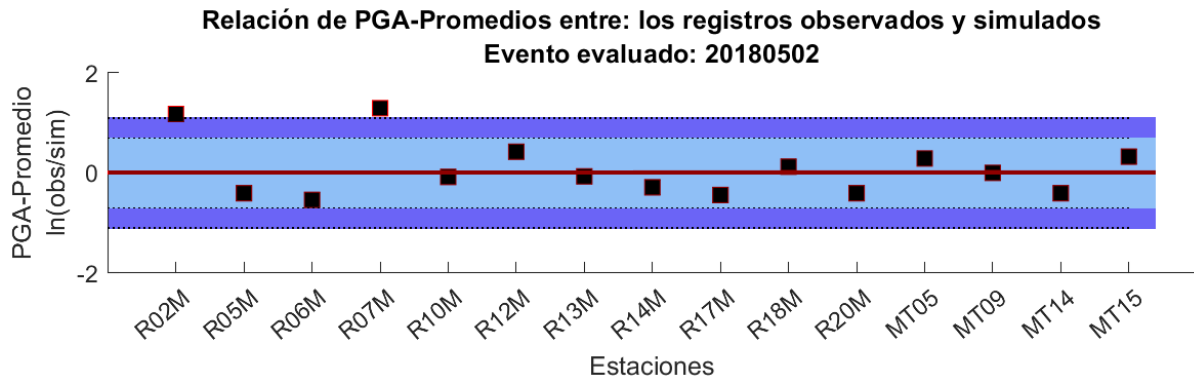


Figura 5.10: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 15 estaciones disponibles para el evento 20180502.

5.1.6. El evento del 2019/11/22 (5.0 MW)

Este evento ocurrió a 100 km al Nor-Este (NE) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 14 estaciones acelerométricas (42 registros: 14 de EW, 14 de NS y 14 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.11, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20191122. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.11d, e, f, g) excepto en; 1 registro en la Componente EW (Fig. 5.11a) donde la estación R20M es severamente sobrestimada; 7 registros en la Componente NS (Fig. 5.11b) donde las estaciones R12M, R13M, MT03, MT15, R02M, R07M, y MT05 son severamente subestimadas; y 6 registros en la Componente Z (Fig. 5.11c) donde las estaciones R10M, R17M, MT07, MT10, R14M, y R20M son severamente sobrestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.11h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 66.7% de los registros simulados (28 de 42 registros). De los 14 registros sin un buen ajuste, 9 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 5 registro presenta una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.11a) se observa; una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en la estación R20M. En la Componente NS (Fig. 5.11b) se observa; altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R12M, R13M, MT03, y MT15; y críticas subestimaciones ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en las estaciones R02M, R07M, y MT05. En la Componente Z (Fig. 5.11c) se observa: altas sobrestimaciones ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estaciones R10M, R17M, MT07, y MT10; y críticas sobrestimaciones ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) < -1.1$) en las estaciones R14M y R20M. En la Tabla 5.6 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.12). En la Figura 5.12 podemos observar que el 85.7% de los registros simulados se encuentra dentro

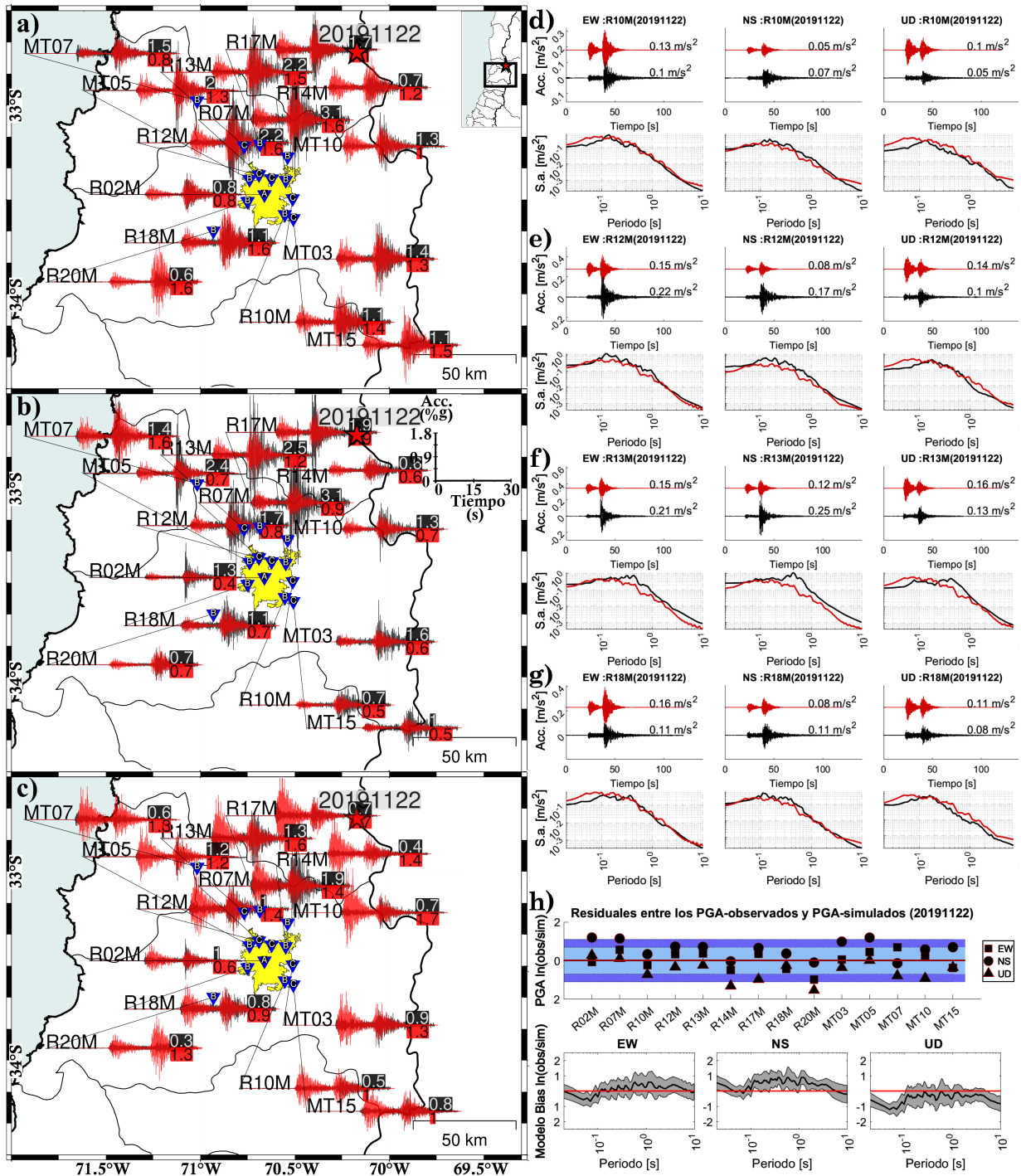


Figura 5.11: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20191122 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R10M, R12M, R13M y R18M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.6: Evaluación de la simulación para el evento 20191122 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
R07M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
R10M	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
R12M	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
R13M	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
R14M	Acept.	Acept.	Cri.Sob.
R17M	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
R18M	Acept.	Acept.	Acept.
R20M	Alt.Sob.	Acept.	Cri.Sob.
MT03	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
MT05	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
MT07	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
MT10	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
MT15	Acept.	Alt.Sub.	Acept.

del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

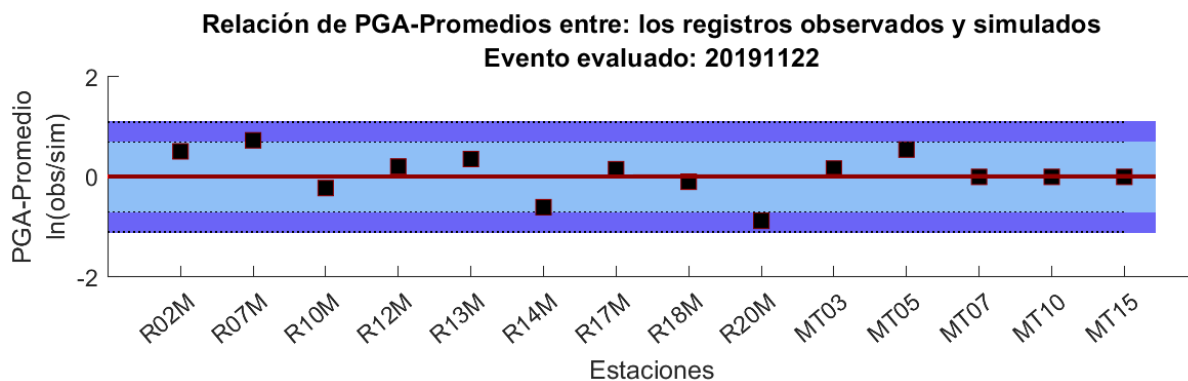


Figura 5.12: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 14 estaciones disponibles para el evento 20191122.

5.1.7. El evento del 2020/05/23 (5.2 MW)

Este evento ocurrió a 68 km al Este (E) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 8 estaciones acelerométricas (24 registros: 8 de EW, 8 de NS y 8 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.13, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20200523. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.13d, e, f, g) excepto en; 3 registros en la Componente EW (Fig. 5.13a) donde las estaciones R07M, R12M, y R18M son severamente subestimadas; y 1 registro en la Componente Z (Fig. 5.13c) donde la estación R17M es severamente sobrestimada. En los registros de la componente NS (Fig. 5.13b) no fueron observados severas subestimaciones, ni sobrestimaciones.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.13h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 83.3% de los registros simulados (20 de 24 registros). De los 4 registros sin un buen ajuste, 4 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y ningún registro presenta una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.13a) se observa: altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R07M, R12M, y R18M. En la Componente NS (Fig. 5.13b) no se observa altas, ni críticas subestimaciones o sobrestimaciones. En la Componente Z (Fig. 5.13c) se observa: una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estación R17M. En la Tabla 5.7 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.14). En la Figura 5.14 podemos observar que el 100% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

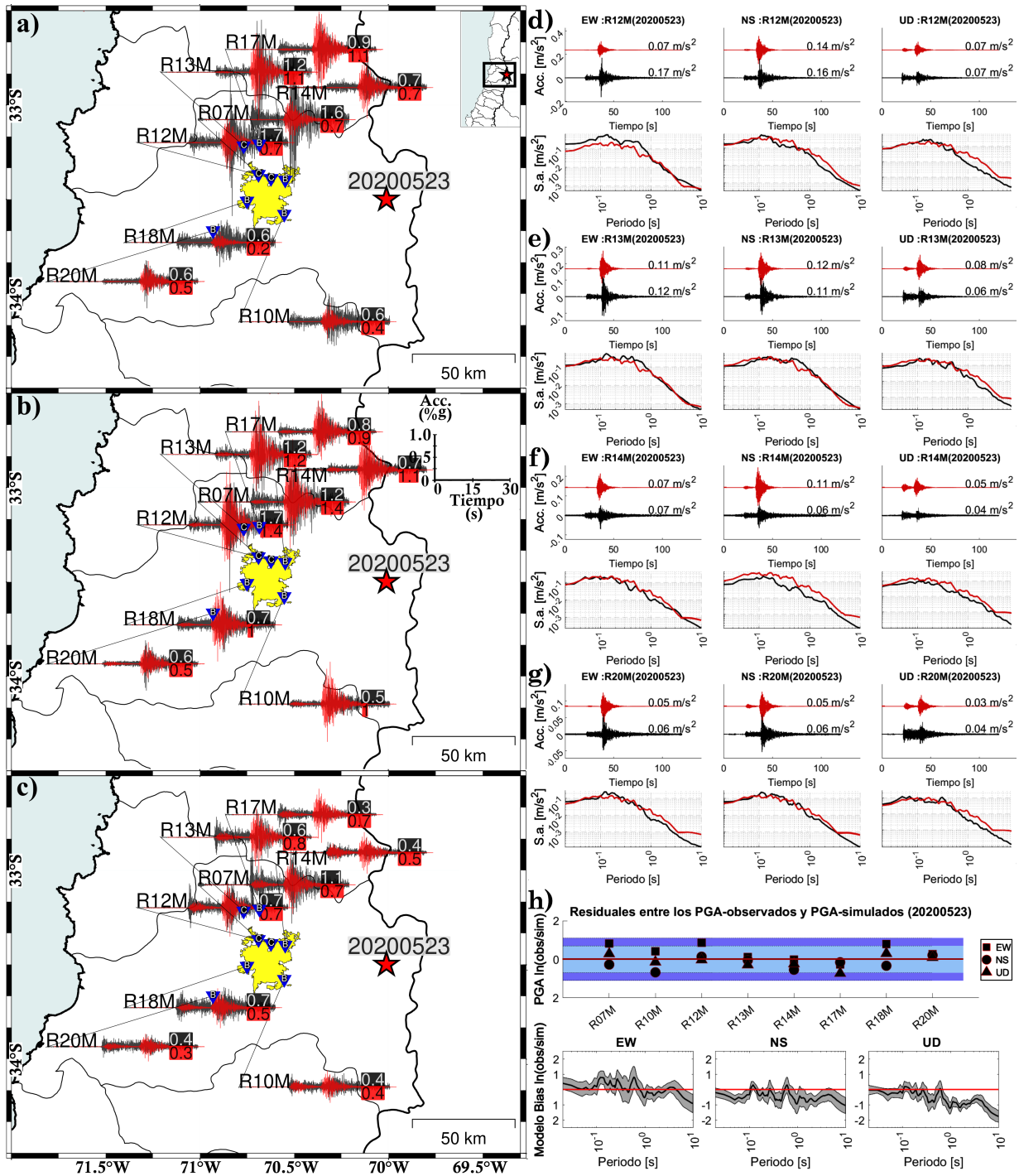


Figura 5.13: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20200523 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R12M, R13M, R14M y R20M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.7: Evaluación de la simulación para el evento 20200523 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R07M	Alt.Sub.	Acept.	Acept.
R10M	Acept.	Acept.	Acept.
R12M	Alt.Sub.	Acept.	Acept.
R13M	Acept.	Acept.	Acept.
R14M	Acept.	Acept.	Acept.
R17M	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
R18M	Alt.Sub.	Acept.	Acept.
R20M	Acept.	Acept.	Acept.

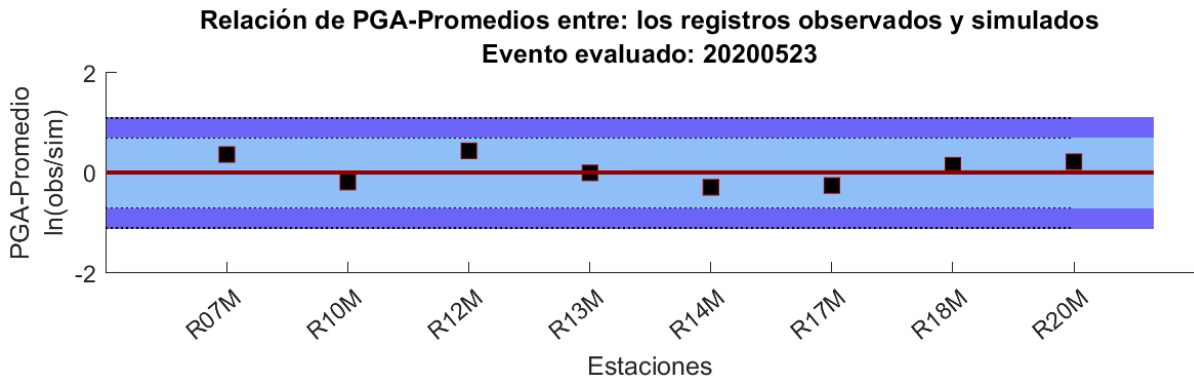


Figura 5.14: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 8 estaciones disponibles para el evento 20200523.

5.1.8. El evento del 2021/01/24 (5.7 MW)

Este evento ocurrió a 49 km al Este-Norte-Este (ENE) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 17 estaciones acelerométricas (51 registros: 17 de EW, 17 de NS y 17 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.15, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20210124. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.15d, e, f, g) excepto en; 6 registros en la Componente EW (Fig. 5.15a) donde las estaciones R02M, R12M, R06M, R10M, MT09, y MT15 son severamente subestimadas; 3 registros en la Componente NS (Fig. 5.15b) donde las estaciones MT10 y MT07 son severamente subestimadas, mientras que, la estación R06M es severamente sobrestimada; y 1 registro en la Componente Z (Fig. 5.15c) donde la estación R02M es severamente subestimada.

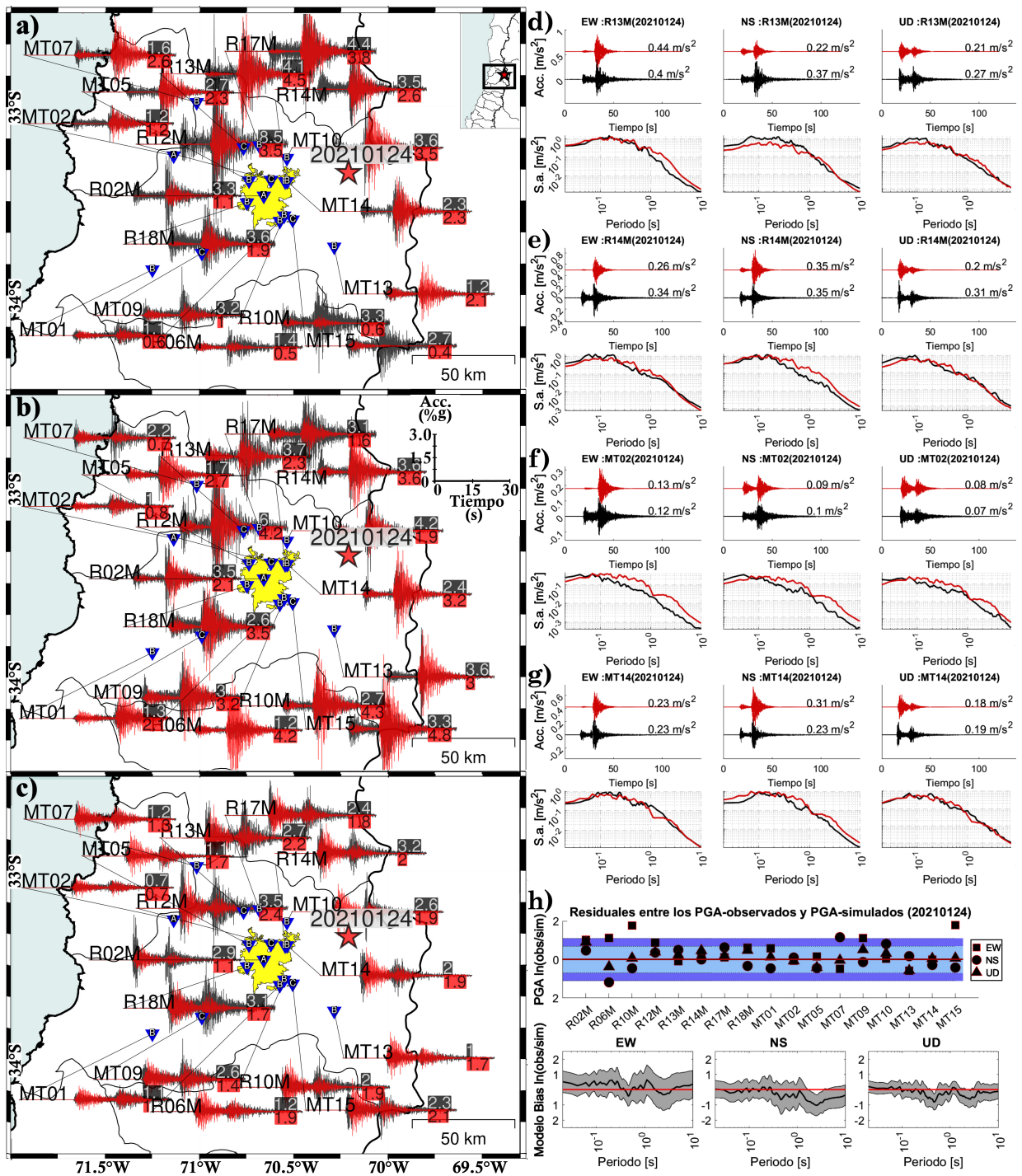


Figura 5.15: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20210124 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R13M, R14M, MT02 y MT14, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.8: Evaluación de la simulación para el evento 20210124 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Accept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Alt.Sub.	Accept.	Alt.Sub.
R06M	Cri.Sub.	Cri.Sob.	Accept.
R10M	Cri.Sub.	Accept.	Accept.
R12M	Alt.Sub.	Accept.	Accept.
R13M	Accept.	Accept.	Accept.
R14M	Accept.	Accept.	Accept.
R17M	Accept.	Accept.	Accept.
R18M	Accept.	Accept.	Accept.
MT01	Accept.	Accept.	Accept.
MT02	Accept.	Accept.	Accept.
MT05	Accept.	Accept.	Accept.
MT07	Accept.	Cri.Sub.	Accept.
MT09	Cri.Sub.	Accept.	Accept.
MT10	Accept.	Alt.Sub.	Accept.
MT13	Accept.	Accept.	Accept.
MT14	Accept.	Accept.	Accept.
MT15	Cri.Sub.	Accept.	Accept.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.15h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 80.4% de los registros simulados (41 de 51 registros). De los 10 registros sin un buen ajuste, 4 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 6 registros presentan una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.15a) se observa; altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R02M y R12M; y críticas subestimaciones ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en las estaciones R06M, R10M, MT09, y MT15. En la Componente NS (Fig. 5.15b) se observa; una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación MT10; una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación MT07; y una crítica sobrestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) < -1.1$) en la estación R06M. En la Componente Z (Fig. 5.15c) se observa: una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación R02M. En la Tabla 5.8 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.16). En la Figura 5.16 podemos observar que el 94.1% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

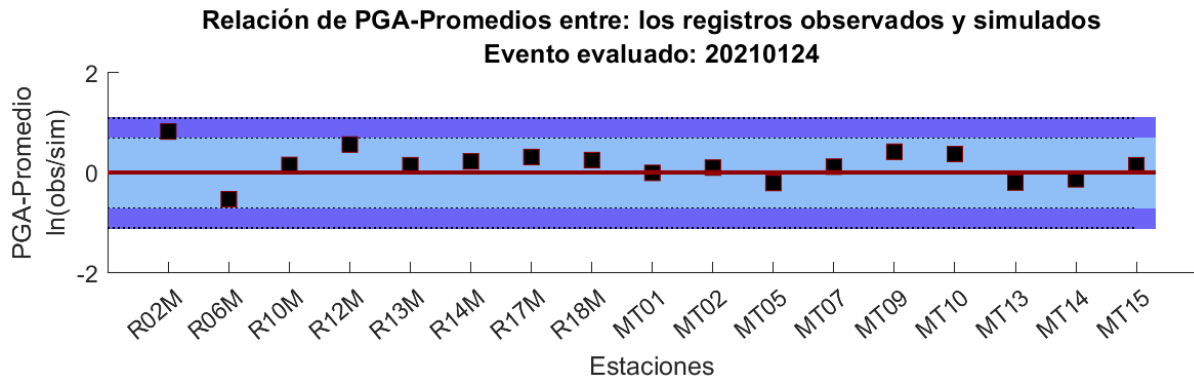


Figura 5.16: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 17 estaciones disponibles para el evento 20210124.

5.1.9. El evento del 2021/10/26 (4.8 MW)

Este evento ocurrió a 76 km al Norte (N) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 5 estaciones acelerométricas (15 registros: 5 de EW, 5 de NS y 5 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.17, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20211026. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.17d, e, f, g) excepto en; 1 registros en la Componente Z (Fig. 5.17c) donde la estación R21M es severamente subestimada. En los registros de las componentes EW (Fig. 5.17a) y NS (Fig. 5.17b) no fueron observados severas subestimaciones, ni sobrestimaciones.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.17h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 93.3% de los registros simulados (14 de 15 registros). El registro sin un buen ajuste presentan una alta subestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y no hay registros que tengan una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente Z (Fig. 5.17c) se observa: una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación R21M. En las componentes EW (Fig. 5.17a) y NS (Fig. 5.17b) no se observan altas, ni críticas subestimaciones, ni sobrestimaciones. En la Tabla 5.9 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.18). En la Figura 5.18 podemos observar que el 100% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

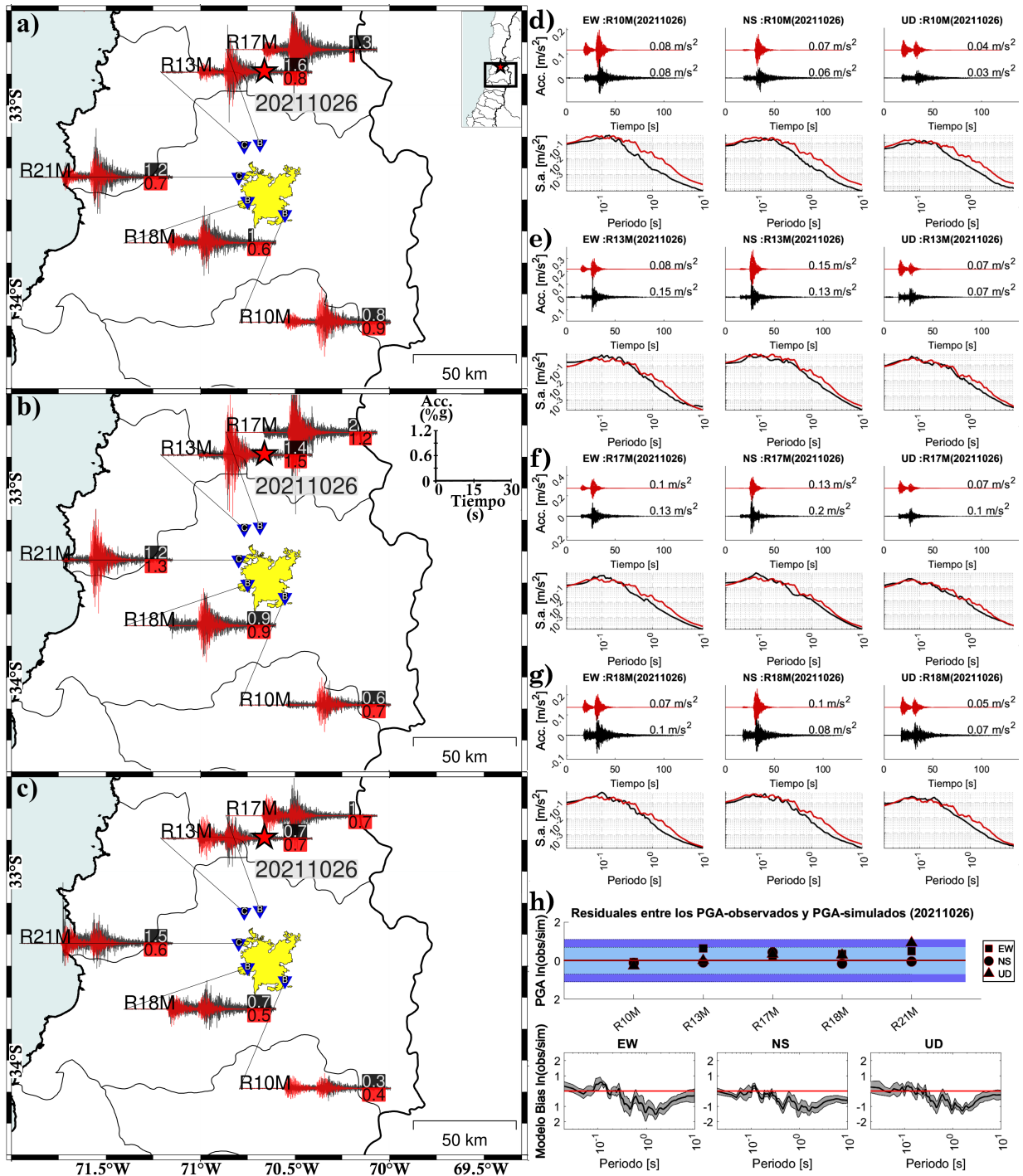


Figura 5.17: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20211026 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R10M, R13M, R17M y R18M, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.9: Evaluación de la simulación para el evento 20211026 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R10M	Acept.	Acept.	Acept.
R13M	Acept.	Acept.	Acept.
R17M	Acept.	Acept.	Acept.
R18M	Acept.	Acept.	Acept.
R21M	Acept.	Acept.	Alt.Sub.

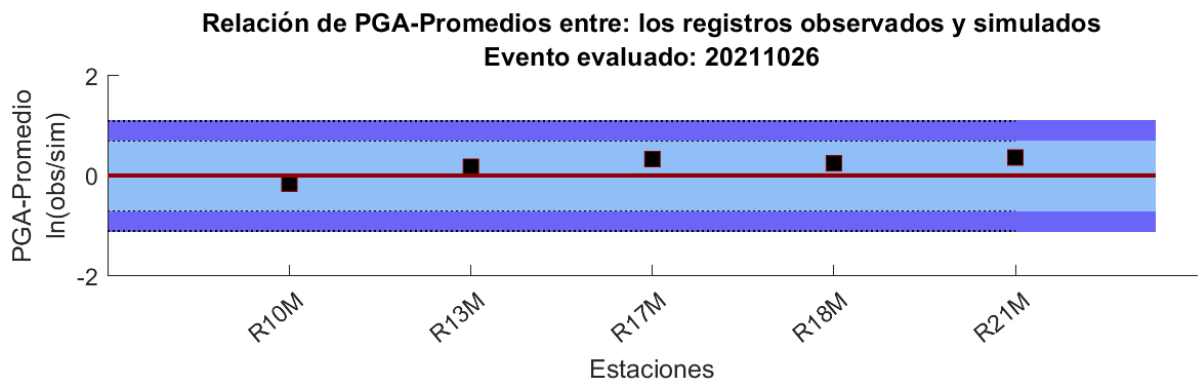


Figura 5.18: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 5 estaciones disponibles para el evento 20211026.

5.1.10. El evento del 2021/11/03 (5.8 MW)

Este evento ocurrió a 109 km al Nor-Este (NE) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 15 estaciones acelerométricas (45 registros: 15 de EW, 15 de NS y 15 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.19, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20211103. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.19d, e, f, g) excepto en; 1 registro en la Componente EW (Fig. 5.19a) donde la estación R06M es severamente sobrestimada; 7 registros en la Componente NS (Fig. 5.19b) donde las estaciones R18M, MT10, R13M, R17M, R21M, y MT05 son severamente subestimadas, mientras que, la estación R06M es severamente sobrestimada; y 2 registros en la Componente Z (Fig. 5.19c) donde las estaciones R19M y MT14 son severamente sobrestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.19h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 77.8% de los registros simulados (35 de 45 registros). De los 10 registros sin un buen ajuste, 5 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación

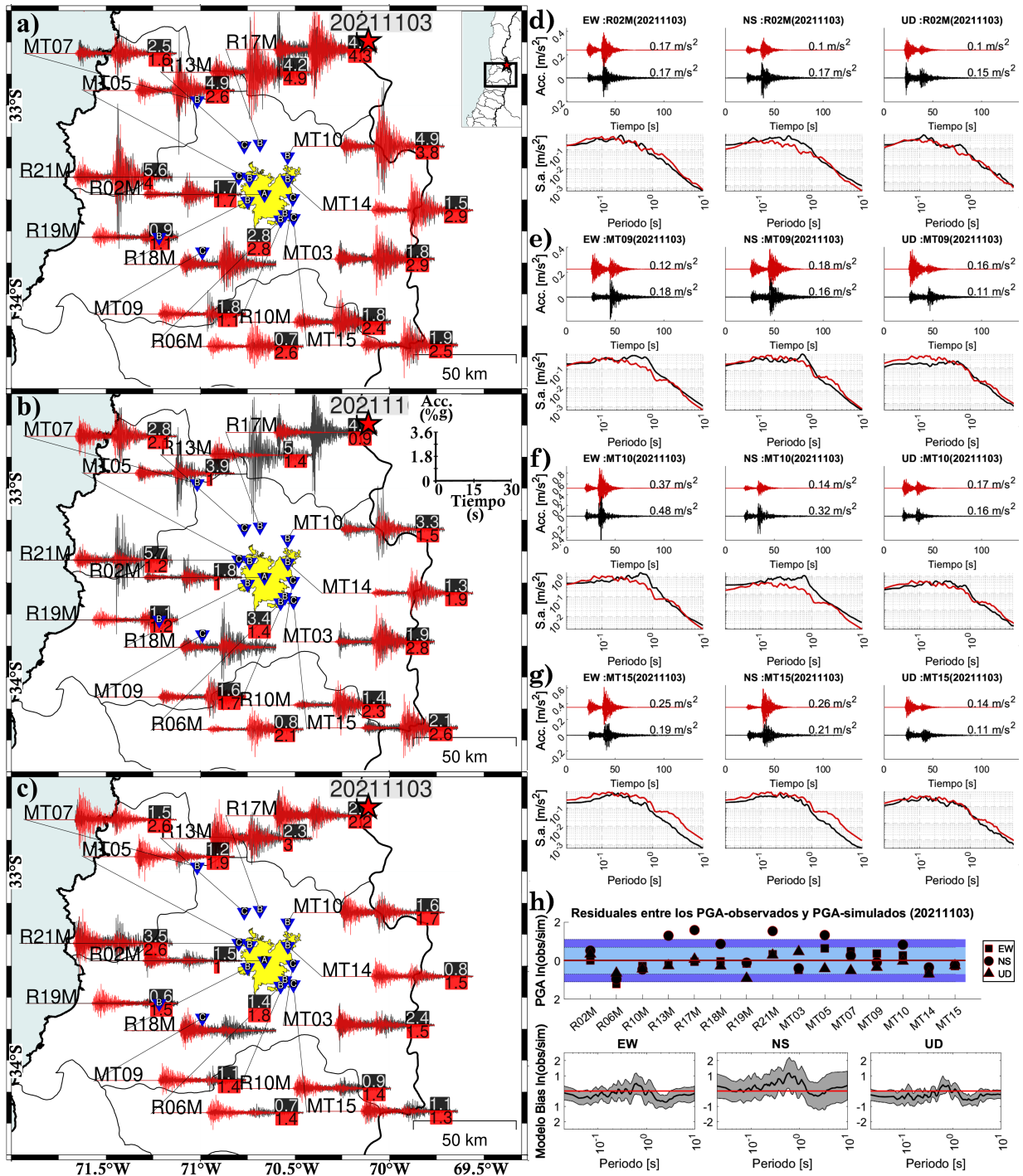


Figura 5.19: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20211103 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R02M, MT09, MT10 y MT15, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.10: Evaluación de la simulación para el evento 20211103 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R02M	Acept.	Acept.	Acept.
R06M	Cri.Sob.	Alt.Sob.	Acept.
R10M	Acept.	Acept.	Acept.
R13M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
R17M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
R18M	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
R19M	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
R21M	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
MT03	Acept.	Acept.	Acept.
MT05	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
MT07	Acept.	Acept.	Acept.
MT09	Acept.	Acept.	Acept.
MT10	Acept.	Alt.Sub.	Acept.
MT14	Acept.	Acept.	Alt.Sob.
MT15	Acept.	Acept.	Acept.

con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 5 registro presenta una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.19a) se observa: una crítica sobrestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) < -1.1$) en la estación R06M. En la Componente NS (Fig. 5.19b) se observa; altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R18M y MT10; una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en la estación R06M; y críticas subestimaciones ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en las estaciones R13M, R17M, R21M, y MT05. En la Componente Z (Fig. 5.19c) se observa: altas sobrestimaciones ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estaciones R19M y MT14. En la Tabla 5.10 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.20). En la Figura 5.20 podemos observar que el 93.3% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

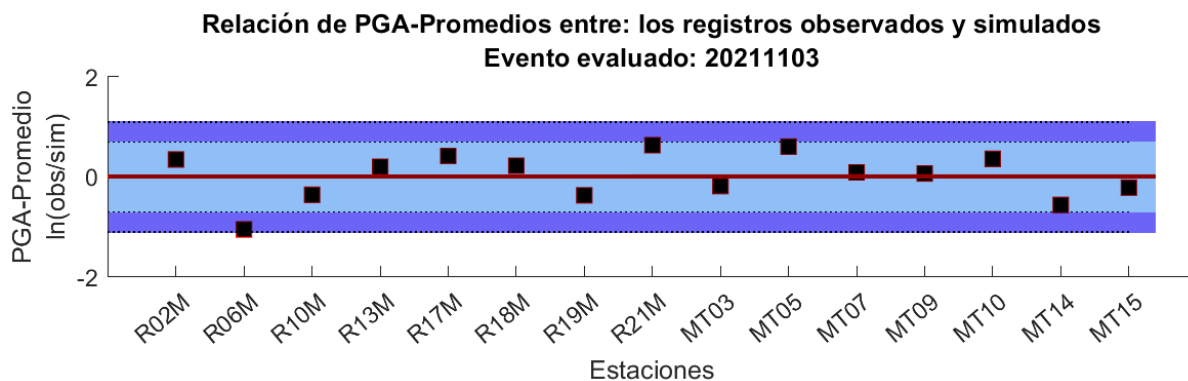


Figura 5.20: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 15 estaciones disponibles para el evento 20211103.

5.1.11. El evento del 2022/08/18 (5.5 MW)

Este evento ocurrió a 97 km al Sur (S) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 12 estaciones acelerométricas (36 registros: 12 de EW, 12 de NS y 12 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.21, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20220818. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.21d, e, f, g) excepto en; 1 registro en la Componente EW (Fig. 5.21a) donde la estación R18M es severamente subestimada; 4 registros en la Componente NS (Fig. 5.21b) donde las estaciones MT01, R19M, y MT09 son severamente subestimadas, mientras que, la estación R06M es severamente sobrestimada; y 2 registros en la Componente Z (Fig. 5.21c) donde las estaciones R18M y MT15 son severamente subestimadas.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.21h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 80.6% de los registros simulados (29 de 36 registros). De los 7 registros sin un buen ajuste, 4 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 3 registros presentan una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.21a) se observa: una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación R18M. En la Componente NS (Fig. 5.21b) se observa; una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación MT01; una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en la estación R06M; y críticas subestimaciones ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en las estaciones R19M y MT09. En la Componente Z (Fig. 5.21c) se observa: altas subestimaciones ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en las estaciones R18M y MT15. En la Tabla 5.11 se presenta un resumen de este último análisis.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.22). En la Figura 5.22 podemos observar que el 100% de los registros simulados se encuentra dentro

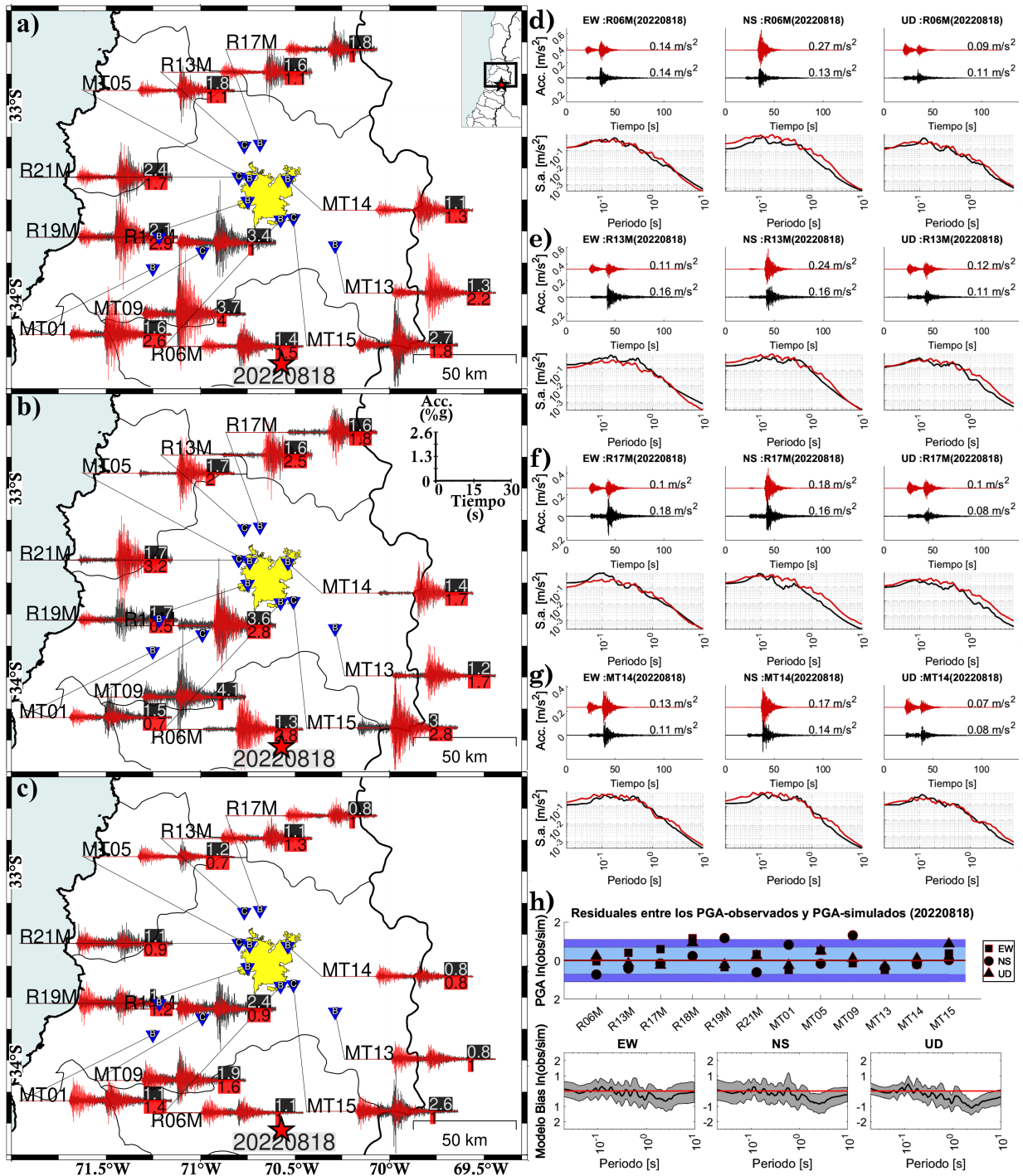


Figura 5.21: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20220818 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R06M, R13M, R17M y MT14, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

Tabla 5.11: Evaluación de la simulación para el evento 20220818 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Accept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R06M	Accept.	Alt.Sob.	Accept.
R13M	Accept.	Accept.	Accept.
R17M	Accept.	Accept.	Accept.
R18M	Cri.Sub.	Accept.	Alt.Sub.
R19M	Accept.	Cri.Sub.	Accept.
R21M	Accept.	Accept.	Accept.
MT01	Accept.	Alt.Sub.	Accept.
MT05	Accept.	Accept.	Accept.
MT09	Accept.	Cri.Sub.	Accept.
MT13	Accept.	Accept.	Accept.
MT14	Accept.	Accept.	Accept.
MT15	Accept.	Accept.	Alt.Sub.

del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

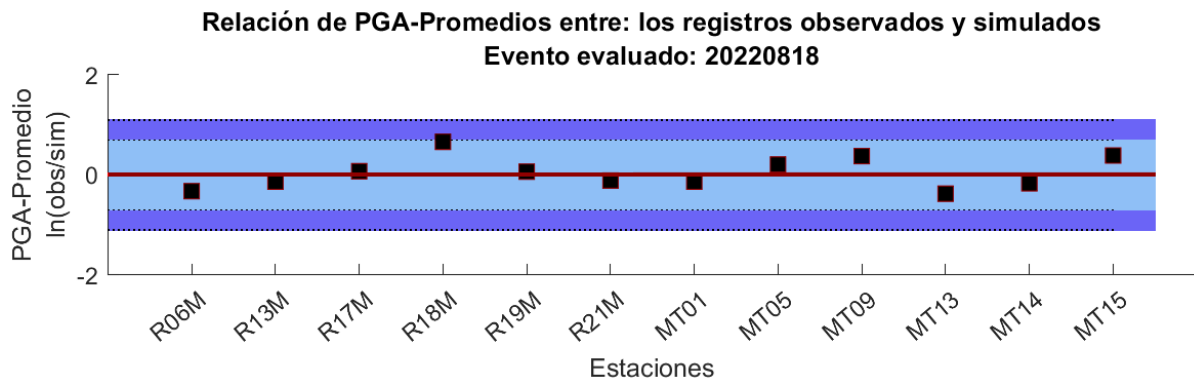


Figura 5.22: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 12 estaciones disponibles para el evento 20220818.

Tabla 5.12: Evaluación de la simulación para el evento 20221108 estación-por-estación y componente-por-componente. Las simulaciones aceptables (Acept.) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$, las simulaciones con altas subestimaciones o sobrestimaciones (Alt.Sub. o Alt.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7-1.1, y las simulaciones con críticas subestimaciones o sobrestimaciones (Cri.Sub. o Cri.Sob) tienen valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$.

	EW	NS	Z
R19M	Acept.	Acept.	Acept.
MT01	Acept.	Acept.	Acept.
MT02	Acept.	Cri.Sub.	Acept.
MT03	Cri.Sub.	Acept.	Acept.
MT05	Acept.	Acept.	Acept.
MT09	Cri.Sub.	Alt.Sub.	Alt.Sub.
MT13	Acept.	Acept.	Acept.
MT14	Alt.Sub.	Alt.Sob.	Acept.
MT15	Acept.	Acept.	Acept.

5.1.12. El evento del 2022/11/08 (5.3 MW)

Este evento ocurrió a 24 km al Sur-Oeste (SO) de Santiago. Para simular los registros de movimiento fuerte, primero, se obtuvieron los registros de 9 estaciones acelerométricas (27 registros: 9 de EW, 9 de NS y 9 de Z) disponibles en el Centro Sismológico Nacional de Chile (CSN), ubicadas a distancias regionales (aprox. < 150 km) de Santiago con códigos RXXM y MTXX, donde XX puede tomar valores de 01 al 21. La Figura 5.23, muestra la comparación entre los registros observados y simulados para el evento 20221108. En general, en la mayor parte de los registros se observa un buen ajuste (Fig. 5.23d, e, f, g) excepto en; 3 registros en la Componente EW (Fig. 5.23a) donde las estaciones MT14, MT03, y MT09 son severamente subestimadas; 3 registros en la Componente NS (Fig. 5.23b) donde las estaciones MT09 y MT02 son severamente subestimadas, mientras que, la estación MT14 es severamente sobrestimada; y 1 registro en la Componente Z (Fig. 5.23c) donde la estación MT09 es severamente subestimada.

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.23h) muestra un buen ajuste ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) en 74.1 % de los registros simulados (20 de 27 registros). De los 7 registros sin un buen ajuste, 4 registros presentan una alta subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y 3 registro presenta una crítica subestimación o sobrestimación con un valor de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$. A continuación, se realiza una evaluación más minuciosa y detallada componente-por-componente. En la Componente EW (Fig. 5.23a) se observa: una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación MT14 y críticas subestimaciones ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en las estaciones MT03 y MT09. En la Componente NS (Fig. 5.23b) se observa; una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación MT09; una alta sobrestimación ($-0.7 > \ln(\text{obs}/\text{sim}) > -1.1$) en las estación MT14; y una crítica subestimación ($\ln(\text{obs}/\text{sim}) > 1.1$) en la estación MT02. En la Componente Z (Fig. 5.23c) se observa: una alta subestimación ($0.7 < \ln(\text{obs}/\text{sim}) < 1.1$) en la estación MT09. En la Tabla 5.12 se presenta un resumen de este último análisis.

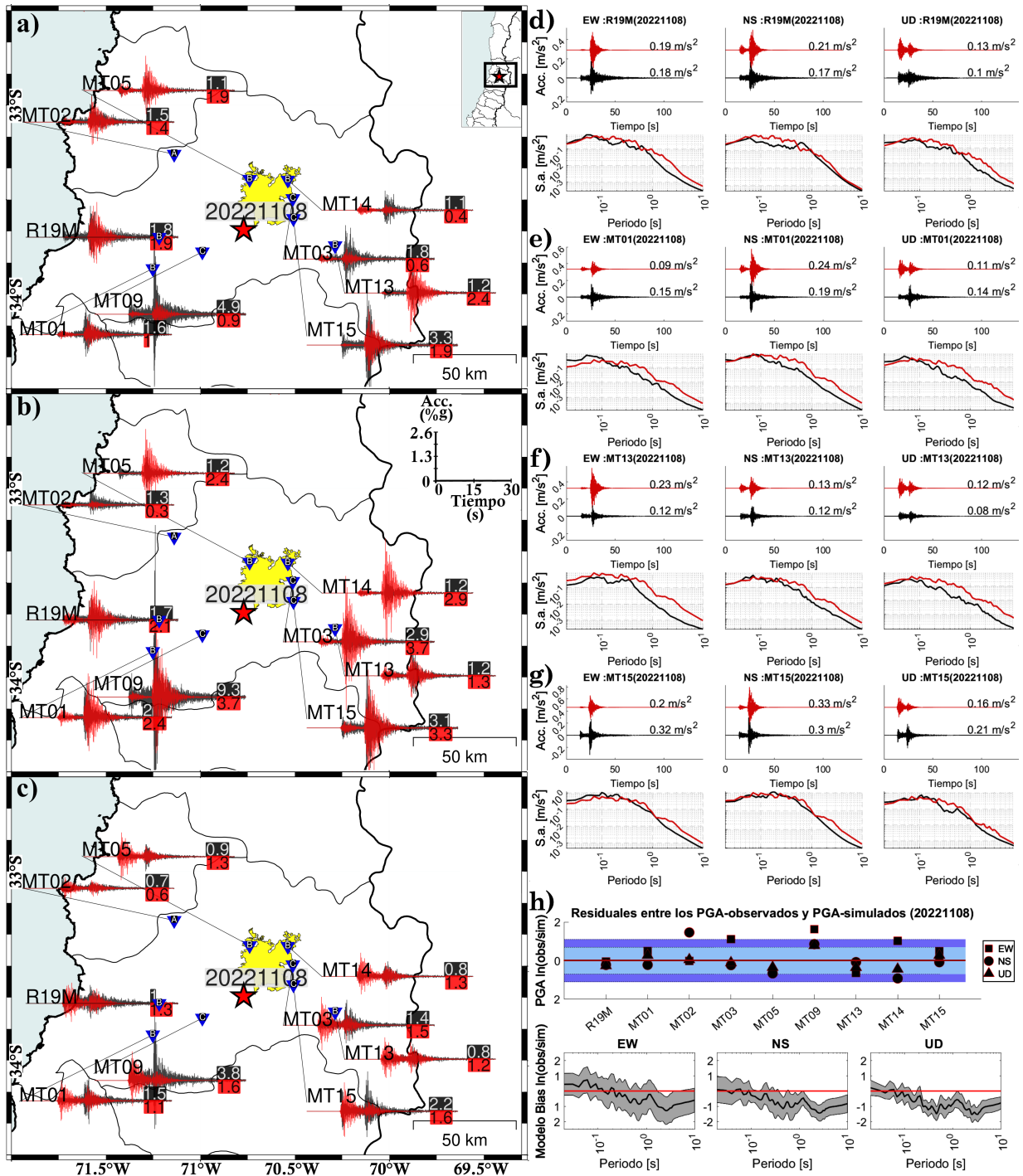


Figura 5.23: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) del evento 20221108 para sus tres componentes EW, NS, y Z en a), b), y c), respectivamente. Los valores de PGA para cada registro observado y simulado se muestra al final de cada forma de onda. En d), e), f) y j) se muestra la comparación del registro observado y simulado (panel superior) y sus espectros de respuesta (panel inferior) para las estaciones R19M, MT01, MT13 y MT15, respectivamente. En h), se muestra la curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, la zona azul indica valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})|$ entre 0.7 - 1.1, y la zona azul clara los valores de $|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$.

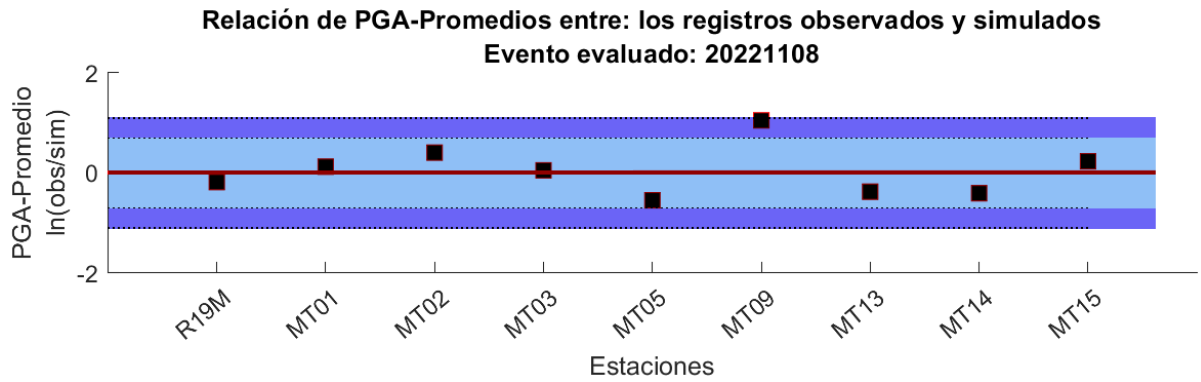


Figura 5.24: Relación de valores de PGA promedios entre los registros observados y simulados de las 9 estaciones disponibles para el evento 20221108.

A fin de atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.24). En la Figura 5.24 podemos observar que el 88.9% de los registros simulados se encuentra dentro del rango aceptable ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| < 0.7$) y no hay registros con críticas subestimaciones o sobrestimaciones ($|\ln(\text{obs}/\text{sim})| > 1.1$), lo cual indica que calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor las simulaciones de los PGA.

Finalmente, se realizó un resumen estación por estación y componente por componente para cada evento de la relación de los PGA observados entre los PGA simulados en cada estación (Tabla 5.13). De los valores observados en la Tabla 5.13, se determina que los valores de PGA de las simulaciones realizadas en algunas de las 3 componentes de las estaciones R06M, R17M, y MT13 tienen un mayor porcentaje de valores sobrestimados a los subestimados, por lo cual se podría mejorar los resultados cambiando sus funciones de factor de amplificación para un tipo de suelo más consolidado. De la misma manera, se determina que los valores de PGA de las simulaciones realizadas en algunas de las 3 componentes de las estaciones R02M, R05M, R07M, R12M, R18M, MT09, y MT15 tienen un mayor porcentaje de valores subestimados a los sobrestimados, por lo cual se podría mejorar los resultados cambiando sus funciones de factor de amplificación para un tipo de suelo menos consolidado.

5.2. Evento de magnitud importante

Como el objetivo principal de esta investigación es realizar la simulación de diferentes escenarios de un Terremoto IID de magnitud importante (7.8Mw) en Santiago y debido a que en la zona de estudio no se tiene registros de un evento similar, se eligió el Terremoto de Tarapacá 2005, 7.8Mw, como el Terremoto IID más idóneo para corroborar el método para estos tipos de eventos para luego usar los eventos IID de magnitud moderada como semilla y sean extrapolados a terremotos IID de magnitud importante 7.8Mw.

5.2.1. Simulación del Terremoto de Tarapacá 2005/06/13 (7.8 MW)

Para corroborar el método en un evento de gran magnitud, se simuló el Terremoto de Tarapacá del 2005 7.8 Mw. El máximo valor de PGA fue registrado en la estación de PICA: 0.72 g en su componente Z y el valor más bajo en la estación de POCO: 0.04g también en la componente Z. Ambos valores están directamente relacionados a las distancias hipocentrales y tipo de suelo de cada estación, los cuales son: 129.3km, tipo C y 280km, tipo A, para las estaciones PICA y POCO respectivamente.

La comparación de los registros observados y simulados usando la función de factor de amplificación general (Ojeda et al., 2021) son presentados en la Fig. 5.25 La Figura 5.25 muestra en las tres componentes: EW, NS y Z un buen ajuste en la mayoría de las estaciones, tanto en la forma de onda, amplitudes y valores de PGA (Fig. 5.25 d), excepto en la estación de POCO, en su componente EW (Fig. 5.25 a), donde la simulación es subestimada. En las componentes NS y Z, todas las estaciones simuladas son muy similares a los observados (Fig. 5.25 b, c).

La curva de goodness-of-fit (Grave and Pitarka, 2010) (Fig. 5.25 e) muestra un buen ajuste ($\ln[\text{obs}/\text{simu}] < |0.7|$) En 95.2 % de los registros simulados (20 de 21) y el registro sin buen ajuste tiene una alta subestimación al observado con un valor de $\ln[\text{obs}/\text{simu}] > |0.7|$. El análisis realizado del espectro usando el método de goodness-of-fit muestra el mejor ajuste en el rango de 0.25-14Hz and 0.07-4s (Fig. 5.25 e).

Tabla 5.13: Resumen de la relación entre valores de PGA observados y simulados para todos los eventos (12) y componentes (3) de las estaciones simuladas. “Ac” indica que la relación es aceptable $|\ln(\text{obs}/\text{simu})| < 0.7$; “-1” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 1 factor y menor a 2 factores del valor de PGA del registro simulado ($0.7 < \ln[\text{obs}/\text{simu}] < 1.1$); “+1” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 1 factor y menor a 2 factores del valor de PGA del registro observado ($-0.7 > \ln[\text{obs}/\text{simu}] > -1.1$); “-2” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 2 factores del valor de PGA del registro simulado ($\ln[\text{obs}/\text{simu}] > 1.1$); “+2” indica que la diferencia de los valores de PGA observados-simulados, es más de 2 factores del valor de PGA del registro observado ($\ln[\text{obs}/\text{simu}] < -1.1$).

	20221108			20220818			20211103			20211026			20210124			20200523			20191122			20180502			20170821			20170802			20160414			20150707		
	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N	EW	SN	N						
R02M																																				
R05M																																				
R06M																																				
R07M																																				
R10M																																				
R12M																																				
R13M																																				
R14M																																				
R17M																																				
R18M																																				
R19M																																				
R20M																																				
R21M																																				
R22M																																				
MT01																																				
MT02																																				
MT03																																				
MT05																																				
MT07																																				
MT09																																				
MT10																																				
MT13																																				
MT14																																				
MT15																																				

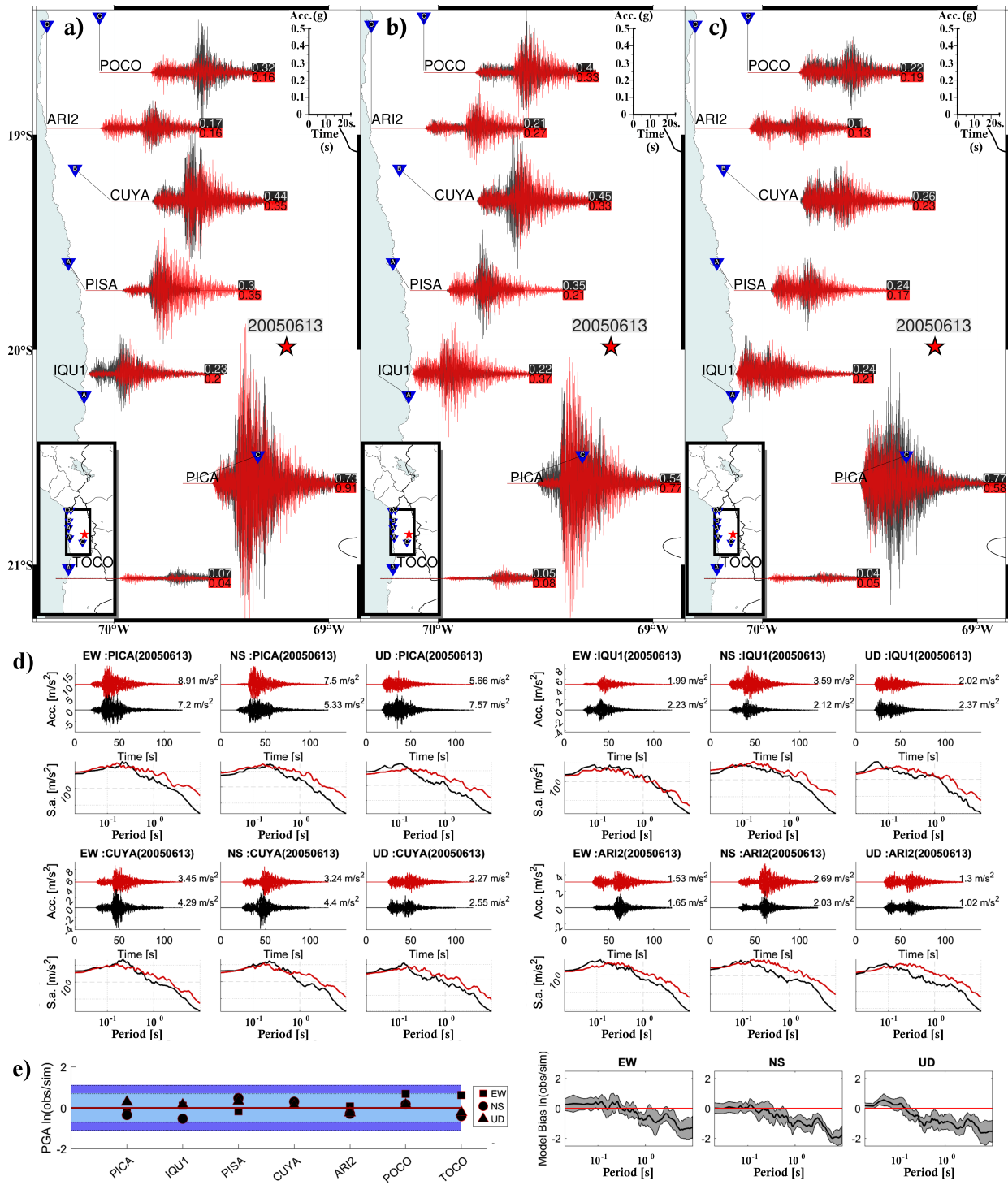


Figura 5.25: Comparación de los registros de aceleración observados (negro) y simulados (rojo) en sus 3 componentes EW, NS y Z en a). b) y c) respectivamente para el Terremoto de Tarapacá 2005 (7.8Mw). Los valores de PGA para los registros observados y simulados son observados al final de cada registro. d) comparación de los registros (parte superior) y sus espectros (parte inferior) para las estaciones PICA, IQU1, CUYA, y ARI2. e) Curva de Goodness-of-Fit (GOF) para todas las estaciones simuladas, donde se muestra el grado de ajuste entre los simulados y observados, componente por componente.

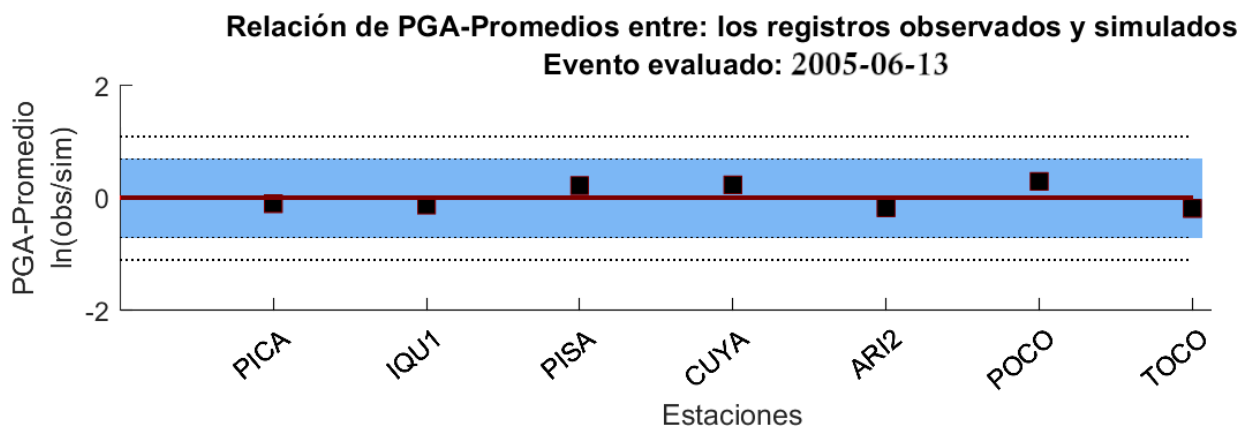


Figura 5.26: Relación de valores de PGA promedios $[PGA(ew) + PGA(ns) + PGA(z)]/3$ entre los registros observados y simulados de las 7 estaciones ubicadas más cerca al Terremoto de Tarapacá 2005, 7.8 MW.

Para la simulación estocástica de los registros de aceleración del suelo para el Terremoto de Tarapacá 2005 7.8Mw se usaron la función de factor de amplificación general de Tipo A, B y C (Ojeda et al., 2021). Para la selección del tipo de suelo para todas las estaciones simuladas, primero se realizó una simulación usando el mismo tipo de suelo en todas las estaciones, luego fue cambiándose el tipo de suelo en las estaciones que no se ajustan a los registros observados hasta seleccionar el tipo de suelo más óptimo para cada estación, en la Figura 5.25 en a), b) y c) se observa la localización de las estaciones (triángulo invertido) y la letra indicando el tipo de suelo usado.

A fin de atenuar las subestimaciones observadas, se realizó una comparación de promedio de los valores de PGA de las 3 componentes de cada estación (Fig. 5.26). En la Figura 5.26 podemos observar que en el 100% (7 de 7) de las estaciones simuladas la relación de los valores de PGA promedios entre los observados y simulados están dentro del rango aceptable ($\ln[\text{obs}/\text{simu}] < |0.7|$), lo cual indica que, tanto para los eventos de magnitud moderada como para eventos de magnitud importante, calcular el promedio de las 3 componentes permite ajustar mejor los PGA de los registros simulados a los valores de PGA observados (reales).

5.3. Escenarios de terremotos IID de magnitudes importantes cerca a Santiago

Esta sección, es la más importante del estudio, ya que aquí se hace la simulación de 12 escenarios de Terremotos IID debajo y cerca de Santiago con una magnitud de 7.8Mw, para lo cual se usó como semillas la mayoría de los parámetros usados para la simulación de los eventos moderados evaluados, pero con algunos cambios importantes: el primero y más importante es el cambio de una falla puntual simple (usado para los eventos IID moderados) al uso de un plano de falla finita discretizada en 77 sub-fallas (11 x 7) de longitud y ancho igual a 110 km y 70 km, respectivamente. Esta falla finita es igual al usado para el Terremoto de Tarapacá pero cambiando la geometría de la falla a la que corresponde a los eventos usados

de referencia (evento moderados). Otro cambio, también importante es el uso de stress drop igual a 200 bars. Los resultados de los 12 escenarios evaluados son mostrados a continuación.

5.3.1. Simulación del escenario 20150700 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20150700 (Fig. 5.27 a, b, c) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.92g en la estación R17M, en su componente EW (Fig. 5.27 a) y el valor más bajo fue de 0.13g en la estación MT07, en su componente NS (Fig. 5.27 b). Estos valores están directamente relacionados a las distancias hipocentrales y no al tipo de suelo, los cuales son: 126km con Tipo B y 148km con Tipo B respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: el valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.27 c) es de 0.51g en la estación R07M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.5g.; el valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.27 b) es de 0.74g en la estación R18M, otros valores altos son observados también en las estaciones: MT15 (0.72g), R10M (0.66g), y MT09 (0.65g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.6g; el valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.27 a) es de 0.92g en la estación R17M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R13M (0.77g), R07M (0.73g), R12M (0.7g), y R21M (0.7g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R07M (0.57g), R18M (0.57g), R14M (0.52g), R21M (0.51g), R12M (0.5g), y R17M (0.5g). El valor más bajo de PGA es de 0.2g en la estación MT02. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.49g y 0.26g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales y tipo de suelo: 124km, Tipo C; 126km, Tipo B y 148km, Tipo A, respectivamente para las estaciones R07M, R18M y MT02.

5.3.2. Simulación del escenario 20160400 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20160400 (Fig. 5.27 d, e, f) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.8g en la estación MT03, en su componente EW (Fig. 5.27 d) y el valor más bajo fue de 0.06g en la estación MT02, en su componente NS (Fig. 5.27 e). Estos valores están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 124km con Tipo C y 155km con Tipo A respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.27 f) es de 0.47g en la estación R21M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.45g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.27 e) es de 0.68g en la estación MT13, otro valor alto es observado en la estación: MT03 (0.62g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.6g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.27 d) es de 0.8g en la estación MT03, otros valores

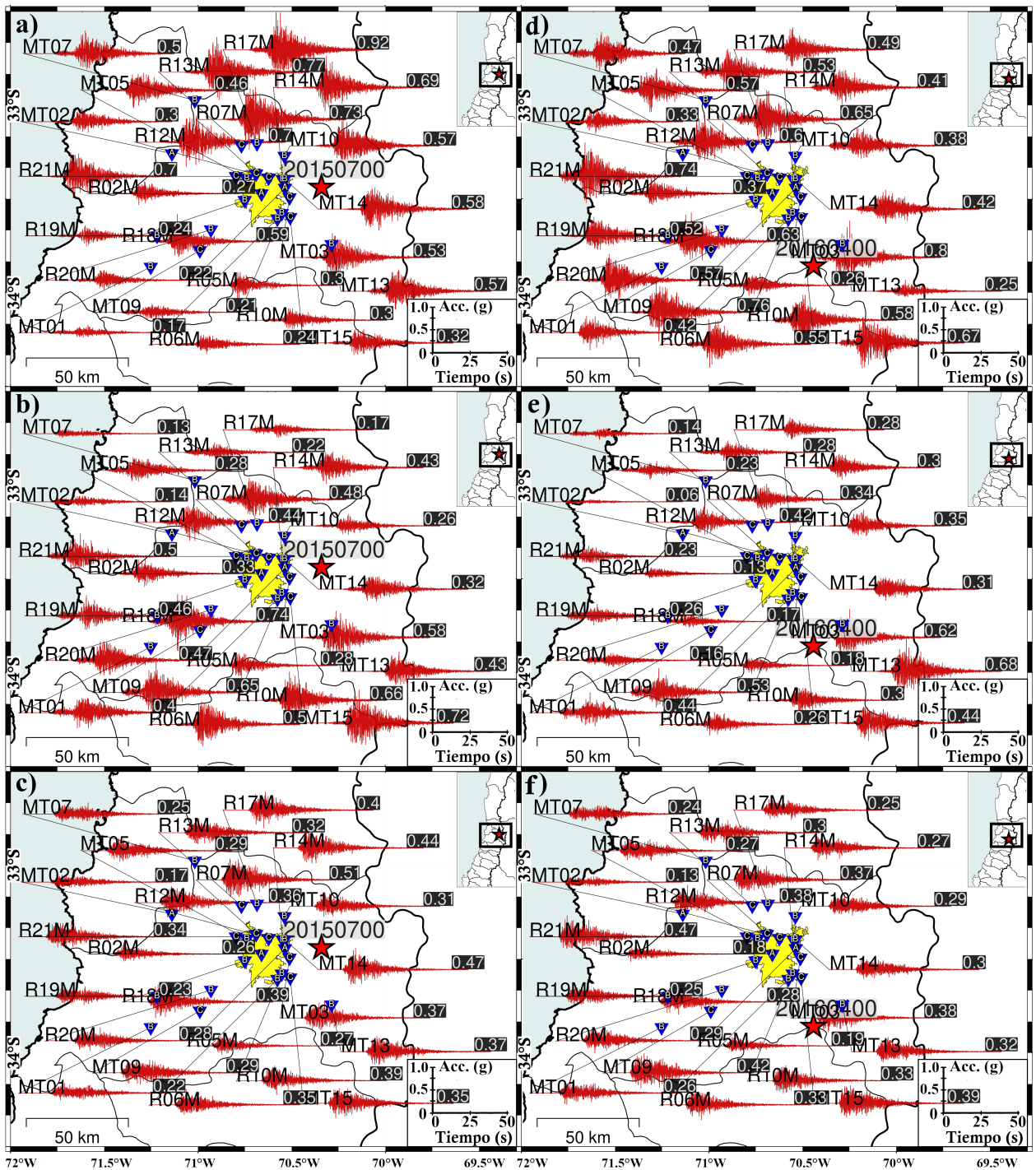


Figura 5.27: Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20150700 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20160400 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.

altos son observados también en las estaciones: MT09 (0.76g) y R21M (0.74g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: MT03 (0.6g), MT09 (0.57g) y MT15 (0.5g). El valor más bajo de PGA es de 0.17g en la estación de MT02. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.49g y 0.18g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a sus distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 124km con Tipo C y 155km con Tipo A para las estaciones MT03 y MT02, respectivamente.

5.3.3. Simulación del escenario 20170800 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20170800 (Fig. 5.28 a, b, c) muestra que el mayor valor de PGA es de 0.98g en la estación R12M (Fig. 5.28 b), en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.22g en la estación MT01 (Fig. 5.28 a), en su componente EW. Estos valores están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 100km con Tipo C y 142km con Tipo B, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.28 c) es de 0.78g en la estación R07M, otro valor alto es observado también en la estación: R17M (0.66g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.65g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.28 b) es de 0.98g en la estación R12M, otros valores altos son observados también en las estaciones: MT15 (0.89g), MT03 (0.86g), R07M (0.8g), R10M (0.79g), R14M (0.71g) y R18M (0.71g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.28 a) es de 0.84g en la estación R21M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R12M (0.79g), MT14 (0.79g), R20M (0.78g), MT09 (0.78g), MT15 (0.77g), R14M (0.76g) y R18M (0.72g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.71g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R12M (0.8g) y R07M (0.78g). El valor más bajo de PGA es de 0.27g en la estación de MT02. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.68g y 0.28g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 100km con Tipo C y 114km con Tipo A para las estaciones R12M y MT02, respectivamente.

5.3.4. Simulación del escenario 20170808 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20170808 (Fig. 5.28 d, e, f) muestra que el mayor valor de PGA fue de 1.25g en la estación R07M (Fig. 5.28 e), en su

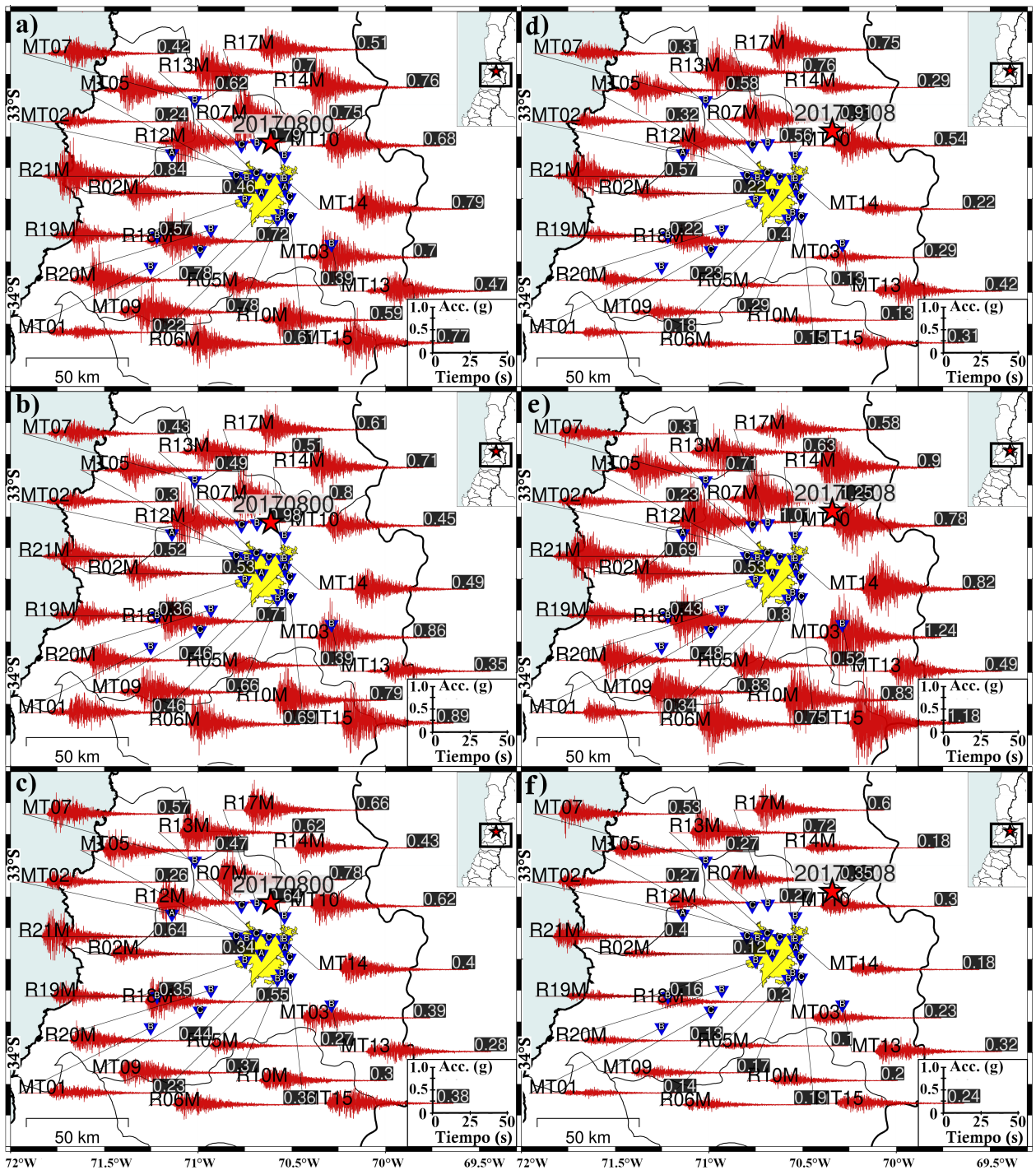


Figura 5.28: Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20170800 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20170808 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.

componente NS y el valor más bajo fue de 0.1g en la estación R05M (Fig. 5.28 f), en su componente Z. Estos valores están en parte directamente relacionados a sus tipos de suelo: Tipo C y Tipo A, respectivamente y no parecen estar directamente relacionados a sus distancias hipocentrales: 107km y 105km, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.28 f) es de 0.72g en la estación R13M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.61g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.28 e) es de 1.25g en la estación R07M, otros valores altos son observados también en las estaciones: MT03 (1.24g), MT15 (1.18g), R12M (1.01g), R14M (0.9g), R10M (0.83g), MT09 (0.83g), MT14 (0.82g), MT10 (0.78g) y R06M (0.75g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.71g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.28 d) es de 0.91g en la estación R07M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R13M (0.76g) y R17M (0.75g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R07M (0.84g) y R13M (0.7g). El valor más bajo de PGA es de 0.22g en la estación de MT01. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.64g y 0.25g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 107km con Tipo C y 162km con Tipo B para las estaciones R07M y MT01, respectivamente.

5.3.5. Simulación del escenario 20180500 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20180500 (Fig. 5.29 a, b, c) muestra que el mayor valor de PGA fue de 1.08g en la estación R13M (Fig. 5.29 b), en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.09g en la estación MT13 (Fig. 5.29 b), en su componente NS. Estos valores están en parte directamente relacionados al tipo de suelo: Tipo C y Tipo B, respectivamente y sin una relación clara con las distancias hipocentrales: 132km y 124km, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.29 c) es de 0.53g en las estaciones R07M y R21M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.53g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.29 b) es de 1.08g en la estación R13M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R21M (1.01g), R07M (0.83g), R17M (0.82g) y MT10 (0.7g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.29 a) es de 0.87g en la estación MT03, otro valor alto es observado también en la estación: MT09 (0.74g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis el valor más alto de PGA es observado en la estación: R21M (0.64g). El valor más bajo de PGA es de 0.23g en la estación de MT02. En el resto de estaciones los

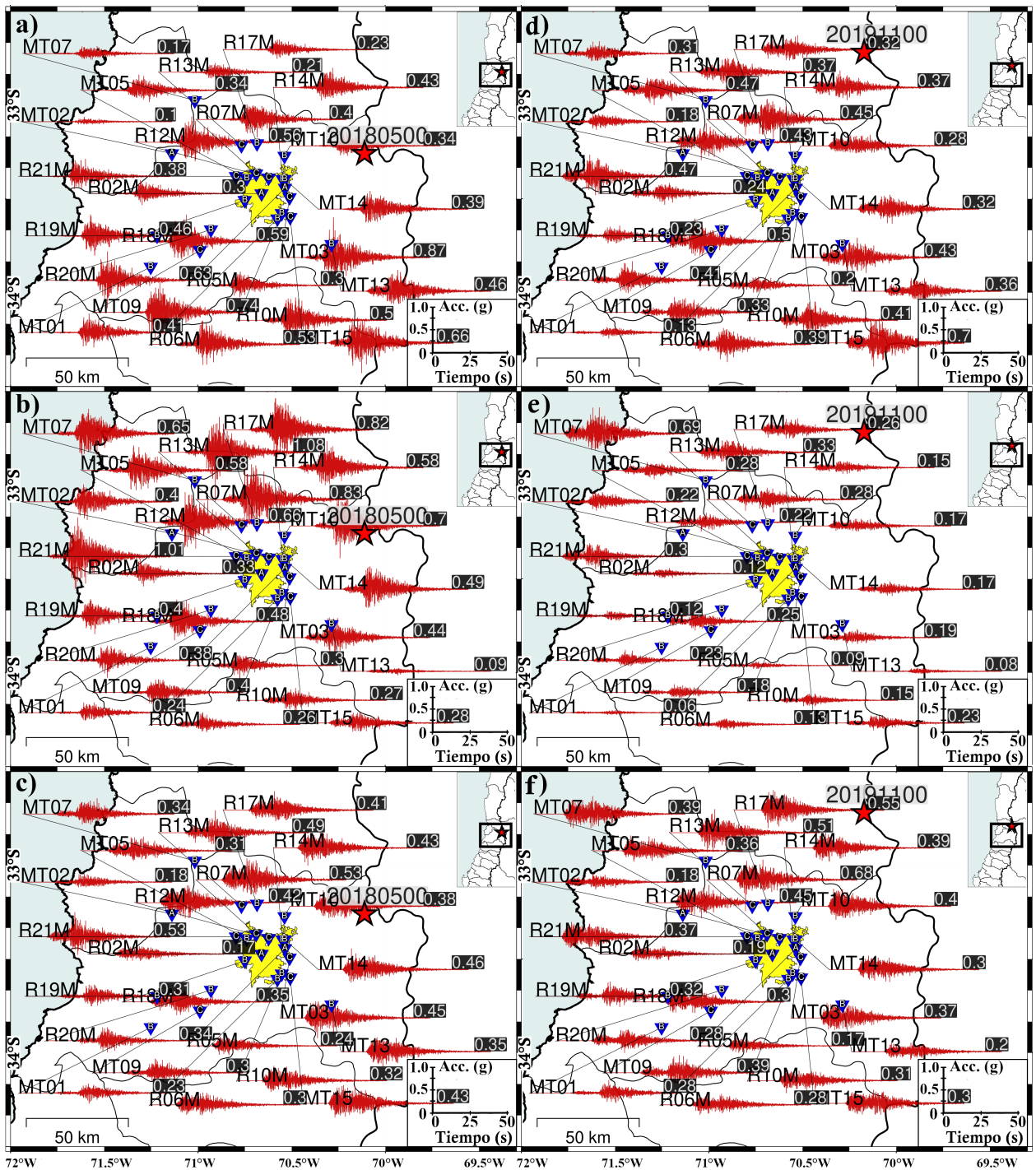


Figura 5.29: Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20180500 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20191100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.

valores de PGA se encuentran entre 0.63g y 0.24g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 135km con Tipo C y 159km con Tipo A para las estaciones R21M y MT02, respectivamente.

5.3.6. Simulación del escenario 20191100 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20191100 (Fig. 5.29 d, e, f) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.7g en la estación MT15 (Fig. 5.29 d), en su componente EW y el valor más bajo fue de 0.06g en la estación MT01 (Fig. 5.29 e), en su componente NS. Estos valores están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 154km con Tipo C y 208km con Tipo B, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.29 f) es de 0.68g en la estación R07M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.55g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.29 b) es de 0.69g en la estación MT07, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.35g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.29 d) es de 0.7g en la estación MT15, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.51g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis el valor más alto de PGA es observado en la estación: R07M (0.47g). El valor más bajo de PGA es de 0.15g en la estación de R05M. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.46g y 0.16g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados al tipo de suelo: Tipo C y Tipo A para las estaciones R07M y R05M, respectivamente.

5.3.7. Simulación del escenario 20200500 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20200500 (Fig. 5.30 a, b, c) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.58g en la estación MT03 (Fig. 5.30 b), en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.04g en la estación R02M (Fig. 5.30 a), en su componente EW. Estos valores están directamente relacionados a sus tipos de suelo con poca influencia de las distancias hipocentrales: Tipo C con 130km y Tipo A con 138km, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.30 c) es de 0.29g en la estación MT03, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.29g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.30 b) es de 0.58g en la estación MT03, otro valor alto es observado también en la estación: R18M (0.5g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.5g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.30 a) es de 0.39g en las estaciones R17M y MT10, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.35g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor pro-

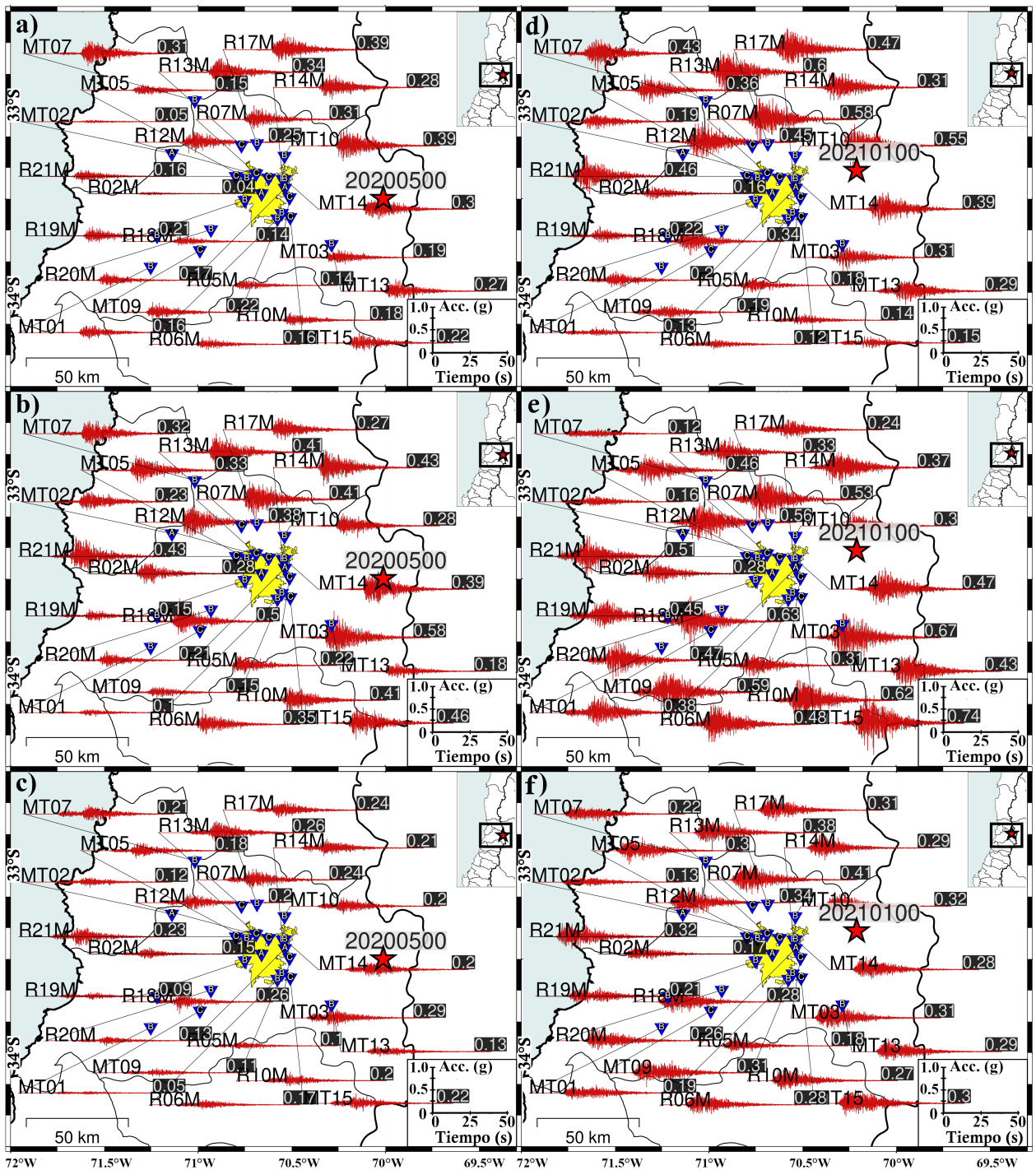


Figura 5.30: Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20200500 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20210100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.

medio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$). En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: MT03 (0.35g), R13M (0.34g) y R07M (0.32g). El valor más bajo de PGA es de 0.1g en la estación de MT01. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.31g y 0.13g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 130km con Tipo C y 186km con Tipo A para las estaciones MT03 y MT01, respectivamente.

5.3.8. Simulación del escenario 20210100 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20210100 (Fig. 5.30 d, e, f) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.74g en la estación MT15 (Fig. 5.30 e), en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.12g en las estaciones R06M y MT07 en las componentes EW y NS (Fig. 5.30 d, e), respectivamente. Estos valores están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con el tipo de suelo: 129km con Tipo C, 132km con Tipo B y 157km con Tipo B para las estaciones MT15, R06M y MT07, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.30 f) es de 0.41g en la estación R07M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.4g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.30 e) es de 0.74g en la estación MT15, otro valor alto es observado también en la estación: MT03 (0.67g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.67g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.30 d) es de 0.6g en la estación R13M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R07M (0.58g) y MT10 (0.55g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.55g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R07M (0.51g) y R12M (0.45g). El valor más bajo de PGA es de 0.16g en la estación de MT02. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.44g y 0.2g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 133km con Tipo C y 160km con Tipo A para las estaciones R07M y MT02, respectivamente.

5.3.9. Simulación del escenario 20211000 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20211000 (Fig. 5.31 a, b, c) muestra que el mayor valor de PGA es de 0.98g en la estación R07M (Fig. 5.31 b), en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.09g en la estación MT02 (Fig. 5.31 a), en su componente EW. Estos valores están directamente relacionados a sus tipos de suelo con poca influencia de las distancias hipocentrales: Tipo C con 112km y Tipo A con 118km, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.31 c) es de 0.51g en la

estación R07M, otro valor alto es observado también en la estación: MT07 (0.5g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.5g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.31 b) es de 0.98g en la estación R07M, otros valores altos son observados también en las estaciones: MT07 (0.89g), R13M (0.84g) y R21M (0.79g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.31 a) es de 0.83g en la estación R07M, otro valor alto es observado también en la estación: MT15 (0.74g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R07M (0.77g) y R13M (0.61g). El valor más bajo de PGA es de 0.21g en la estación de MT01. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.6g y 0.24g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales y tipo de suelo: 112km con Tipo C y 163km con Tipo B para las estaciones R07M y MT01, respectivamente.

5.3.10. Simulación del escenario 20211100 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20211100 (Fig. 5.31 d, e, f) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.69g en la estación R07M (Fig. 5.31 d), en su componente EW y el valor más bajo fue de 0.09g en la estación MT13 (Fig. 5.31 f), en su componente Z. Estos valores están en parte relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 152km, Tipo C y 166km, Tipo B, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.31 d) es de 0.38g en las estaciones R13M y MT07, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.38g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.31 e) es de 0.38g en la estación MT15, el segundo valor más alto es observado en la estación: MT07 (0.36g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.35g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.31 d) es de 0.69g en la estación R07M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R12M (0.67g) y R13M (0.61g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.6g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R12M (0.44g) y R07M (0.42g). El valor más bajo de PGA es de 0.14g en la estación de MT01. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.41g y 0.15g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están en parte directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 150km con Tipo C y 216km, Tipo B para las estaciones R12M y MT01, respectivamente.

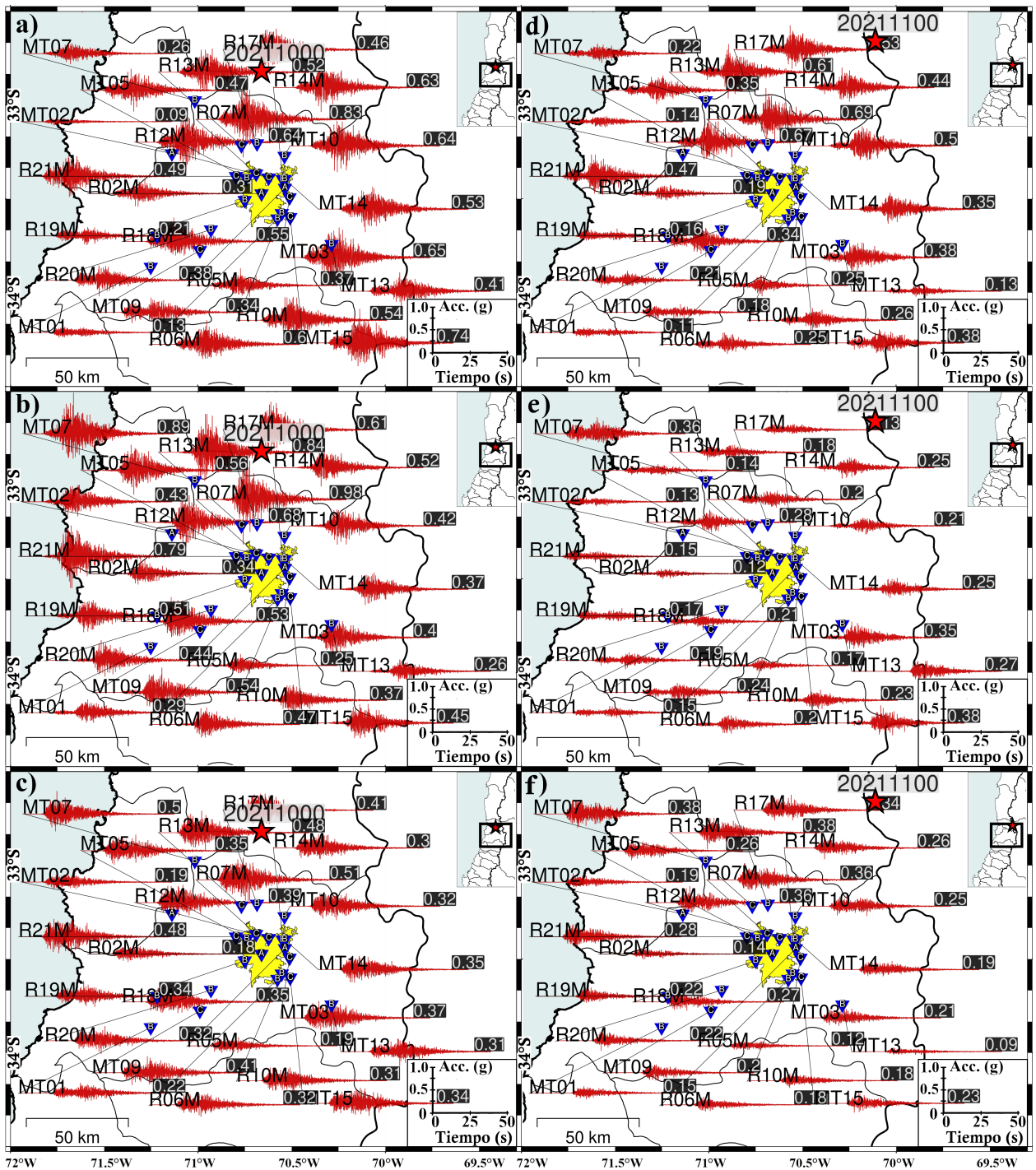


Figura 5.31: Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20211000 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20211100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.

5.3.11. Simulación del escenario 20220800 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20220800 (Fig. 5.32 a, b,)) muestra que el mayor valor de PGA fue de 0.51g en la estación MT09 (Fig. 5.32 b), en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.07g en la estación MT02 (Fig. 5.32 a), en su componente EW. Estos valores están directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 140km con Tipo C y 179km con Tipo A, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.32 c) es de 0.3g en la estación MT09, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.3g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.32 b) es de 0.51g en la estación MT09, otro valor alto es observado también en la estación: R07M (0.5g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.5g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.32 a) es de 0.46g en la estación MT09, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.46g.

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z))/3$. En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: MT09 (0.42g) y R07M (0.36g). El valor más bajo de PGA es de 0.11g en la estación de MT02. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.35g y 0.14g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están directamente relacionados a las distancias hipocentrales con su tipo de suelo: 140km con Tipo C y 179km con Tipo A para las estaciones MT09 y MT02, respectivamente.

5.3.12. Simulación del escenario 20221100 (7.8 MW)

La simulación de registros de aceleración del suelo para el escenario 20221100 (Fig. 5.32 d, e, f) muestra que el mayor valor de PGA fue de 1.08g en la estación R07M, en su componente NS y el valor más bajo fue de 0.07g en la estación R05M en la componente EW. Estos valores están directamente relacionados a sus tipos de suelo con poca influencia de sus distancias hipocentrales: Tipo C con 98km y Tipo A con 99km, respectivamente. En un análisis más detallado, componente por componente, se observa lo siguiente: El valor máximo de PGA en la componente Z (Fig. 5.32 f) es de 0.57g en la estación R07M, en el resto de estaciones los valores son menores a 0.57g. El valor máximo de PGA en la componente NS (Fig. 5.32 e) es de 1.08g en la estación R07M, otros valores altos son observados también en las estaciones: MT09 (1.07g), R13M (0.96g), MT03 (0.95g), MT15 (0.89g), R12M (0.82g), R14M (0.82g), R21M (0.82g), MT05 (0.8g) y R06M (0.75g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.75g. El valor máximo de PGA en la componente EW (Fig. 5.32 d) es de 0.95g en la estación R13M, otros valores altos son observados también en las estaciones: R21M (0.85g), R18M (0.76g) y MT13 (0.72g), en el resto de estaciones los valores son menores a 0.7g.

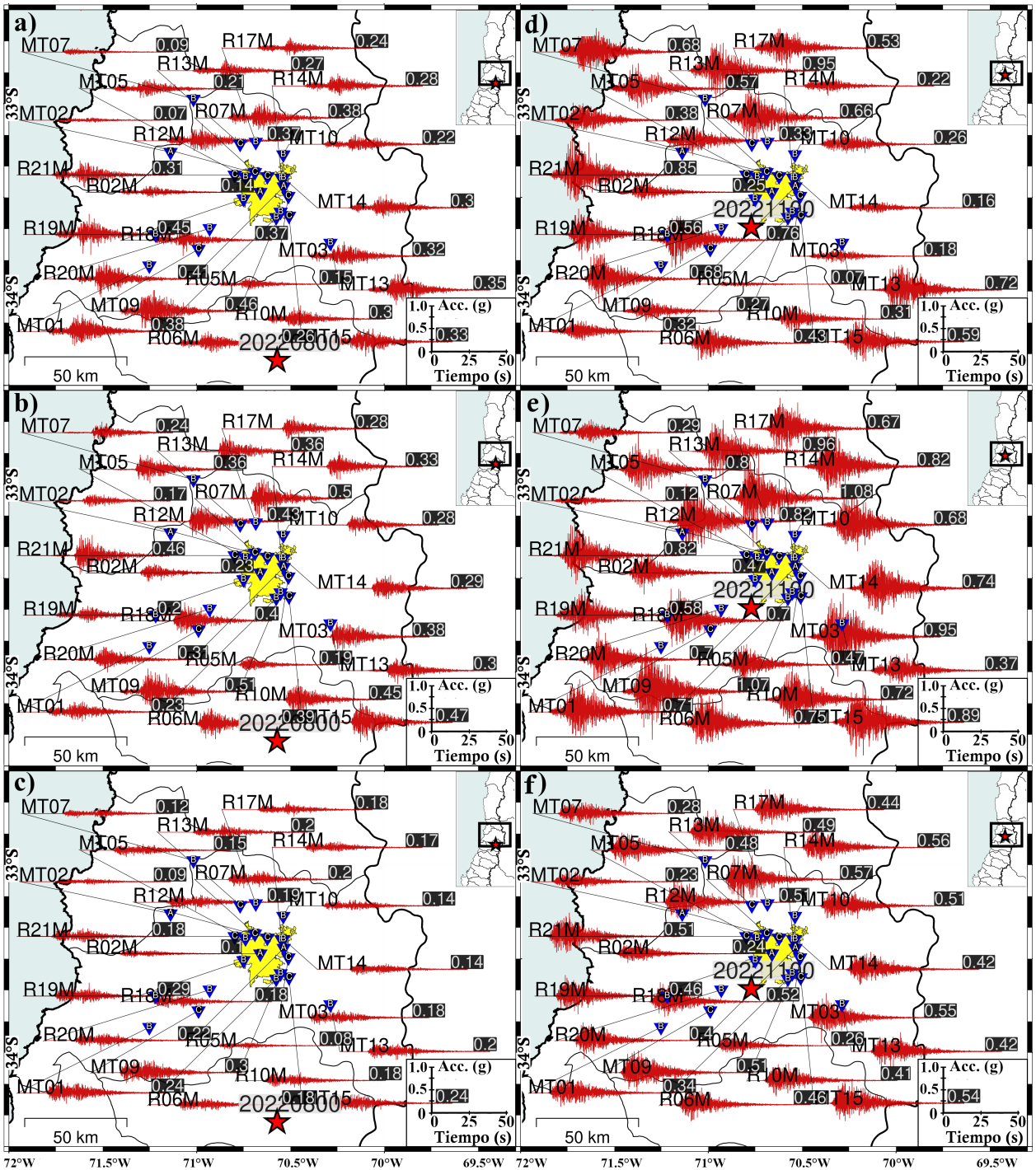


Figura 5.32: Registros sintéticos de movimiento fuerte (trazos rojos) para un Terremoto IID de magnitud importante (7.8MW) cerca a Santiago. Para el escenario 20220800 en las 3 componentes EW, NS y Z en a), b) y c), respectivamente y para el escenario 20221100 en las 3 componentes EW, NS y Z en d), e) y f), respectivamente. Los valores de PGA son mostrados al final de cada registro.

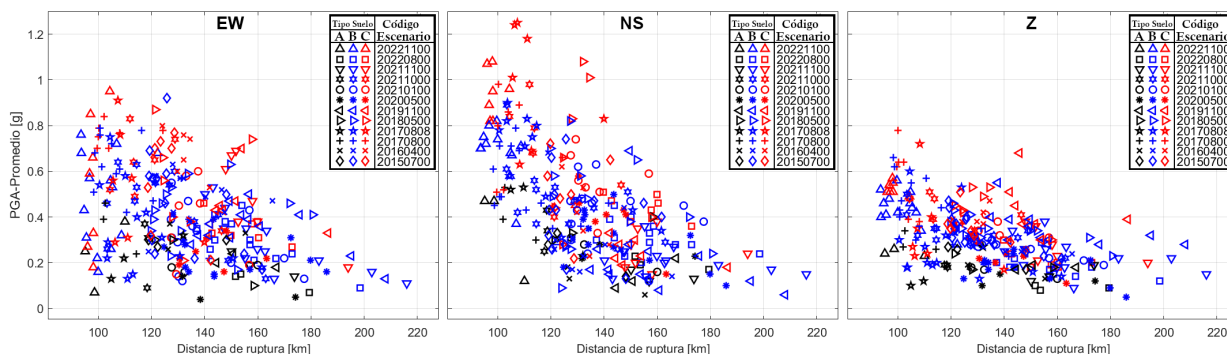


Figura 5.33: Resumen de los valores de PGA para las componentes EW, NS y Z, de los 12 escenarios simulados (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo).

5.4. Resumen de los 12 escenarios simulados

En la Fig. 5.33, se muestra un resumen de todos los valores de PGA para las componentes EW, NS y Z, de los 12 escenarios simulados y 23 estaciones en cada escenario con sus respectivos tipos de suelo: Tipo A, B ó C. Se puede observar de manera general que los valores más bajos ($PGA < 0.8g$) están presentes en la componente Z, en la componente EW los valores de PGA no superan el valor de $1g$, mientras que en la componente NS se tienen los valores más altos de PGA, llegando a valores de $1.25g$ para el escenario 20170808. De manera general en las 3 componentes se observa que los valores más bajos de PGA ($0.05-0.1g$) corresponde a las estaciones ubicadas en suelos de Tipo A, y los valores más altos de PGA ($>0.7g$) a las estaciones ubicadas en suelos de tipo C. También, se puede observar que los valores de PGA son inversamente proporcionales a las distancias de ruptura.

5.4.1. Evaluación de las diferencias en los valores de PGA

La principal diferencia en los valores de PGA de los 12 escenarios simulados es que en la componente NS podemos observar valores más altos que en las otras componentes, lo cual pueda deberse a efectos de directividad y otros factores como el patrón de radiación calculado con los ángulos de incidencia y despegue junto con parámetros de la geometría de la falla (Strike, dip, rake). Para evaluar estas diferencias se hizo la simulación de los 12 escenarios usando el mismo mecanismo focal para todos.

En la (Fig. 5.34) se muestra un resumen de los valores de PGA para 3 tipos de mecanismos focales; S180D00, S180D45 y S180D90, donde se usa el mismo strike de 180° y diferentes valores de dip: 0° , 45° y 90° , respectivamente. Para el mecanismo focal S180D00 (Fig. 5.34 a) los valores más altos de PGA (mayores a $1.2g$) están en las componentes EW y NS, en la componente EW los valores más altos corresponden al escenario 20221100 y en la componente NS los valores más altos corresponden a los escenarios 20221100 y 20170808. Para el mecanismo focal S180D45 (Fig. 5.34 b) los valores más altos de PGA (cerca de $1.1g$) están

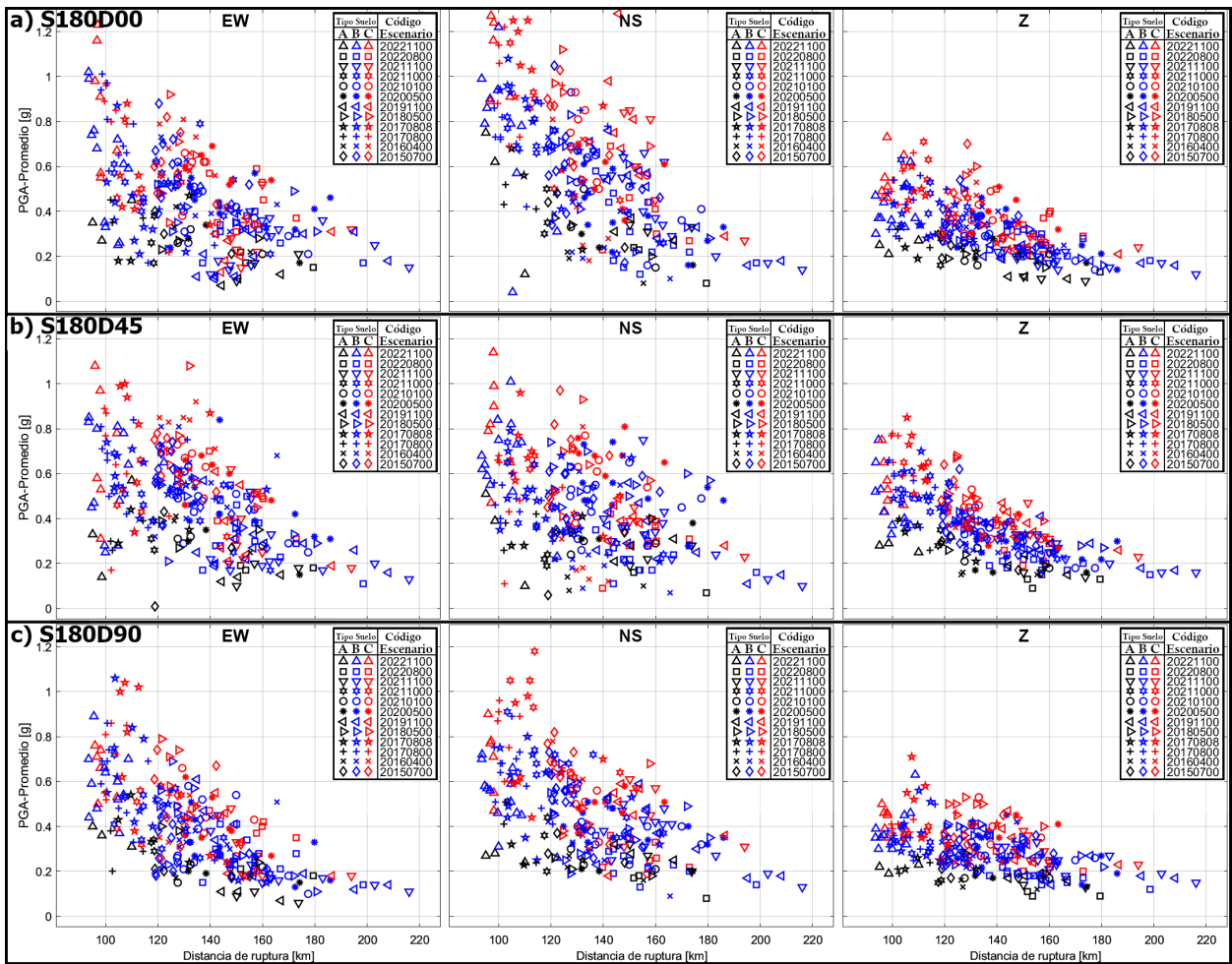


Figura 5.34: Resumen de los valores promedio de PGA para los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo), pero con el mismo mecanismo focal para todos los escenarios. a) Mecanismo focal con strike 180° y dip de 0° . b) Mecanismo focal con strike 180° y dip de 45° . c) Mecanismo focal con strike 180° y dip de 90° .

también en la componente EW y NS, pero esta vez corresponden al escenario 20221100 en la componente EW y NS. Para el mecanismo focal S180D90 (Fig. 5.34 c) los valores más altos de PGA (cerca de 1.2g) están solo en la componente NS y corresponden al escenario 20211000.

En la (Fig. 5.35) se muestra un resumen de los valores de PGA para otros 3 tipos de mecanismos focales; S090D00, S090D45 y S090D90, donde se usa el mismo strike de 90° y diferentes valores de dip: 0° , 45° y 90° , respectivamente. Para el mecanismo focal S090D00 (Fig. 5.35 a) los valores más altos de PGA (cerca de 1.2g) están en las componentes EW y NS, en la componente EW los valores más altos corresponden al escenario 20170800 y en la componente NS corresponden a los escenarios 20170800, 20170808 y 20221100. Para el mecanismo focal S090D45 (Fig. 5.35 b) los valores más altos de PGA (cerca de 1.1g) está solo en la componente NS y corresponden al escenario 20170808. Para el mecanismo focal S090D90 (Fig. 5.35 c) los valores más altos de PGA (cerca de 1g) está solo en la componente

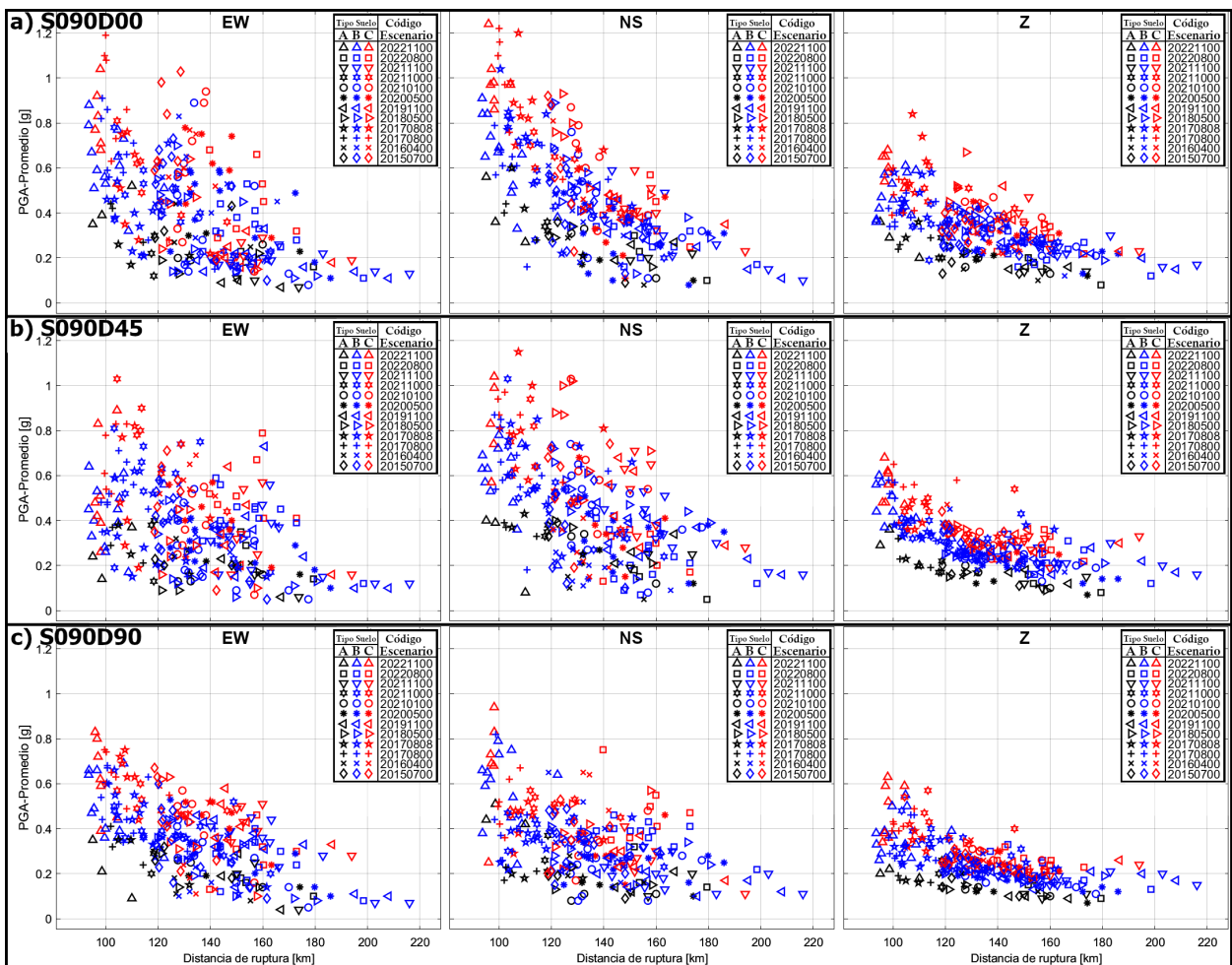


Figura 5.35: Resumen de los valores promedio de PGA para los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo), pero con el mismo mecanismo para todos los escenarios. a) Mecanismo focal con strike 90° y dip de 0° . b) Mecanismo focal con strike 90° y dip de 45° . c) Mecanismo focal con strike 90° y dip de 90° .

NS y corresponden al escenario 20211000.

En la (Fig. 5.36) se muestra un resumen de los valores de PGA para otros 3 tipos de mecanismos focales; S045D00, S045D45 y S045D90, donde se usa el mismo strike de 45° y diferentes valores de dip: 0° , 45° y 90° , respectivamente. Para el mecanismo focal S045D00 (Fig. 5.36 a) los valores más altos de PGA (cerca de 1.1g) están en las componentes EW y NS, en la componente EW los valores más altos corresponden al escenario 20170800 y 20221100, mientras que en la componente NS corresponden a los escenarios 20170800, 20170808 y 20221100. Para el mecanismo focal S045D45 (Fig. 5.36 b) los valores más altos de PGA (cerca de 1g) están en las componentes EW y NS, en la componente EW los valores más altos corresponden al escenario 20211000 y en la componente NS corresponden al escenario 20170808. Para el mecanismo focal S045D90 (Fig. 5.36 c) los valores más altos de PGA (cerca de 1g) está solo en las componentes EW y NS pero solo para un único escenario el del 20221100.

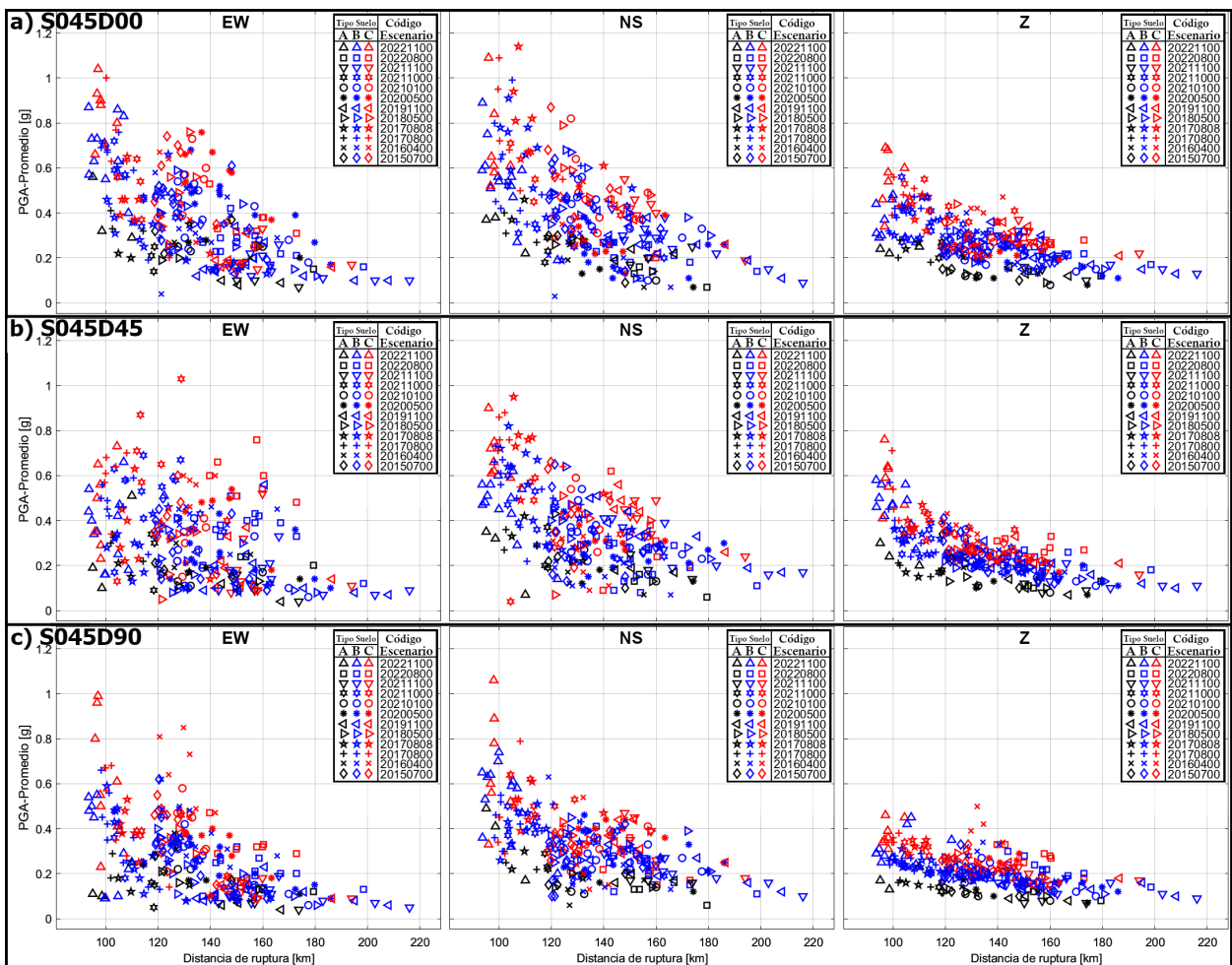


Figura 5.36: Resumen de los valores promedio de PGA para los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) y 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo), pero con el mismo mecanismo focal para todos los escenarios. a) Mecanismo focal con strike 45° y dip de 0° . b) Mecanismo focal con strike 45° y dip de 45° . c) Mecanismo focal con strike 45° y dip de 90° .

Finalmente, podemos asegurar que la orientación del plano de falla es un factor muy importante en la simulación de los registros de movimiento fuerte, tal como se demostró en el resumen de los valores de PGA realizado para los 12 escenarios con igual mecanismo focal para todos con un total de 9 mecanismos focales evaluados. Estas diferencias se deben tanto al factor de directividad y otros factores como el patrón de radiación calculado con los ángulos de incidencia y despegue junto con parámetros de la geometría de la falla (Strike, dip, rake) como se indicó al inicio.

5.4.2. Resumen de valores promedio de PGA

Para atenuar las sobrestimaciones o subestimaciones, así como efectos de directividad y hacer un mejor análisis, tal como se pudo determinar en la simulación de los eventos moderados, se procedió a calcular el valor promedio de PGA en cada estación de sus 3 componentes $(PGA(NS)+PGA(NS)+PGA(Z)]/3$). En este análisis los valores más altos de PGA son observados en las estaciones: R13M (0.8g) y R07M (0.77g). El valor más bajo de PGA es de 0.24g en la estación de MT02. En el resto de estaciones los valores de PGA se encuentran entre 0.75g y 0.27g. El valor máximo y mínimo calculado en los promedios de PGA están directamente relacionados al tipo de suelo con poca influencia de las distancias hipocentrales: Tipo C con 104km y Tipo A con 110km para las estaciones R13M y MT02, respectivamente.

En la Fig. 5.37, se muestra un resumen de todos los valores promedios de PGA de los 12 escenarios simulados y 23 estaciones consideradas en cada escenario con sus respectivos tipos de suelo: Tipo A, B ó C. Se puede observar que los valores más bajos están presentes en las estaciones ubicadas en suelos de Tipo A, y los valores más altos en las estaciones ubicadas en suelos de Tipo B y C, con una leve superioridad (en general) de las estaciones ubicadas sobre el suelo de Tipo C, lo cual se debe a que las funciones de factor de amplificación para el Tipo B y C son también muy similares, donde el de Tipo C tiene una leve mayor amplificación dinámica que la del Tipo B. También, se puede observar que los valores promedio de PGA son inversamente proporcionales a las distancias de ruptura, además, los valores más altos de PGA ($PGA > 0.75g$) en los tres Tipos de suelos usados tienen distancia hipocentrales $<$ a 120km, por tanto, podemos indicar que esta distancia es casi como un límite para tener valores de PGA importantes o no. Finalmente se observa también que en 4 (20170800, 20170808, 20211000 y 20221100) de los 12 escenarios, los valores de PGA promedio superan los 0.75g.

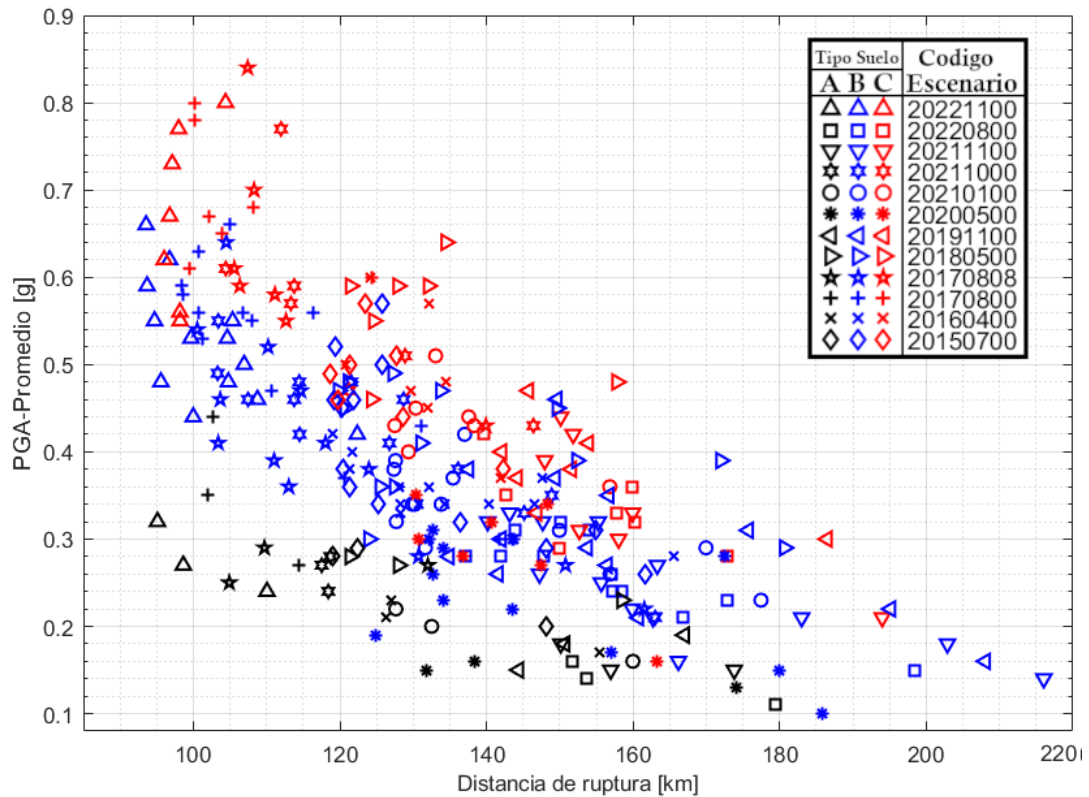


Figura 5.37: Resumen de los valores promedio de PGA de los 12 escenarios (diferenciados por el símbolo) simulados en la cuenca de Santiago, en total se simuló 23 estaciones en cada escenario usando tres tipos de suelo: Tipo A (negro), Tipo B (azul) y Tipo C (rojo).

Capítulo 6

Discusiones

Los conocimientos relacionados a los terremotos intraplaca de profundidad intermedia IID han avanzado notablemente en las últimas décadas mejorando su entendimiento sobre el proceso físico que los generan. Por este motivo cuantificar los movimientos del suelo asociados a grandes terremotos IID es un desafío que se puede resolver realizando simulaciones de movimiento fuerte con base física.

Las características observadas para los terremotos IID en los siguientes parámetros; valores de b , correlación de rango grande, frecuencia de las réplicas y atenuación de PGA, han mostrado ser muy diferentes a la de los terremotos interplaca y se debe a la diferencia de los mecanismos físicos que presentan por ejemplo; fracturamiento frágil y deslizamiento friccional para los terremotos interplaca y debilitamiento por deshidratación, fallamiento transformacional, cizallamiento localizado y transferencia de esfuerzos causados por deshidratación para los terremotos de profundidad intermedia.

Los mecanismos propuestos en la actualidad para los terremotos IID, se basan y consideran determinados valores generales o promedios, tal como en el mecanismo de debilitamiento por deshidratación el porcentaje de contenido de determinados minerales y agua en la corteza, valores de temperatura y presión en función de la profundidad y los modelos petrológicos. Por esta razón, los mecanismos propuestos podrían estar sesgando y no ocurrir de manera aislada sino al contrario podría haber una mezcla de estos controlado por el porcentaje de agua o hidruros. Por ejemplo en zonas con alto contenido de agua, el mecanismo predominante sería el de MDD, en zonas con muy poco contenido de agua predominaría el mecanismo de MFT, mientras que en lugares con poco contenido de agua sería factible el mecanismo de MCTA y MTEAD. Además, otros aspectos considerados aparte del contenido de agua en los mecanismos son la presión, temperatura, tamaño del grano, etc.

La evaluación del proceso de ruptura de los terremotos de Tarapacá (2005), Kushiro-Oki (1993) y otros alrededor del mundo, muestran que estos eventos ocurren en fallas subhorizontales, las cuales a su vez han sido relacionadas a fallas pre-existentes que se han formado e hidratado en la zona outer-rise, antes de que la corteza subducte, sin embargo en dicha

zona también se forman otro tipo de fallas que al subducir la corteza oceánica tienen una orientación oblicua o casi vertical pero la mayoría de estas no genera terremotos intermedios importantes porque estas se activan a profundidades cerca de la trinchera (Masson et al., 1991).

De los diferentes tipos de métodos desarrollados para la simulación del movimiento fuerte, podemos indicar como los más completos y óptimos los métodos con base física, de los cuales se usó el método estocástico de falla finita para evaluar las características del proceso de ruptura de un terremoto intermedio bajo la ciudad de Santiago y de esta manera pronosticar el grado de amenaza sísmica al que está expuesta la población ante tal evento. Además, la ocurrencia de un terremoto IID en el futuro puede validar o mejorar tal metodología y de esta manera contribuir en el avance de los conocimientos actuales.

Capítulo 7

Conclusión

La simulación de los registros de aceleración (movimiento fuerte) de eventos de magnitud moderada (4.5-5.7 Mw) que ocurrieron cerca de la cuenca de Santiago usando el método estocástico, en general, reproducen bien los datos observados y sus valores promedio de PGA, también la curva de goodness-of-fit muestra que los resultados son prometedores para la simulación de registros sintéticos y trabajos de riesgo sísmico en el futuro. De los 12 eventos evaluados, 3 (20160414, 20200502 y 20211026) presentan resultados muy aceptables, 6 (20170802, 20170821, 20210124, 20211103, 20220818 y 20221108) tienen resultados aceptables y 3 (20150707, 20180502 y 20191122) tienen resultados poco aceptables.

La simulación de los registros de aceleración para el Terremoto de Tarapacá del 2005 7.8 Mw, que ocurrió en el norte de Chile, muestra un muy buen ajuste a los registros observados del movimiento fuerte tanto en la forma de las ondas, amplitudes y valores de PGA. Los valores de PGA de la componente NS de los registros simulados se ajusta mucho mejor en las 7 estaciones consideradas. En la componente EW, el valor de PGA del registro de PICA simulado es un poco sobrestimado, mientras que en la componente Z sucede lo contrario, por tal razón, al evaluar los valores de PGA promedios de los simulados y los observados muestra un mejor ajuste.

Los resultados mostrados en 5.1 y 5.2 muestran que es posible realizar simulación de diferentes escenarios de terremotos IID importantes en Santiago, extrapolando los parámetros usados para terremotos de magnitudes moderadas a terremotos de magnitud importante, pero con cuidado especial en algunos parámetros tales como: la magnitud del terremoto, drop-stress, omega w, las constantes en la función envolvente, la función de factor de amplificación y la distribución de desplazamiento, donde se cambia el modelo de ruptura puntual por el uso de una falla finita (56km x 56km) con distribución de deslizamiento de tipo gaussiana similar al Terremoto de Tarapacá.

Finalmente, fueron simulados diferentes escenarios de diferentes terremotos de profundidad intermedia y magnitud importante debajo y cerca de Santiago. Los resultados muestran valores promedios de PGA considerables e importantes que llegan a valores cerca y superiores

a 1g, en 5 (20170800, 20170808, 20180500, 20211000 y 20221100) de los 12 escenarios los valores máximos están entre 0.98-1.25g. Estos valores altos de PGA ocurren principalmente a dos condiciones críticas: distancias hipocentrales muy locales ($<120\text{km}$) y al tipo de suelo (B y C). Los resultados podrían ser usados en el future para hacer mapas de iso-acceleración (para múltiples escenarios) y estudios de riesgo sísmico en la ciudad de Santiago y otros lugares donde no se tenga registros de terremotos de magnitud importante, ya que es muy importante entender este tipo de terremotos que ocurren frecuentemente en zonas de subducción y que como en Chile, pueden ser muy destructivos.

Bibliografía

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *Journal of geophysical research*, 72(4), 1217–1231.
- Aki, K. & Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology*.
- Amitrano, D. (2003). Seismicity and brittle-ductile transition: evidence of the b-value pressure dependence. In *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, (pp. 1838).
- Andersen, T. B., Mair, K., Austrheim, H., Podladchikov, Y. Y., & Vrijmoed, J. C. (2008). Stress release in exhumed intermediate and deep earthquakes determined from ultramafic pseudotachylyte. *Geology*, 36(12), 995–998.
- Anderson, J. G. & Hough, S. E. (1984). A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5), 1969–1993.
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. seismic design for nuclear power plants. *Massachusetts Institute of Technology*.
- Astiz, L., Lay, T., & Kanamori, H. (1988). Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 53(1-2), 80–166.
- Astroza, M., Sandoval, M., & Kausel, E. (2005). Estudio comparativo de los efectos de los sismos chilenos de subducción del tipo intraplaca de profundidad intermedia. *IX Jornadas de Sismología e Ingeniería Antisísmica, Concepción, Chile*.
- Barrientos, S., Kausel, E., & Campos, J. (1997). Sismicidad de profundidad intermedia y peligro sísmico en santiago. In *VIII Congreso Geológico Chileno*, volume 1, (pp. 645–649).
- Barrientos, S. & others, C. (2018). The seismic network of chile. volume 89, (pp. 467–474). GeoScienceWorld.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., & Reyes, M. (1998). Source characteristics of historic earthquakes along the central chile subduction askew et alzone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(2), 115–129.
- Beresnev, I. A. & Atkinson, G. M. (1997). Modeling finite-fault radiation from the ω n spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(1), 67–84.
- Bommer, J. & Boore, D. (2004). Engineering seismology; encyclopaedia of geology.

- Bommer, J. J., Magenes, G., Hancock, J., & Penazzo, P. (2004). The influence of strong-motion duration on the seismic response of masonry structures. *Bulletin of Earthquake Engineering*, *2*, 1–26.
- Bommer, J. J. & Martínez-Pereira, A. (1999). The effective duration of earthquake strong motion. *Journal of earthquake engineering*, *3*(02), 127–172.
- Boneh, Y., Schottenfels, E., Kwong, K., Van Zelst, I., Tong, X., Eimer, M., Miller, M. S., Moresi, L., Warren, J. M., Wiens, D. A., et al. (2019). Intermediate-depth earthquakes controlled by incoming plate hydration along bending-related faults. *Geophysical Research Letters*, *46*(7), 3688–3697.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *73*(6A), 1865–1894.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure and applied geophysics*, *160*, 635–676.
- Boore, D. M. (2004). Estimating vs (30)(or nehrp site classes) from shallow velocity models (depths<30 m). *Bulletin of the seismological society of America*, *94*(2), 591–597.
- Boore, D. M. & Joyner, W. B. (1997). Site amplifications for generic rock sites. *Bulletin of the seismological society of America*, *87*(2), 327–341.
- Boore, D. M., Thompson, E. M., & Cadet, H. (2011). Regional correlations of vs 30 and velocities averaged over depths less than and greater than 30 meters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *101*(6), 3046–3059.
- Bridgman, P. (1945). Polymorphic transitions and geological phenomena. *Am. J. Sci*, *243*.
- Brudzinski, M. R., Thurber, C. H., Hacker, B. R., & Engdahl, E. R. (2007). Global prevalence of double benioff zones. *science*, *316*(5830), 1472–1474.
- Brune, J. N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *Journal of geophysical research*, *75*(26), 4997–5009.
- Cabrera, L., Ruiz, S., Poli, P., Contreras-Reyes, E., Osses, A., & Mancini, R. (2021). Northern chile intermediate-depth earthquakes controlled by plate hydration. *Geophysical Journal International*, *226*(1), 78–90.
- Campos, J. & Kausel, E. (1990). The large 1939 intraplate earthquake of southern chile. *Seismological Research Letters*, *61*(1), 43.
- Chollet, M., Daniel, I., Koga, K. T., Petitgirard, S., & Morard, G. (2009). Dehydration kinetics of talc and 10 Å phase: Consequences for subduction zone seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, *284*(1-2), 57–64.
- Chu, S. & Beroza, G. (2022). Aftershock productivity of intermediate-depth earthquakes in japan. *Geophysical Journal International*, *230*(1), 448–463.

- Cisternas, M., Torrejón, F., & Gorigoitia, N. (2012). Amending and complicating Chile's seismic catalog with the Santiago earthquake of 7 August 1580. *Journal of South American Earth Sciences*, *33*(1), 102–109.
- Comte, D., Dorbath, L., Pardo, M., Monfret, T., Haessler, H., Rivera, L., Frogneux, M., Glass, B., & Meneses, C. (1999). A double-layered seismic zone in Arica, northern Chile. *Geophysical Research Letters*, *26*(13), 1965–1968.
- Delouis, B. & Legrand, D. (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).
- Dorbath, C., Gerbault, M., Carlier, G., & Guiraud, M. (2008). Double seismic zone of the Nazca plate in northern Chile: High-resolution velocity structure, petrological implications, and thermomechanical modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*(7).
- Douglas, J. & Aochi, H. (2008). A survey of techniques for predicting earthquake ground motions for engineering purposes. *Surveys in Geophysics*, *29*, 187–220.
- Ferrand, T. P., Hilairet, N., Incel, S., Deldicque, D., Labrousse, L., Gasc, J., Renner, J., Wang, Y., Green II, H. W., & Schubnel, A. (2017). Dehydration-driven stress transfer triggers intermediate-depth earthquakes. *Nature Communications*, *8*(1), 15247.
- Folesky, J. (2024). Different earthquake nucleation conditions revealed by stress drop and b-value mapping in the northern Chilean subduction zone. *Scientific Reports*, *14*(1), 12182.
- Frohlich, C. (1987). Aftershocks and temporal clustering of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *92*(B13), 13944–13956.
- Frohlich, C. (1989). The nature of deep-focus earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *17*(1), 227–254.
- Frohlich, C. (2006). Deep earthquakes. In *Deep earthquakes*. Cambridge University Press.
- Green, H. W. & Houston, H. (1995). The mechanics of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *23*(1), 169–213.
- Green, H. W., Young, T. E., Walker, D., & Scholz, C. H. (1990). Anticrack-associated faulting at very high pressure in natural olivine. *Nature*, *348*(6303), 720–722.
- Green II, H. & Burnley, P. (1989). A new self-organizing mechanism for deep-focus earthquakes. *Nature*, *341*(6244), 733–737.
- Green II, H. W. (2005). New light on deep earthquakes. *Scientific American*, 97–105.
- Guo, G., Yang, D., & Liu, Y. (2018). Duration effect of near-fault pulse-like ground motions and identification of most suitable duration measure. *Bulletin of Earthquake Engineering*, *16*, 5095–5119.
- Hacker, B. R. & Christie, J. M. (1990). Brittle/ductile and plastic/cataclastic transitions in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite. *The Brittle-Ductile Transition in Rocks*, *56*, 127–147.

- Hacker, B. R., Peacock, S. M., Abers, G. A., & Holloway, S. D. (2003). Subduction factory 2. are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *108*(B1).
- Hanks, T. C. (1982). f max. *Bulletin of the seismological Society of America*, *72*(6A), 1867–1879.
- Hasegawa, A., Umino, N., & Takagi, A. (1978). Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern japan arc. *Geophysical Journal International*, *54*(2), 281–296.
- Herrera, C., Pastén-Araya, F., Cabrera, L., Potin, B., Rivera, E., Ruiz, S., Madariaga, R., & Contreras-Reyes, E. (2023). Rupture properties of the 2020 m w 6.8 calama (northern chile) intraslab earthquake. comparison with similar intraslab events in the region. *Geophysical Journal International*, *232*(3), 2070–2079.
- Hobbs, B. E. & Ord, A. (1988). Plastic instabilities: Implications for the origin of intermediate and deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *93*(B9), 10521–10540.
- Ide, S. & Takeo, M. (1996). The dynamic rupture process of the 1993 kushiro-oki earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *101*(B3), 5661–5675.
- Idini, B., Ruiz, S., Ampuero, J. P., Leyton, F., & Rivera, E. (2024). Double distance dependence in high-frequency ground motion along the plate boundary in northern chile. *Journal of South American Earth Sciences*, *133*, 104699.
- Jennings, P. C. (2003). An introduction to the earthquake response of structures. In *International Geophysics*, volume 81 (pp. 1097–1125). Elsevier.
- Jiao, W., Silver, P. G., Fei, Y., & Prewitt, C. T. (2000). Do intermediate-and deep-focus earthquakes occur on preexisting weak zones? an examination of the tonga subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B12), 28125–28138.
- John, T., Medvedev, S., Rüpke, L. H., Andersen, T. B., Podladchikov, Y. Y., & Austrheim, H. (2009). Generation of intermediate-depth earthquakes by self-localizing thermal runaway. *Nature Geoscience*, *2*(2), 137–140.
- Joshi, A. & Midorikawa, S. (2005). Attenuation characteristics of ground motion intensity from earthquakes with intermediate depth. *Journal of seismology*, *9*, 23–37.
- Joshi, A., Singh, S., & Giroti, K. (2001). The simulation of ground motions using envelope summations. *pure and applied geophysics*, *158*, 877–901.
- Jung, H., Green Ii, H. W., & Dobrzhinetskaya, L. F. (2004). Intermediate-depth earthquake faulting by dehydration embrittlement with negative volume change. *Nature*, *428*(6982), 545–549.
- Kanamori, H. & Brodsky, E. E. (2004). The physics of earthquakes. *Reports on progress in physics*, *67*(8), 1429.

- Kao, H. & Liu, L.-G. (1995). A hypothesis for the seismogenesis of a double seismic zone. *Geophysical Journal International*, 123(1), 71–84.
- Kausel, E. (1991). The influence of large thrust and normal earthquakes in the assessment of the seismic hazard. In *Workshop: New Horizons in Strong Ground Motion: Seismic Studies and Engineering Practice, Santiago, Chile*.
- Kausel, E. & Campos, J. (1992). The $m_s=8$ tensional earthquake of 9 december 1950 of northern chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the earth and planetary interiors*, 72(3-4), 220–235.
- Kelemen, P. B. & Hirth, G. (2007). A periodic shear-heating mechanism for intermediate-depth earthquakes in the mantle. *Nature*, 446(7137), 787–790.
- King, G. C., Stein, R. S., & Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935–953.
- Kirby, S. H. (1987). Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 13789–13800.
- Kirby, S. H., Durham, W. B., & Stern, L. A. (1991). Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere. *Science*, 252(5003), 216–225.
- Kirby, S. H., Stein, S., Okal, E. A., & Rubie, D. C. (1996). Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. *Reviews of geophysics*, 34(2), 261–306.
- Kiser, E., Ishii, M., Langmuir, C. H., Shearer, P., & Hirose, H. (2011). Insights into the mechanism of intermediate-depth earthquakes from source properties as imaged by back projection of multiple seismic phases. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B6).
- Kita, S. & Ferrand, T. P. (2018). Physical mechanisms of oceanic mantle earthquakes: Comparison of natural and experimental events. *Scientific reports*, 8(1), 17049.
- Ko, S.-C., Olgaard, D. L., & Wong, T.-F. (1997). Generation and maintenance of pore pressure excess in a dehydrating system 1. experimental and microstructural observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B1), 825–839.
- Kuge, K., Kase, Y., Urata, Y., Campos, J., & Perez, A. (2010). Rupture characteristics of the 2005 tarapaca, northern chile, intermediate-depth earthquake: Evidence for heterogeneous fluid distribution across the subducting oceanic plate? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B9).
- Leyton, F., Pastén, C., Ruiz, S., Idini, B., & Rojas, F. (2018). Empirical site classification of csn network using strong-motion records. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 512–518.
- Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J., & Kausel, E. (2009). Intraplate and interplate earthquakes in chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 175(1-2), 37–46.

- Leyton, F., Ruiz, S., & Sepúlveda, S. A. (2010). Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean geology*, 37(2), 455–472.
- Leyton, F., Sepúlveda, S. A., Astroza, M., Rebolledo, S., Acevedo, P., Ruiz, S., Gonzalez, L., & Foncea, C. (2011). Seismic zonation of the Santiago basin, Chile. In *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*.
- Lin, J. & Stein, R. S. (2004). Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. *Geologische Rundschau*, 59, 938–960.
- Madariaga, R. & Meyers, R. (2009). Earthquake scaling laws.
- Madariaga, R., Ruiz, S., Rivera, E., Leyton, F., & Baez, J. C. (2019). Near-field spectra of large earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 176, 983–1001.
- Malatesta, C., Gerya, T., Pittaluga, S., & Cabiddu, D. (2024). Intermediate-depth seismicity and intraslab stress changes due to outer-rise faulting. *Communications Earth & Environment*, 5(1), 253.
- Motazedian, D. & Atkinson, G. M. (2005). Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 995–1010.
- Moya, A. & Astroza, M. (2002). Estudio de los daños del terremoto de Chillán 1939. *Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile*.
- Moya, A. & Sanhueza, S. (2002). Estudio comparativo de los efectos de los terremotos de Chillán de 1939 y de Talca de 1928. *Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica*, 8.
- Murrell, S. & Ismail, I. (1976). The effect of temperature on the strength at high confining pressure of granodiorite containing free and chemically-bound water. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 55(3), 317–330.
- Ogawa, M. (1987). Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep focus earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B13), 13801–13810.
- Ojeda, J., Akinci, A., Tinti, E., Arriola, S., & Ruiz, S. (2021). Hybrid broadband strong-motion simulation to investigate the near-source characteristics of the M6.5, 30 October 2016 Norcia, Italy earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 149, 106866.
- Omori, F. (1895). *On the after-shocks of earthquakes*. PhD thesis, The University of Tokyo.
- Otarola, C. & Ruiz, S. (2016). Stochastic generation of accelerograms for subduction earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(6), 2511–2520.
- Peacock, S. M. (2001). Are the lower planes of double seismic zones caused by serpentine dehydration in subducting oceanic mantle? *Geology*, 29(4), 299–302.

- Peacock, S. M. & Wang, K. (1999). Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast japan. *Science*, 286(5441), 937–939.
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabalier, J.-B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., Legrand, D., Nercessian, A., Charade, O., 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. & Favreau, P. (2010). Kinematic and spontaneous rupture models of the 2005 tarapacá intermediate depth earthquake. *Geophysical Journal International*, 181(1), 369–381.
- Poli, P. & Prieto, G. A. (2016). Global rupture parameters for deep and intermediate-depth earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(12), 8871–8887.
- Pozo, I., Montalva, G., & Miller, M. (2023). Assessment of kappa values in the chilean subduction zone for interface and in-slab events. *Seismological Society of America*, 94(1), 385–398.
- Prieto, G. A., Beroza, G. C., Barrett, S. A., López, G. A., & Florez, M. (2012). Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570, 42–56.
- Raleigh, C. & Paterson, M. (1965). Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 70(16), 3965–3985.
- Rondinel-Oviedo, E. A. (2005). The june 13th, 2005, mw 7.8 tarapacá (chile) earthquake. Technical report, Technical report, Earthquake Engineering Research Institute.
- Ruiz, S. (2002). Fórmulas de atenuación para la subducción de chile considerando los dos mecanismos principales de sismogénesis y el efecto del suelo y las asperezas. In *Universidad de Chile, Departamento de ingeniería Civil*.
- Ruiz, S. & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in chile. *Tectonophysics*, 733, 37–56.
- Ruiz, S., Ojeda, J., Pastén, C., Otarola, C., & Silva, R. (2018). Stochastic strong-motion simulation in borehole and on surface for the 2011 m w 9.0 tohoku-oki megathrust earthquake considering p, sv, and sh amplification transfer functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 108(5A), 2333–2346.
- Rutter, E. & Brodie, K. (1988). Experimental “sytectonic” dehydration of serpentinite under conditions of controlled pore water pressure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4907–4932.
- Saragoni, G. R., Astroza, M., & Ruiz, S. (2004). Comparative study of subduction earthquake ground motion of north, central and south america. In *13th World Conf. on Earthquake Engineering*.

- Scholz, C. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the seismological society of America*, 58(1), 399–415.
- Scholz, C. H. (1982). Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 1–14.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., & Wyss, M. (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, 437(7058), 539–542.
- Seno, T. & Yamanaka, Y. (1996). Double seismic zones, compressional deep trench-outer rise events, and superplumes. *Geophysical Monograph Series*, 96, 347–355.
- Si, H. & Midorikawa, S. (2000). New attenuation relations for peak ground acceleration and velocity considering effects of fault type and site condition. In *Proceedings of 12th World Conference on Earthquake Engineering*, number 0532.
- Torrent, H. (2016). El suelo en la disputa por la reconstrucción urbana: Chillán, 1939. *ARQ (Santiago)*, (93), 84–97.
- Udias, A. (1999). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., & Ros, M. (2012). The large chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4), 1639–1653.
- Utsu, T. (2002). Statistical features of seismicity. *International geophysics series*, 81(A), 719–732.
- Wiemer, S. & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. In *Advances in geophysics*, volume 45 (pp. 259–V). Elsevier.
- Wiens, D. 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, D. A. & Gilbert, H. J. (1996). Effect of slab temperature on deep-earthquake aftershock productivity and magnitude–frequency relations. *Nature*, 384(6605), 153–156.
- Wills, C., Petersen, M., Bryant, W., Reichle, M., Saucedo, G., Tan, S., Taylor, G., & Treiman, J. (2000). A site-conditions map for california based on geology and shear-wave velocity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6B), S187–S208.
- Wimpenny, S., Craig, T., & Marcou, S. (2023). Re-examining temporal variations in intermediate-depth seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(6), e2022JB026269.
- Wyss, M. et al. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution. *Geophys. JR Astron. Soc.*, 31(4), 341–359.
- Yamasaki, T. & Seno, T. (2003). Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).

- Ye, L., Lay, T., & Kanamori, H. (2020). Anomalously low aftershock productivity of the 2019 mw 8.0 energetic intermediate-depth faulting beneath peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 549, 116528.
- Zhan, Z. (2020). Mechanisms and implications of deep earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 48(1), 147–174.

Anexo



Stochastic strong-ground motion simulation in the Santiago metropolitan region considering an Mw 7.8 intraplate intermediate-depth earthquake

Christian Flores^{a,b,*}, Javier Ojeda^{a,d}, Cristian Otarola^a, Sebastian Arriola^c, Sergio Ruiz^a

^a Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^b Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^c Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^d Université Paris Cité, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, Paris, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Strong-ground motion simulation
Stochastic high-frequency method
Santiago, Chile
Intraplate intermediate-depth event

ABSTRACT

Large intraplate intermediate-depth (IID) events are the most destructive to Chilean structures and they occurred throughout the country. Cities located above the hypocenters of these large earthquakes have been completely destroyed. In recent years, only small- and moderate-magnitude IID events have been reported below Santiago, the most populated Chilean city; however, the occurrence of large-magnitude IID events cannot be ruled out. In this study, we investigated the strong-ground motion generated by large-magnitude earthquakes occurring below the Santiago metropolitan region. We used a stochastic methodology to simulate synthetic records, considering IID events of magnitude Mw 7.8. To validate this method, we simulated intermediate-depth events of magnitudes Mw ~5-6 that occurred near Santiago. We further calibrate our results by reproducing the strong-ground motion data recorded during the 2005 Tarapacá Mw 7.8 Northern Chile IID earthquake. We observe that in some areas of the Santiago Basin, high PGA values can reach values close to 1 g, in which, in addition to directivity effects and takeoff angles, the rupture distances (~100 km) and soil type (C) play a key role in amplifying strong-ground motion. Finally, our findings highlight the importance of reproducing high-frequency time histories as a proxy to re-evaluate the seismic hazard due to large IID earthquakes.

1. Introduction

Moderate- and large-magnitude intraplate intermediate-depth (IID) events frequently occur throughout the territory of Chile (e.g., Herrera et al., 2017, 2023; Ruiz et al., 2019; Delouis and Legrand, 2007; Peyrat et al., 2006). The most destructive events of the last century were in Chillán (1939), Calama (1950), and Tarapacá (2005) of magnitudes around M 8.0 (Beck et al., 1998; Ruiz and Madariaga, 2018). Before the 20th century, few intraplate events were recorded by historians and seismologists, probably because many were poorly recorded in the seismic catalogs built during the 1970s (Ruiz and Madariaga, 2018). The main exception is the 1647 earthquake, which caused extensive damage in the Santiago metropolitan area and has recently been reanalyzed, with a proposed origin approximately 100 km deep within the Nazca Plate (Udías et al., 2012; Cisternas et al., 2012). In addition to the diffused historical knowledge of these events, the physical mechanism of enigmatic rupture prevents the correct estimation of potential seismic hazards (Magott et al., 2016; Houston, 2015; Chen et al., 2014; Green and Houston, 1995).

The Santiago Basin, located in Central Chile, is characterized by different types of soil (Leyton et al., 2011; Yáñez et al., 2015; González et al., 2018; Salomón et al., 2021), from clay to gravel deposits that present a diversity of dynamic amplification levels (Bonnefoy-Claudet et al., 2009; Pastén et al., 2016) and a variety of strong-ground motions (Bustos et al., 2023). The main strong-ground motion simulation for Santiago Basin was performed using 2D numerical simulations considering hypothetical earthquake ruptures along the San Ramon Fault (Pilz et al., 2011; Bustos et al., 2023), which is the most important shallow tectonic feature of the western Andes Cordillera (Vargas et al., 2014; Ammirati et al., 2019, 2022). Bustos et al. (2023) showed the relevance of the type of soil and basin geometry in amplifying strong-ground motion caused by an earthquake. However, no large earthquakes have been recorded beneath Santiago. In Chile, the only large-magnitude IID earthquake well recorded by accelerometers was the 2005 Tarapacá Mw 7.8 earthquake in Northern Chile, where the maximum acceleration reached a value close to 0.7 g (Delouis and Legrand, 2007; Peyrat et al., 2006).

* Corresponding author at: Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

E-mail addresses: edden.c.f.g@gmail.com (C. Flores), jojeda@dgf.uchile.cl (J. Ojeda), crotarola@ug.uchile.cl (C. Otarola), sarriola@csn.uchile.cl (S. Arriola), sruiz@uchile.cl (S. Ruiz).

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104501>

Received 31 December 2022; Received in revised form 21 June 2023; Accepted 24 July 2023

Available online 4 August 2023

0895-9811/© 2023 Elsevier Ltd. All rights reserved.

In this study, we considered a stochastic methodology that allows us to simulate the strong-ground motion of potential large-magnitude IID earthquakes. Our simulations were first calibrated with different IID earthquakes that occurred close to Santiago and were recorded well by the strong-ground motion instruments of the Centro Sismológico Nacional (CSN, Barrientos, 2018; Leyton et al., 2018a). The average magnitude of these events was approximately $M \sim 5.1$; therefore, we also simulated the 2005 Tarapacá earthquake (Peyrat et al., 2006; Delouis and Legrand, 2007). Finally, considering the different soil conditions, we simulated hypothetical IID events Mw 7.8 below Santiago. Our results show the applicability of high-frequency strong-ground motion simulations that can be considered for a better understanding of the seismic hazard in Central Chile and for re-evaluating the potential risk of large intermediate-depth earthquakes below high-density cities, such as Santiago.

2. Methodology

Stochastic strong-ground motion simulations were initially proposed by Boore (1983) as a fast and reliable method for capturing high-frequency content radiated by earthquakes. Since then, different researchers have improved the methodology (e.g., Beresnev and Atkinson, 1997; Boore, 2003; Motazedian and Atkinson, 2005; Otarola and Ruiz, 2016; Ruiz et al., 2018; Ojeda et al., 2021) by incorporating different sources, paths, and sites effects to calculate synthetic accelerograms and contrasting them with the observed records. Strong-ground motion simulations initially considered only vertical incident waves from a point fault source. Currently, P, SV, and SH waves associated with a finite fault of any event can be simulated to generate three-component strong-ground motion synthetic records (e.g., Ruiz et al., 2018; Ojeda et al., 2021).

It is well known that the ground shaking of basins is usually well simulated in the low-frequency range using numerical approaches (e.g., finite difference and spectral element methods); on the contrary, high-frequency stochastic methods usually do not reproduce long-period ground motions in basins (see details in Douglas and Aochi, 2008). Although it is challenging to model the low-frequency content using stochastic methods, the most important contribution in the strong-ground motion produced by IID events originates from their characteristic high-frequency content. In addition, we use a stochastic method that incorporates heterogeneities in the source and trajectory effects (calculating the takeoff angle, travel time, and trajectory sub-fault/station) and an acceptable estimate of the site effect with the use of generic rock soil amplification (GRSA) that is related to Vs30.

The methodology applied here is the same as that proposed by Otarola and Ruiz (2016), Ruiz et al. (2018), and Ojeda et al. (2021), and it has two main parts to model high-frequency ground motion simulations, which are briefly described in the following subsection.

2.1. Simulation of P, SV, and SH waves at the surface or hard rock

We simulated the P, SV, and SH waves to reproduce high-frequency accelerograms in both horizontal and vertical components. Fig. 1 shows the main steps proposed by Otarola and Ruiz (2016) and Ruiz et al. (2018). Based on the idea that higher frequencies exhibit random behavior, we used random white noise traces for P, SV, and SH waves (Fig. 1a). The white noise records for each component were modulated with an envelope proposed by Saragoni and Hart (1973), where the duration and amplitude of the records are as a function of the T_{gm} , η and ϵ constants (see details in Boore, 2003). The same time-window envelope is considered for P, SV, and SH waves, although they should vary slightly (Fig. 1b). We then calculated the Fourier transform for each randomly modulated white-noise trace (Fig. 1c). In the frequency domain (Fig. 1d), we convolved each trace with the function A_{ijm}^X (Eq. (1)), in which the superscript X corresponds to P, SV, or SH waves,

the subscripts i and j indicate subfault positions, and the subscript m indicates the simulated station.

$$A_{ijm}^X = \frac{(R)_{ijm}^X F S_{ijm}^X E P_{ijm}^X M_{oij}}{4\pi\rho V_X^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{cij}}\right)^\gamma} G(R_{ijm}) \times \exp\left(-\frac{\pi f R_{ijm}}{Q_X(f)V_X}\right) Amp(f) \exp(-\pi\kappa_{0m}f) \quad (1)$$

Eq. (1) considers the Brune spectrum (Brune, 1970) to model the source effect. However, we also took into account other aspects apart from the sources, paths, and site effects such as energy partition (EP), free surface (FS), radiation pattern effects ($\langle R \rangle$, Aki and Richards, 2002), geometric spreading ($G(R)$), and the general amplification function (Amp), together with the parameters of seismic moment (M_0), frequency (f), corner frequency (f_c), quality factor ($Q(f)$), seismic wave velocity (V_X , where X can be P or S), and density (ρ). Further details on the effects of these parameters can be found in Ruiz et al. (2018).

We applied an inverse Fourier transform to return each modeled accelerogram from the frequency domain to the time domain (Fig. 1e). The three-component accelerograms in the NS, EW, and Z coordinate systems were obtained using the azimuthal angles for each pair of sub-fault/station and by rotating the radial, tangential, and upward coordinate systems (Fig. 1f). The accelerograms obtained in each sub-fault/station have a time lag calculated by the ray path in the regional velocity model (Fig. 1i). The modeled accelerograms for each sub-fault were summed to obtain the records in the NS, EW, and Z components (Fig. 1g). Finally, the synthetic records were compared to the observed records (Fig. 1h).

2.2. Simulation on the surface hard rock or soil

These records were simulated by considering two different surface conditions. On the one hand, if the records are simulated under hard rock conditions, the simulation stops at the step indicated in Fig. 1g by considering an amplification factor $Amp(f) = 1$ (Eq. (1)), namely, discarding amplifications due to site effects. However, if the records were simulated on soil conditions, we considered generic rock soil amplification (GRSA) using the soil classification defined in Ojeda et al. (2021) and the references therein.

These GRSA curves correspond to the soil classification NTC-18 code based on Boore and Joyner (1997). Different studies (Boore and Joyner, 1997; Wills et al., 2000; Boore, 2004; Boore et al., 2011) conducted in different parts of the world have tested the relationship of the amplification factor due to the site effect with the characteristics and properties of the shallow section of the soil, more specifically, with the average velocity of Vs up to 30 m deep at the point of observation (i.e., the station). The degree of excitation or amplification of the ground motion increased, whereas the velocity values Vs decreased. Soil type classification was determined by the values of Vs30: type A for Vs30 > 750, type B for 360 < Vs30 < 750, and type C for Vs30 < 360. The Vs30 values were estimated from the velocity profiles of the CSN following the VSz30 methodology proposed by Boore (2004) for each station placed in the Santiago metropolitan region. We also used the Vs30 values proposed by Pozo et al. (2023), specifically for stations MT02 and MT05. For stations without Vs30 or VSz30 information, we chose the soil class that best fit the observed and synthetic records of each site (Table 2).

The GRSA curves allowed us to better characterize the soil amplification factors under conditions such as those in the Santiago metropolitan region, where we found drawbacks in obtaining exact amplification models from the local velocity structures below each station (Leyton et al., 2018a,b). We studied the performance of our simulations by considering the GRSA curves in the time and frequency domains (Fig. 1j and k, respectively).

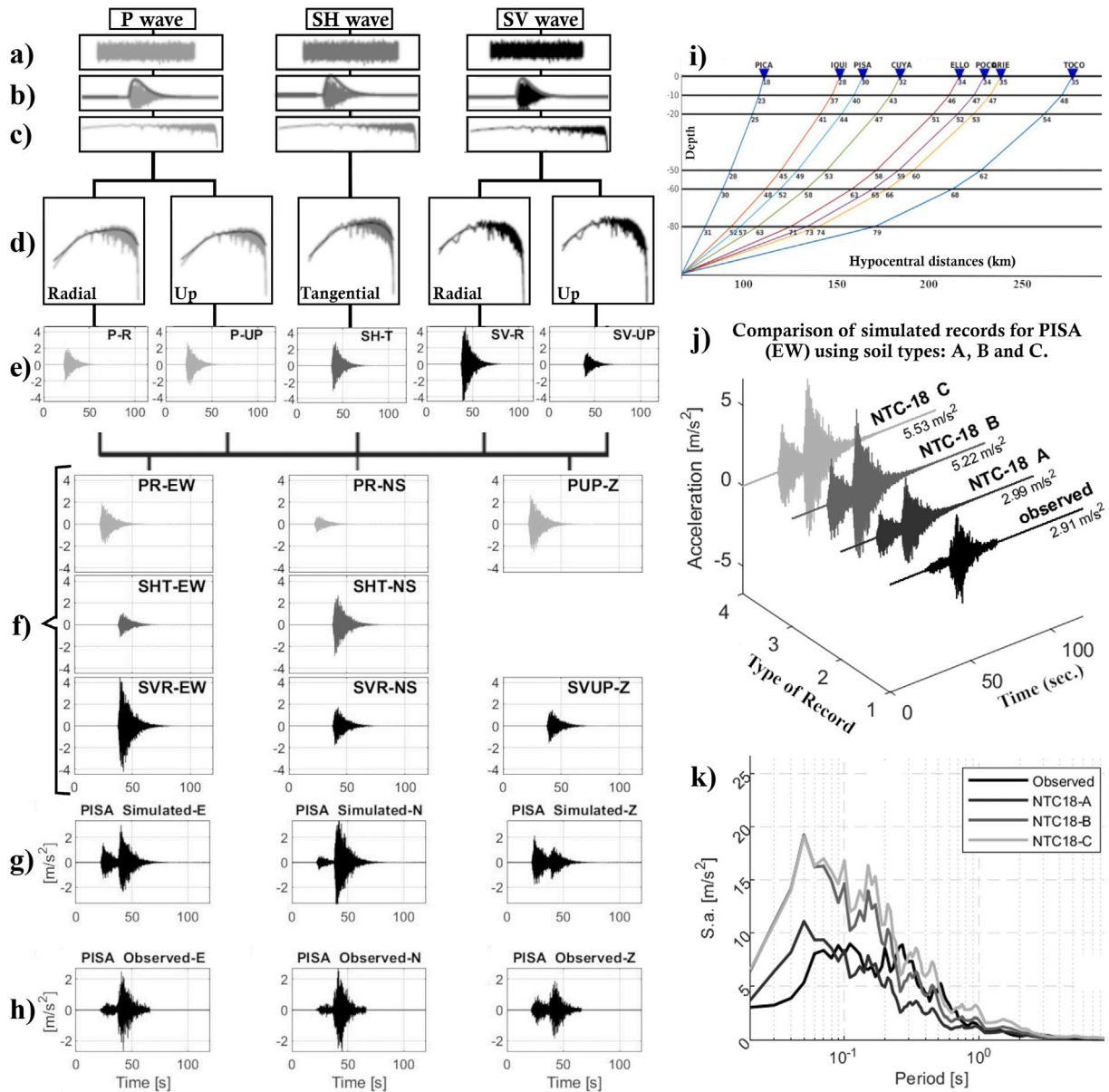


Fig. 1. Diagram of the finite-fault stochastic simulation method. (a) Random white noise. (b) Modulated white noise in time. (c) Modulated white noise in the frequency domain. (d) Normalized modulated white noise for Brune spectra and convolved with the equation (1). (e) Time series for radial and tangential waves from modulated white noise. (f) Time series rotated in EW, NS, and Z components. (g) Simulated records, and (h) Observed records for the PISA station (simulation and observation from the 2005 Tarapacá earthquake). (i) Profile view of wave trajectory from one sub-sources to all the stations. (j) Different simulations on soil using different soil types A, B, and C. (k) Comparison of the spectra of (j) and the observed record for the PISA station that recorded the Tarapacá earthquake.

3. Strong-ground motion data and seismic source parameters

3.1. Santiago metropolitan region strong-ground motion data

We considered the IID events with a magnitude between Mw 4.5–5.7, within the period 2015–2021. These events have an epicenter location less than 100 km from downtown Santiago, and we selected only the events with a minimum of twenty strong-ground motion records in the Santiago Basin. We used stations fully deployed by the CSN (Barrientos, 2018; Leyton et al., 2018a), where at least 14 stations were located in the metropolitan region with different soil types. The selected events are presented in Table 1 and Fig. 2. Table 2 lists the coordinates and soil types of the 23 strong-ground motion stations considered in this study.

3.2. Building an earthquake scenario based on the 2005 Tarapacá Mw 7.8 earthquake

The Santiago metropolitan region did not experience a large IID earthquake of $M > 7$. However, this is different along other areas of the Chilean subduction zone, where recent moderate and large IID earthquakes have been well recorded by modern instrumentation. The event that met these criteria was the 2005 Tarapacá Mw 7.8 earthquake. Fig. 3 shows the strong-ground motion recorded during this event, in which large PGA values were obtained (~0.7 g). The stochastic simulation of this Mw 7.8 earthquake is important because it allows us to extrapolate our simulations from moderate- to large-magnitude earthquakes. We used the same parameters considered for the simulation of a moderate earthquake (Mw~5–6) to simulate this major event; however, instead of considering a fault point, we used the

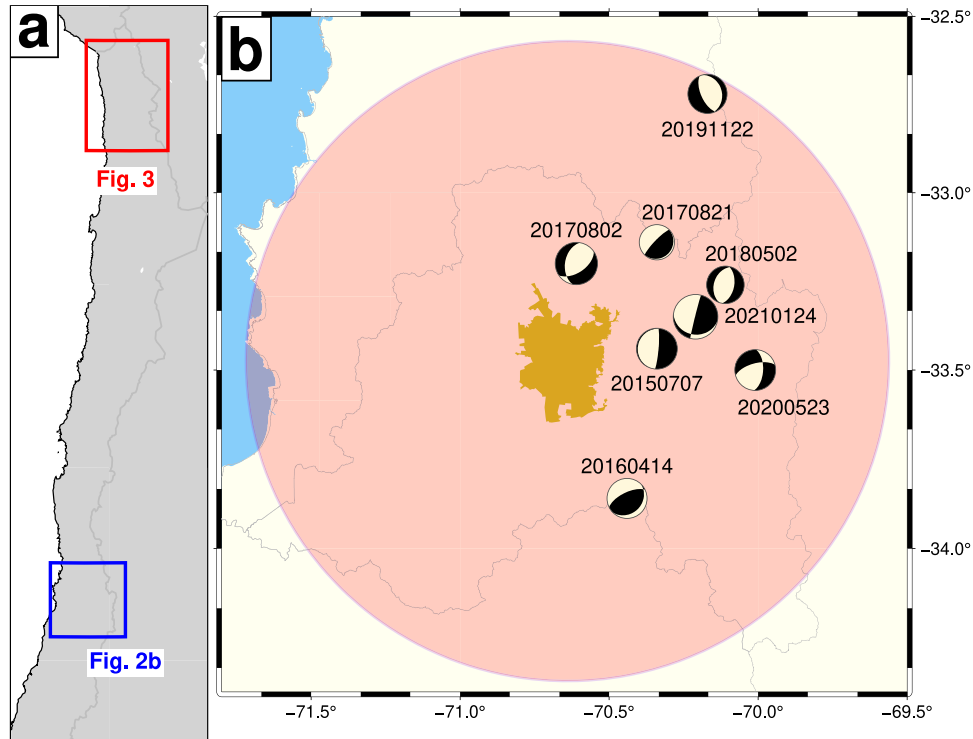


Fig. 2. (a) Location of the two study areas: Tarapacá (red square) and Santiago (blue square). (b) Epicentral location and focal mechanisms of the recent IID events (code = yyyyymmdd) below the metropolitan region considering depths between 97–122 km and magnitude between Mw 4.5–6 occurred in a perimeter of 100 km (pink shade) around the Santiago urban area (yellow area).

Table 1

Seismic parameters of IID events. The first event listed corresponded to the 2005 Tarapacá earthquake in northern Chile. Then, we listed the moderate magnitude events occurred near Santiago from 2015 to 2021.

Date (yyyy/mm/dd)	Time (UTM)	Latitude	Longitude	Depth (km)	Magnitude (Mw)
2005/06/13	22:44:00	-19.98°	-69.19°	115	7.8
2015/07/07	13:35:14	-33.44°	-70.34°	117	5.2
2016/04/14	09:38:44	-33.86°	-70.44°	117	5.1
2017/08/02	07:15:13	-33.2°	-70.61°	99	5.4
2017/08/21	12:02:24	-33.14°	-70.34°	97	4.5
2018/05/02	16:09:54	-33.26°	-70.11°	110	4.8
2019/11/22	22:27:31	-32.72°	-70.17°	113	5
2020/05/23	13:11:00	-33.5°	-70.01°	118	5.2
2021/01/24	00:07:45	-33.35°	-70.21°	122	5.7

slip distribution of the 2005 Tarapacá earthquake proposed by [Delouis and Legrand \(2007\)](#), further details are provided in the following subsection.

3.3. Slip distribution model

An important parameter of the stochastic method related to the source properties is the slip model associated with each event. For large events ($M > 7$), the characterization of a finite-fault model is recommended; however, for smaller events ($M \sim 5$) recorded by regional stations, we assume a point source.

For the 2005 Tarapacá earthquake, the slip distribution determined using an inverse method by [Delouis and Legrand \(2007\)](#) was used, which considers 77 subfaults (11×7), with 10 km separations, and a maximum slip of 14.3 m ([Fig. 3](#)). Events with moderate magnitude ([Table 2](#)) are considered single faults or point faults, such as events 2017-08-02 (Mw 5.4) and 2021-01-24 (Mw 5.7), as described in [Table 3](#). For scenarios A and B with Mw 7.8 IID earthquakes below Santiago, a slip distribution was used based on the slip distribution used for the 2005 Tarapacá earthquake, but its hypocenter (latitude,

longitude, depth), strike, dip, rake, and position of the subfaults (x , y) were changed by the parameters (values) of the IID events of moderate magnitude 2017-08-02 (Mw 5.4) and 2021-01-24 (Mw 5.7), respectively.

3.4. Selection of the parameters (Q_{0P} , Q_{0S} , γ , κ_0 , $\Delta\sigma$) used in the simulations

The other parameters are the quality factor constants for the P and S waves (Q_{0P} and Q_{0S}), gamma (γ), kappa (κ_0), stress drop ($\Delta\sigma$), soil type, and envelope function constants. These are inferred directly or from other studies such as Q_{0P} and Q_{0S} ([Otarola and Ruiz, 2016](#)), $\kappa_0 = 0.025$ ([Neighbors et al., 2015](#); [Pozo et al., 2023](#)), $\gamma = 2.0$ ([Brune, 1970](#)), stress drop ([Peyrat et al., 2006](#); [Herrera et al., 2023](#); [Prieto et al., 2012](#)), and soil type ([Boore and Joyner, 1997](#); [Leyton et al., 2011](#); [Boore et al., 2011](#); [Leyton et al., 2018a](#); [Ojeda et al., 2021](#)). For other parameters for which there was no information for IID earthquakes, we considered the values introduced by [Ruiz et al. \(2018\)](#) as a reference and chose the best values by increasing or decreasing the original value by trial and error until we obtained synthetic records that best fit the observed records.

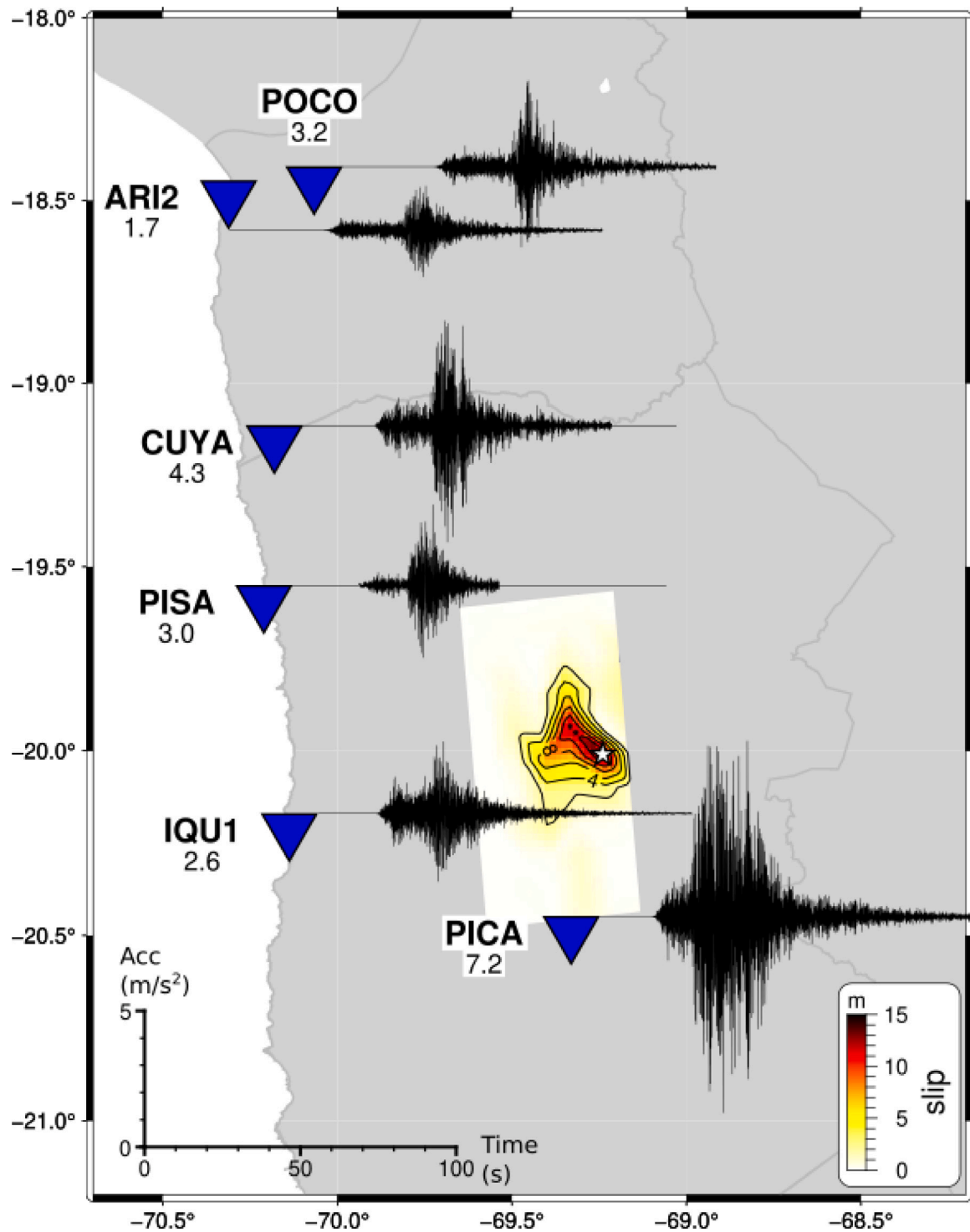


Fig. 3. Slip distribution for the 2005 Tarapacá earthquake from Delouis and Legrand (2007). The maximum slip value is 14.3 m. The map includes the epicenter (white star), seismic stations (blue inverted triangles), and EW component acceleration records (black accelerograms) with their PGA values next to each station.

An example is the estimation of the stress-drop values of moderate IID events. We used an average value of 200 bars as a reference, which has been obtained in other regions for moderate IID events (e.g., Prieto et al., 2012). The estimated stress drop values were between 120–495 bars, which are within the range of values estimated in other studies (Herrera et al., 2023; Kita and Katsumata, 2015; Prieto et al., 2012). The most important parameters for the 2017-08-02, 2021-01-24, and 2005 Tarapacá earthquakes are listed in Table 3.

4. Results

4.1. Moderate magnitude events

The moderate-magnitude events listed in Table 1 were simulated using a point fault for different soil conditions. For soil amplification, we used GRSA curves (Boore and Joyner, 1997; Ojeda et al., 2021), considering three soil types: Type A (rock), B (semi-consolidated),

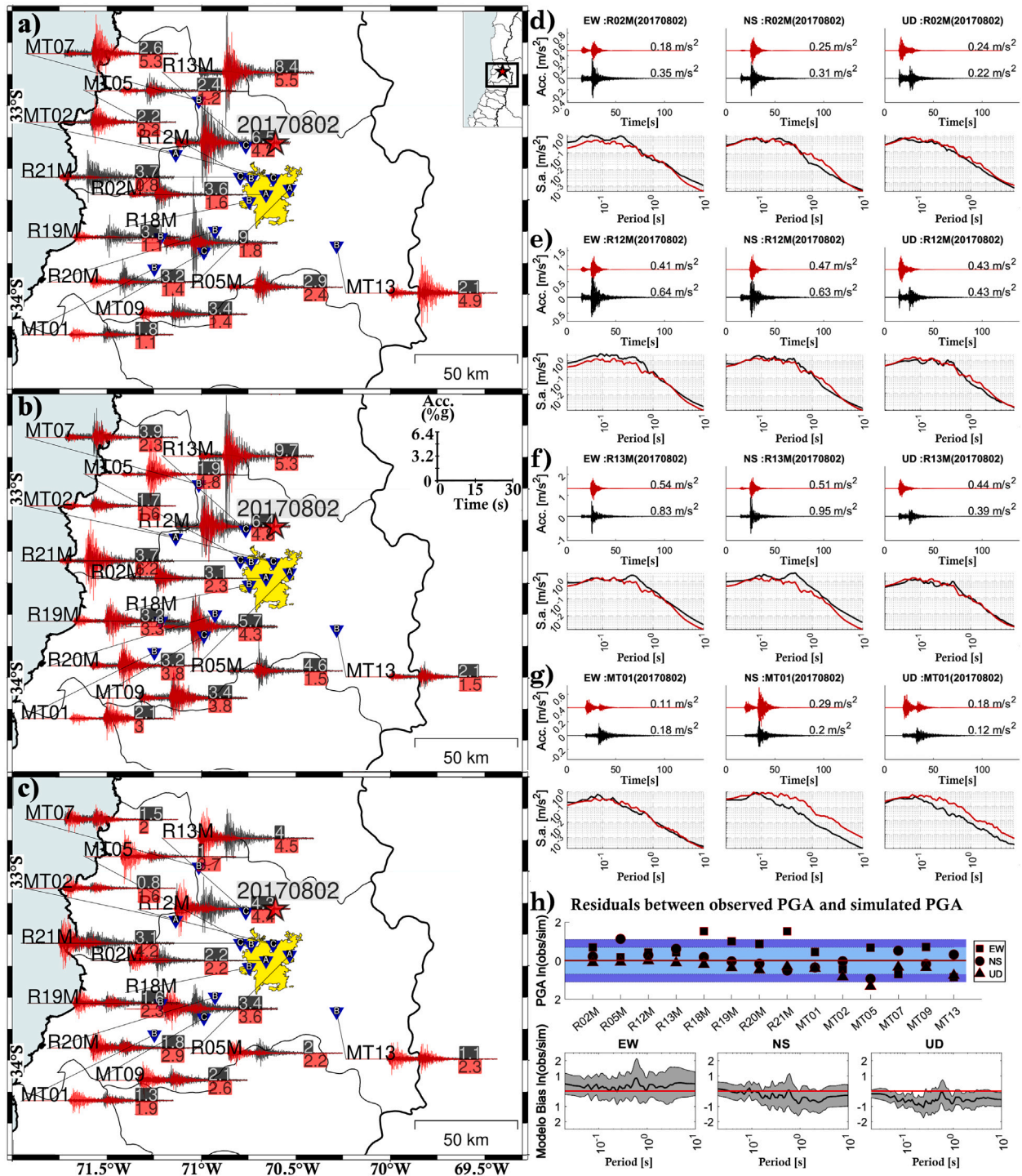


Fig. 4. Comparison of the observed (black) and simulated (red) acceleration records of the event 20170802, including their three components EW, NS, and Z in (a), (b), and (c), respectively, and the PGA values for the observed and simulated records at the end of each waveform. (d), (e), (f), and (j) Comparison of the records observed and simulated (top panel) and their response spectra (bottom panel) for the R02M, R12M, R13M, and MT02 stations, respectively. (h) Goodness-of-Fit (GOF) curve for all the simulated stations, the blue zone includes the values $0.7 < |ln(obs/sim)| < 1.1$, and the light blue zone highlights the values $|ln(obs/sim)| < 0.7$.

and C (low-consolidated). For the stations without Vs30 or VSz30, we chose the soil class that best fit the observed and synthetic records in all events; these results are indicated in Table 2. In this section, we present the simulation result for two events: 2017-08-02 of magnitude Mw 5.4 and 2021-01-24 of magnitude Mw 5.7. Table 3 shows the primary parameters used in the simulation. The results for the other events 2015-07-07, 2016-04-14, 2017-08-21, 2018-05-02, 2019-11-22,

and 2020-05-23 are attached in the Supplementary Material (see Fig. S1-S6).

Fig. 4 shows a comparison between the observed and synthetic records for the event 2017-08-02. In general, we observed a good fit in the time series except for seven records in the EW component, six of which are underestimated (R02M, R18M, R19M, R20M, R21M, and MT09), and one is overestimated (MT13) (Fig. 4a); also, in the NS

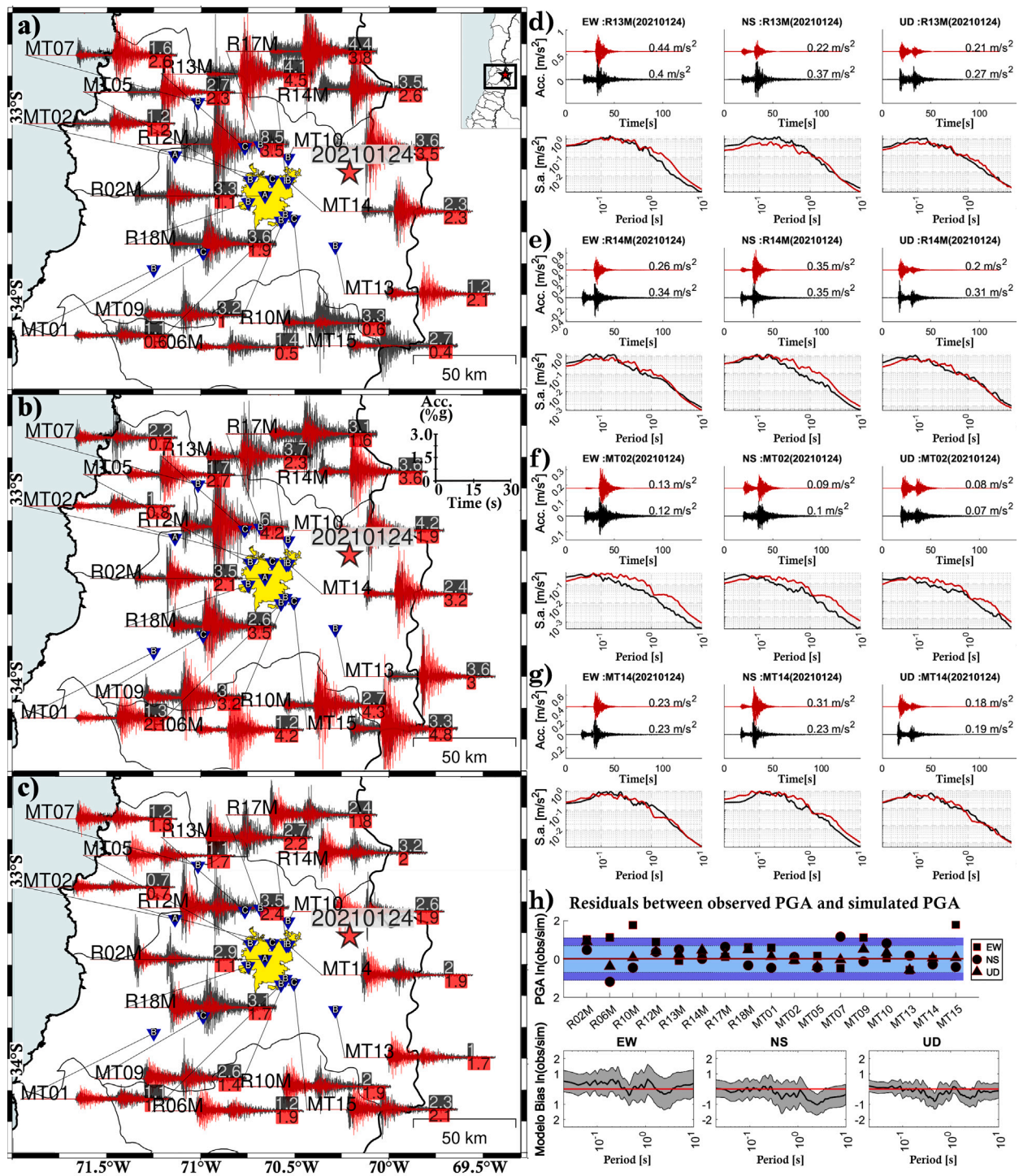


Fig. 5. Comparison of the observed (black) and simulated (red) acceleration records of the event 20210124, including their three components EW, NS, and Z in (a), (b), and (c), respectively, and the PGA values for the observed and simulated records at the end of each waveform. (d), (e), (f), and (g) Comparison of the records observed and simulated (top panel) and their response spectra (bottom panel) for the R13M, R14M, MT02, and MT14 stations, respectively. (h) Goodness-of-Fit (GOF) curve for all the simulated stations, the blue zone includes the values $0.7 < |\ln(obs/sim)| < 1.1$, and the light blue zone highlights the values $|\ln(obs/sim)| < 0.7$.

component, only one record is underestimated (R05M), and one other is overestimated (MT05) (Fig. 4b); besides, in the Z component, three records are overestimated (MT02, MT13, and MT05) (Fig. 4c). The goodness-of-fit curve (Graves and Pitarka, 2010) (Fig. 4h) showed a good fit ($|\ln(obs/sim)| < 0.7$) for 71.4% of the simulated records. We observed twelve records outside the range of good fit, eight of which had a high underestimation or overestimation with values between $0.7 < |\ln(obs/sim)| < 1.1$, and the remaining four were severely

underestimated or overestimated compared to the observed records, reaching values of $|\ln(obs/sim)| > 1.1$.

Fig. 5 compares the observed and synthetic records for the event of 2021-01-24. Here, we also observed a good fit except for six underestimated records in the EW component (R02M, R06M, R10M, R12M, MT09, and MT15) (Fig. 5a). In the NS component, we found discrepancies in two underestimated records (MT07 and MT10) and one overestimated record (R06M) (Fig. 5b). Finally, in the Z component,

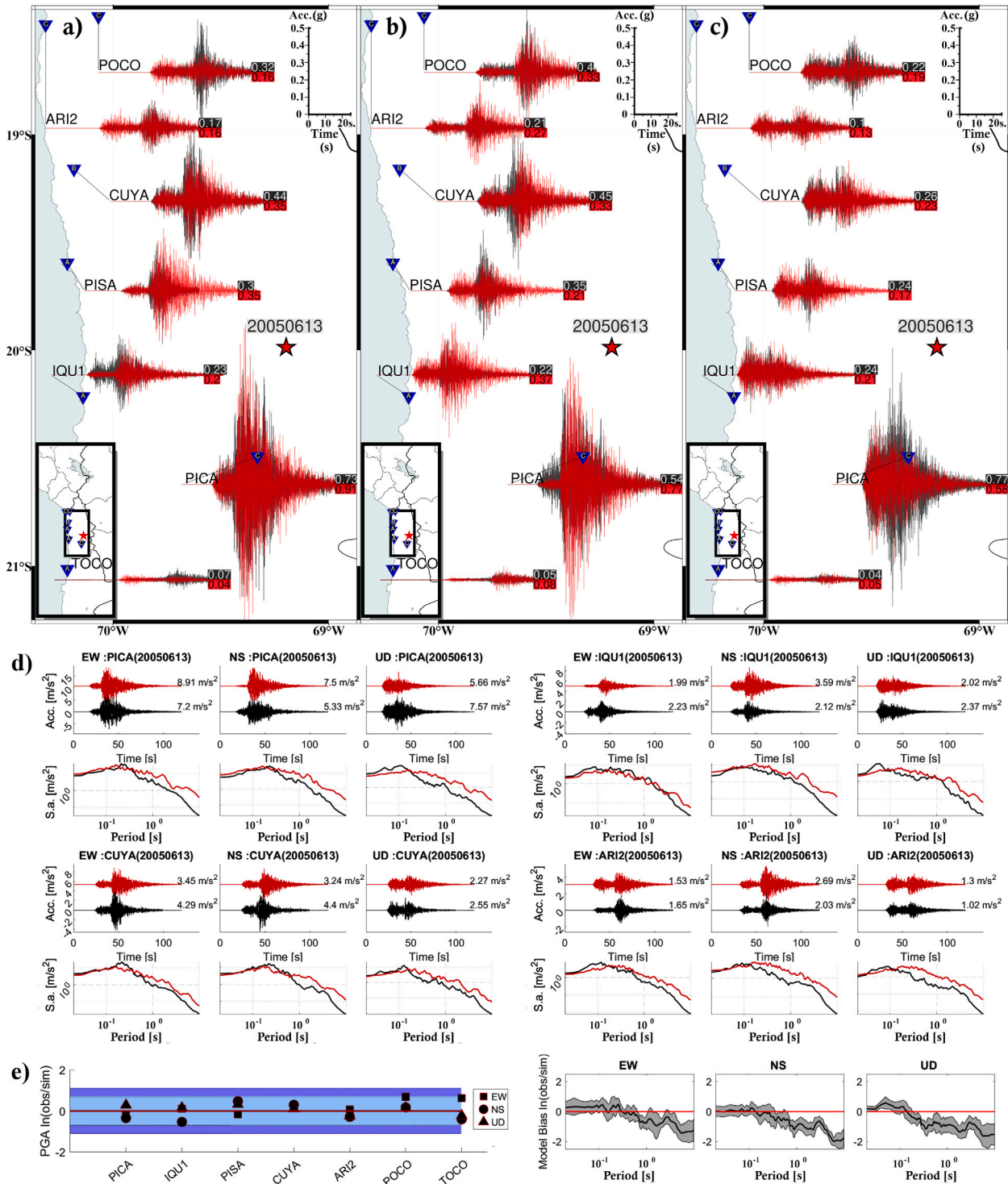


Fig. 6. Comparison of the observed (black) and simulated (red) acceleration records of its three components EW, NS, and Z in (a), (b), and (c), respectively, for the 2005 Tarapacá earthquake. The PGA values for the observed and simulated records are at the end of each waveform. (d) Comparison of the records observed and simulated for the PICA, IQU1, CUYA, and ARI2 stations (top panel) and their response spectra (bottom panel). (e) Goodness-of-Fit (GOF) curve for all simulated stations, the blue zone includes the values $0.7 < |\ln(obs/sim)| < 1.1$, and the light blue zone highlights the values $|\ln(obs/sim)| < 0.7$.

only one record was underestimated (R02M) (Fig. 5c). The goodness-of-fit curve (Fig. 5h) showed a good fit ($|\ln(obs/sim)| < 0.7$) for 80.4% of the simulated records. We observed ten records outside the range of good fit; four of them have a high underestimation or overestimation with values between $0.7 < |\ln(obs/sim)| < 1.1$, and the remaining six synthetic records are severely underestimated or overestimated with a value of $|\ln(obs/sim)| > 1.1$.

4.2. The 2005 Tarapacá Mw 7.8 earthquake

To corroborate the method for a large-magnitude event, we simulate the strong-ground motion records from the 2005 Tarapacá Mw 7.8 earthquake. A comparison of the observed and simulated records using the GRSA curves (Boore and Joyner, 1997; Ojeda et al., 2021) is presented in Fig. 6. Our results indicate a good fit in their waveform

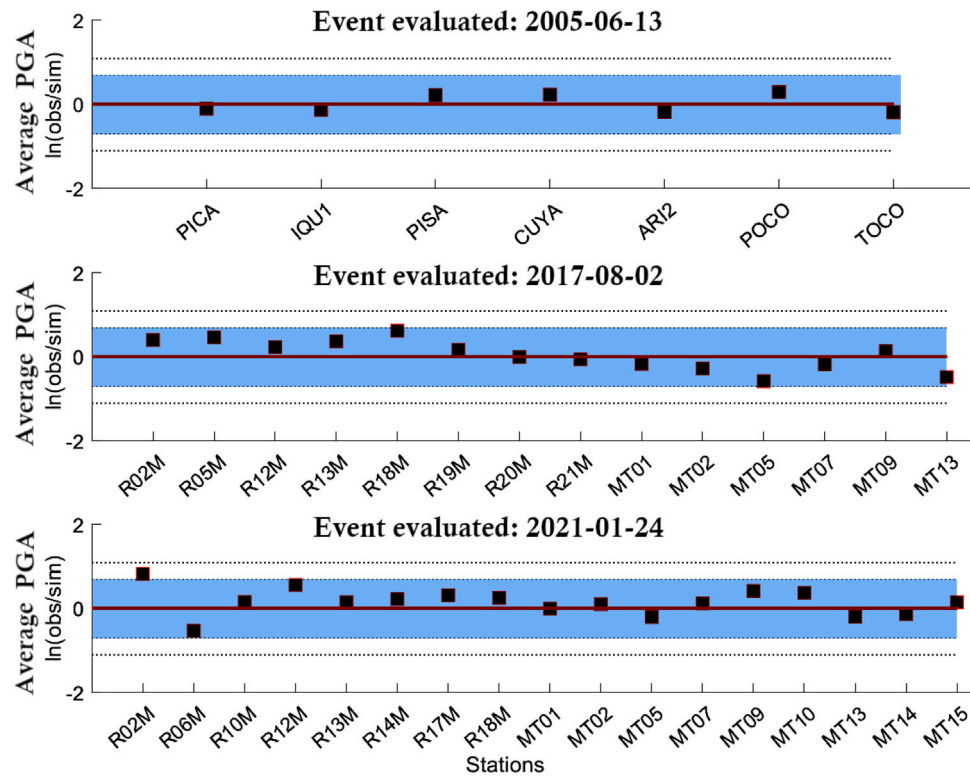


Fig. 7. Relationship between the observed and the simulated PGA average values for the 2005-06-13, 2017-08-02, and 2021-01-24 events. The light blue zone shows a bandwidth of $|\ln(obs/sim)| < 0.7$.

Table 2

List of 23 stations located within a radius of 100 km from Santiago with at least one observed record simulated. The type of soil classification is listed for each station. VSz30 values are inferred from the CSN data and Pozo et al. (2023) (VSz30*).

Station code	Longitude	Latitude	VSz30 (m/s)	Soil type code
R02M	-70.66°	-33.47°	1165	A
R05M	-70.53°	-33.44°	877	A
R06M	-70.57°	-33.61°	720	B
R07M	-70.69°	-33.37°	283	C
R10M	-70.55°	-33.58°	514	B
R12M	-70.62°	-33.39°	308	C
R13M	-70.77°	-33.22°	319	C
R14M	-70.55°	-33.4°	744	B
R17M	-70.68°	-33.21°	739	B
R18M	-70.75°	-33.51°	421	B
R19M	-71.22°	-33.7°	482	B
R20M	-70.93°	-33.67°	666	B
R21M	-70.8°	-33.38°	350	C
MT01	-71.25°	-33.86°	-	B
MT02	-71.14°	-33.26°	923*	A
MT03	-70.51°	-33.49°	-	C
MT05	-70.74°	-33.39°	496*	B
MT07	-71.02°	-32.98°	-	B
MT09	-70.99°	-33.78°	-	C
MT10	-70.54°	-33.27°	-	B
MT13	-70.29°	-33.74°	-	B
MT14	-70.54°	-33.4°	-	B
MT15	-70.51°	-33.6°	-	C

(duration and amplitude) and PGA values for all the stations in their three components. However, we observed a slight underestimation of the EW component at the POCO station. The goodness-of-fit curve (Fig. 6e) showed a good fit ($|\ln(obs/sim)| < 0.7$) in 95.2% of the simulated records, and only one simulation had a slight underestimate of the observed records with a value of $|\ln(obs/sim)| \sim 0.7$. The analysis performed on the spectra using the goodness-of-fit method shows a

better fit in all three components in the frequency range of 0.25–14 Hz and period range of about 0.07–4 s (Fig. 6e).

To mitigate or eliminate the overestimations and underestimations of the results, a second analysis was performed between the observed and simulated PGAs, considering the average value of the PGA in its three components. Fig. 7 shows the relationship between the average PGA values of the real and synthetic strong-ground motion records. We observe that there is a better fit when considering station-by-station and component-by-component analyses. The percentage of records with a good fit ($|\ln(obs/sim)| < 0.7$) for 2005-06-13, 2017-08-02 and 2021-01-24 events are 100%, 100%, and 98%, respectively. These findings confirm that our simulations generally reproduced the strong-ground motion observed during IID earthquakes in northern Chile (2005-06-13) and near Santiago (2017-08-02 and 2021-01-24).

4.3. Scenarios of possible intermediate-depth earthquakes (Mw 7.8) above Santiago

Eight scenarios were considered for a large earthquake below Santiago. Here, we present two scenarios (Fig. 8); the other six are shown in the Supplementary Material (see Fig. S7–S9) with the same moderated event code used as reference but with day “00”. The main parameters used for the scenarios were based on considerations from previous simulations. Two simulations were performed for 23 stations (Table 2) based on the parameters used to simulate the 2017-08-02 and 2021-01-24 events (Table 3). The main differences between these smaller magnitude events are the modification of their moment magnitude (Mw 7.8), stress drop (200 bars), and consideration of a finite fault model that replicates the slip distribution of the 2005 Tarapacá earthquake.

The first simulation (simulation A) considered parameters from the 2017-08-02 event. This simulation shows the largest PGA value of 1.03 g at the MT03 station (Z component). This value is directly related to soil classification (which is type C), the rupture distance (~100 km),

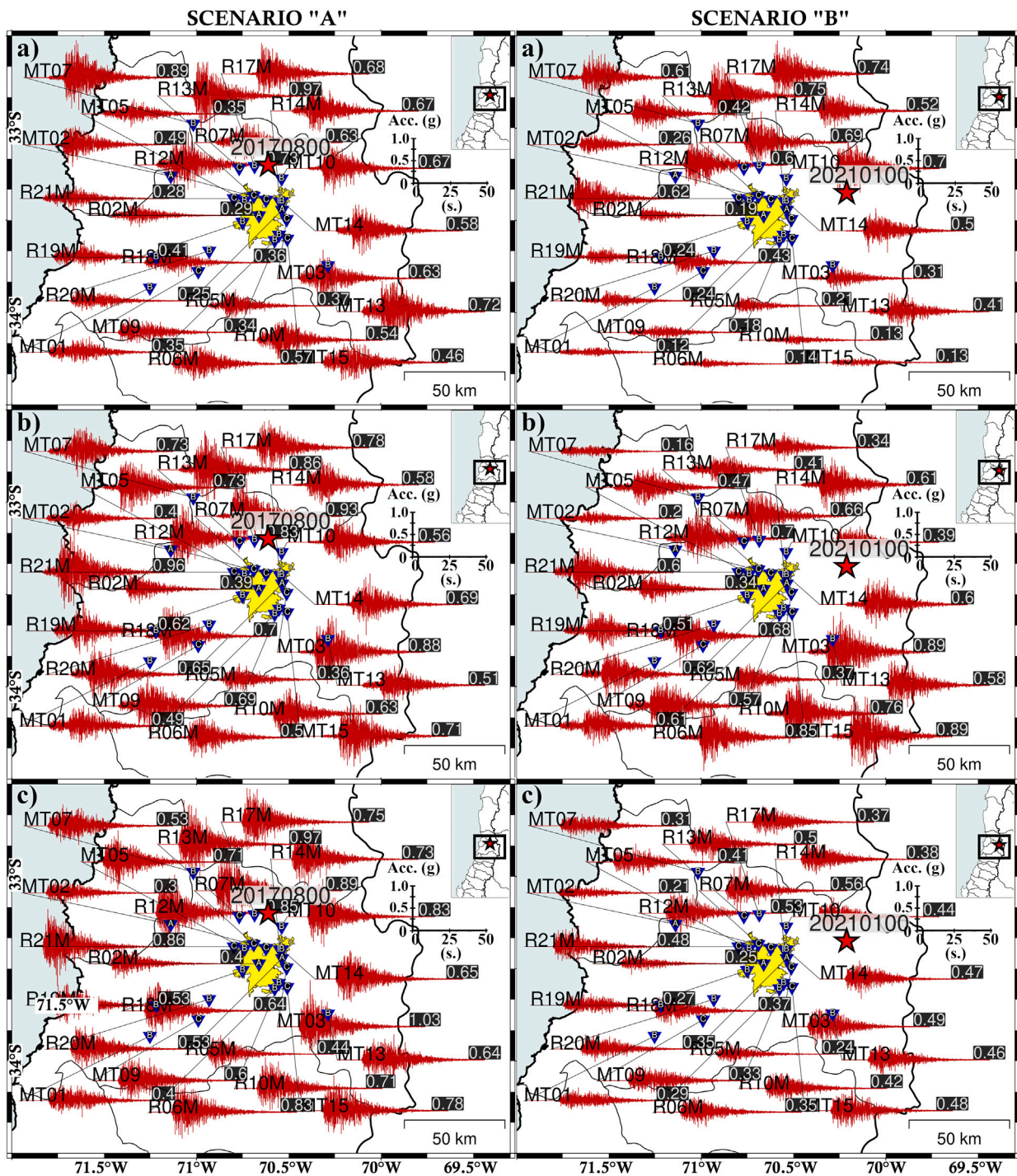


Fig. 8. Simulated acceleration records (red traces) for scenario A (Mw 7.8) with its EW, NS, and Z components in (a), (b), and (c), respectively (left panel). Simulated acceleration records (red traces) for scenario B (Mw 7.8) with its EW, NS, and Z components in (a), (b), and (c), respectively (right panel). The PGA values for the simulated records are shown at the end of each waveform.

the directivity effects and the takeoff angle. The next highest PGA value is 0.97 g at the R13M station (EW and Z components), and the smallest PGA value of 0.25 g at the R20M station (EW component). This dual behavior is directly related to soil classification, which are types C and B for the R13M and R20M stations, respectively. In addition, we considered a slight influence related to its rupture distances, which are 100 km and 116 km, respectively. Other high values were also observed in the EW component at station MT07 (0.89 g) and in the NS component at stations R21M (0.96 g) and R07M (0.93 g). The

PGA values at the remaining synthetic records are smaller than 0.89 g (Fig. 8a, b, and c).

The second simulation, hereafter simulation B, which considers the parameters for the 2021-01-24 event, shows the largest PGA value of 0.89 g at stations MT03 and MT15 (NS components) and the smallest PGA value of 0.12 g in the MT01 station (EW component). We primarily interpreted this behavior because of the difference in soil conditions (C for the MT03 and MT15 stations and B for the MT01 station) and rupture distances, which were 127 km, 129 km, and 177 km for the

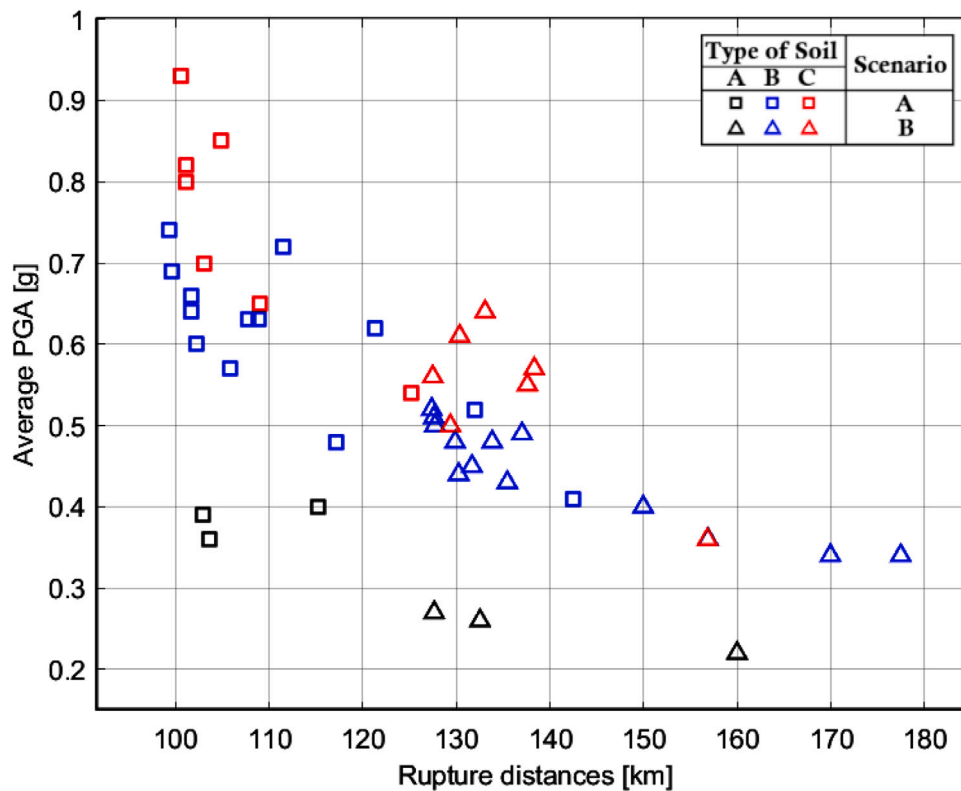


Fig. 9. Comparison of PGA average values regarding rupture distances in scenarios A (squares) and B (triangles). The colors black, blue, and red indicate the type of soil: A, B, and C, respectively.

Table 3

Seismic parameters used for the stochastic simulation of the 2017/08/02 (Mw 5.4), 2021/01/24 (Mw 5.7), and 2005/06/13 (Mw 7.8) events.

Parameters	2017-08-02 event	2021-01-24 event	2005-06-13 event	References
Date	2017/08/02	2021/01/24	2005/06/13	USGS
Origin time	07:15:13 UTM	00:07:45 UTM	22:44:33 UTM	USGS
Magnitude	Mw 5.4	Mw 5.7	Mw 7.8	USGS
Latitude, longitude	-33.2°, -70.61°	-33.35°, -70.21°	-19.98°, -69.19°	USGS
Depth	99 km	112 km	115 km	USGS
Source	Point source	Point source	Finite fault	This paper and Delouis and Legrand (2007)
Average slip	0.1 m	0.1 m	6.5 m	This paper
Strike, dip, rake	56°, 55°, -59°	194°, 88°, 69°	185°, 23°, -77°	USGS
Stress drop	390 bars	180 bars	200 bars	This paper
V_p and V_s at source	8.12 and 4.61 (km/s)	8.12 and 4.61 (km/s)	8.1 and 4.6 (km/s)	Campos et al. (2002) and Peyrat et al. (2006)
Q_{0P} and Q_{0S}	1350 and 600	1350 and 600	1350 and 600	This paper
γ and κ_0	2.0 and 0.025	2.0 and 0.025	2.0 and 0.025	This paper

MT03, MT15, and MT01 stations, respectively. Other high values were observed at stations R13M (EW component, 0.75 g), R06M (NS component, 0.85 g), and R10M (NS component, 0.76 g). The PGA values at the remaining synthetic records are smaller than 0.75 g (Fig. 8d, e, and f).

Only three high PGA values near ~1 g were obtained in simulation A (stations MT03, R13M and R21M, all with soil type C and rupture distances ~100 km). The rupture distances explain the difference between the PGA values obtained from scenarios A and B; while scenario B had stations located farther than 127 km, scenario A had 21 from 23 stations with rupture distances of less than 127 km.

The higher PGA values reproduced in these scenarios compared to the 2005 Tarapacá earthquake can be explained by the closeness between the stations and the source. For example, for the Tarapacá earthquake, the PICA station was the closest to the epicenter, and its rupture distance was 129.3 km. In contrast, for scenario A, only the R19M and MT01 stations have rupture distances greater than 130

km, which are 131.9 km and 142.5 km, respectively. The soil type is another factor that contributes significantly to the underestimation and overestimation of simulated records.

Fig. 9 shows the average PGA values for scenarios A and B. In general, we observe that the PGA values decrease as a function of distance and also the influence of soil type was clear: the low-consolidated soil (type C) had larger PGA values, and the lower PGA values were associated with rock soil (type A). However, dispersion can be associated with different parameters such as radiation patterns (takeoff and incident angles) and directivity effects. The average PGA values for the other six scenarios are shown in the Supplementary Material (see Fig. S10).

5. Conclusion

We simulated strong-ground motion records of IID events of moderate magnitude (Mw ~5–6) that occurred close to the Santiago metropolitan region using a stochastic method. Synthetic strong-ground motion

records generally reproduce the observed data well; their PGA average values are comparable, and the goodness-of-fit curve shows promising results. We reached a similar conclusion when comparing the synthetic strong-ground motion records with the real records for the 2005 Tarapacá Mw 7.8 earthquake, obtaining a good fit in their waveforms, amplitudes, and PGA values. Finally, the simulations of different scenarios of an Mw 7.8 earthquake occurring below Santiago show considerably strong-ground motion synthetic records with maximum PGA average values around 1.0 g. These maximum values occurred mainly due to a combination of two or more of the following four factors: the directivity effects, the takeoff angles, the minimum rupture distance (~100 km) and the soil C type, where the soil type factor is the most determinant of all. These results could be used in the future to create iso-acceleration maps (for multiple similar scenarios) and for seismic hazard studies in Santiago City. Finally, we emphasize the importance of understanding this type of earthquake that frequently occurs in subduction zones and that, as in the case of Chile, it can be very destructive, especially in the context of highly populated cities. Few studies have analyzed these IID earthquakes by employing a stochastic method (Kkallas et al., 2018). Therefore, our results are particularly important and confirm that high-frequency, strong-ground motion simulations may be a good strategy. Further applications will allow us to extend these analyses to other subduction zones to re-evaluate the seismic hazards inferred from synthetic time histories.

CRedit authorship contribution statement

Christian Flores: Writing – original draft, Visualization, Validation, Software, Methodology, Investigation, Formal analysis, Conceptualization. **Javier Ojeda:** Writing – original draft, Software, Methodology. **Cristian Otarola:** Software, Methodology. **Sebastian Arriola:** Software, Methodology. **Sergio Ruiz:** Writing – original draft, Supervision, Data curation.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgments

We thank the network and station operators of the Centro Sísmológico Nacional (CSN, Chile) for their open access to the seismological and strong-motion data (<http://evtdb.csn.uchile.cl/>). We also thank the Red de Cobertura Nacional de Acelerografos (RENADIC) from the Universidad de Chile for making records of the 2005 Tarapacá earthquake still available (<http://terremotos.ing.uchile.cl/>). CF acknowledges support from the ANID scholarship ANID-PFCHA/Doctorado Nacional/2020–21200903, as well as to the Departamento de Geología and Departamento de Geofísica of the Universidad de Chile. SR thanks Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo/Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (ANID/FONDECYT; project no. 1200779). JO acknowledges support from the ANID scholarship ANID-PFCHA/Doctorado Nacional/2020–21200903. We thank the support from the Programa Riesgo Sísmico (PRS) of the Universidad de Chile. Finally, we thank the Editor of this special issue, E. Contreras-Reyes, and two anonymous reviewers for their thoughtful comments and suggestions that helped us to improve the original manuscript.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary material related to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104501>.

References

- Aki, K., Richards, P.G., 2002. *Quantitative seismology*.
- Ammirati, J.-B., Vargas, G., Rebolledo, S., Abrahami, R., Potin, B., Leyton, F., Ruiz, S., 2019. The crustal seismicity of the western andean thrust (central Chile, 33°–34° S): Implications for regional tectonics and seismic hazard in the santiago AreaThe crustal seismicity of the western andean thrust (central Chile, 33°–34° S). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 109 (5), 1985–1999. <http://dx.doi.org/10.1785/0120190082>.
- Ammirati, J.-B., Villaseñor, A., Chevrot, S., Easton, G., Lehujeur, M., Ruiz, S., Flores, M.C., 2022. Automated earthquake detection and local travel time tomography in the south-central andes (32–35° S): Implications for regional tectonics. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 127 (4), e2022JB024097. <http://dx.doi.org/10.1029/2022JB024097>.
- Barrientos, S., 2018. The seismic network of Chile. *Seismol. Res. Lett.* 89 (2A), 467–474. <http://dx.doi.org/10.1785/0220160195>.
- Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E., Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Arcskew et Alzone. *J. South Am. Earth Sci.* 11 (2), 115–129. [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00005-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00005-4).
- Beresnev, I.A., Atkinson, G.M., 1997. Modeling finite-fault radiation from the ω n spectrum. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87 (1), 67–84. <http://dx.doi.org/10.1785/BSSA0870010067>.
- Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L.F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., Volant, P., Verdugo, R., 2009. Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophys. J. Int.* 176 (3), 925–937. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04020.x>.
- Boore, D.M., 1983. Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73 (6A), 1865–1894. <http://dx.doi.org/10.1785/BSSA07306A1865>.
- Boore, D.M., 2003. Simulation of ground motion using the stochastic method. *Pure Appl. Geophys.* 160, 635–676. <http://dx.doi.org/10.1007/PL00012553>.
- Boore, D.M., 2004. Estimating v_s (30) (or NEHRP site classes) from shallow velocity models (depths < 30 m). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94 (2), 591–597. <http://dx.doi.org/10.1785/0120030105>.
- Boore, D.M., Joyner, W.B., 1997. Site amplifications for generic rock sites. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87 (2), 327–341. <http://dx.doi.org/10.1785/BSSA0870020327>.
- Boore, D.M., Thompson, E.M., Cadet, H., 2011. Regional correlations of VS 30 and velocities averaged over depths less than and greater than 30 meters. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101 (6), 3046–3059. <http://dx.doi.org/10.1785/0120110071>.
- Brune, J.N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75 (26), 4997–5009. <http://dx.doi.org/10.1029/JB075i026p04997>.
- Bustos, J., Pastén, C., Pavez, D., Acevedo, M., Ruiz, S., Astroza, R., 2023. Two-dimensional simulation of the seismic response of the Santiago Basin, Chile. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 164, 107569. <http://dx.doi.org/10.1016/j.soildyn.2022.107569>.
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., López, G., Kausel, E., Zollo, A., Iannacone, G., Fromm, R., Barrientos, S., Lyon-Caen, H., 2002. A seismological study of the 1835 seismic gap in south-central Chile. *Phys. Earth Planet. Inter.* 132 (1–3), 177–195. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00051-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00051-1).
- Chen, Y., Wen, L., Ji, C., 2014. A cascading failure during the 24 May 2013 great Okhotsk deep earthquake. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 119 (4), 3035–3049. <http://dx.doi.org/10.1002/2013JB010926>.
- Cisternas, M., Torrejón, F., Gorigoitia, N., 2012. Amending and complicating Chile's seismic catalog with the Santiago earthquake of 7 August 1580. *J. South Am. Earth Sci.* 33 (1), 102–109. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2011.09.002>.
- Delouis, B., Legrand, D., 2007. Mw 7.8 Tarapaca intermediate depth earthquake of 13 June 2005 (northern Chile): Fault plane identification and slip distribution by waveform inversion. *Geophys. Res. Lett.* 34 (1), <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028193>.
- Douglas, J., Aochi, H., 2008. A survey of techniques for predicting earthquake ground motions for engineering purposes. *Surv. Geophys.* 29, 187–220. <http://dx.doi.org/10.1007/s10712-008-9046-y>.
- González, F.A., Maksymowicz, A., Díaz, D., Villegas, L., Leiva, M., Blanco, B., Vera, E., Contreras, S., Cabrera, D., Bonvalot, S., 2018. Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: A 3D geophysical modelling in Santiago Basin area. *Basin Res.* 30 (4), 799–815. <http://dx.doi.org/10.1111/bre.12281>.
- Graves, R.W., Pitarka, A., 2010. Broadband ground-motion simulation using a hybrid approach. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 100 (5A), 2095–2123. <http://dx.doi.org/10.1785/0120100057>.
- Green, H.W., Houston, H., 1995. The mechanics of deep earthquakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23 (1), 169–213. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.23.0510195.001125>.

- Herrera, C., Pastén-Araya, F., Cabrera, L., Potin, B., Rivera, E., Ruiz, S., Madariaga, R., Contreras-Reyes, E., 2023. Rupture properties of the 2020 M w 6.8 Calama (northern Chile) intraslab earthquake. Comparison with similar intraslab events in the region. *Geophys. J. Int.* 232 (3), 2070–2079. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggac434>.
- Herrera, C., Ruiz, S., Madariaga, R., Poli, P., 2017. Dynamic inversion of the 2015 Jujuy earthquake and similarity with other intraslab events. *Geophys. J. Int.* 209 (2), 866–875. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggx056>.
- Houston, H., 2015. *Treatise on geophysics*, volume 4: Earthquake seismology.
- Kita, S., Katsumata, K., 2015. Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 16 (2), 552–562. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GC005603>.
- Kkallas, C., Papazachos, C., Boore, D., Ventouzi, C., Margaris, B., 2018. Historical intermediate-depth earthquakes in the southern Aegean Sea Benioff zone: modeling their anomalous macroseismic patterns with stochastic ground-motion simulations. *Bull. Earthq. Eng.* 16, 5121–5150. <http://dx.doi.org/10.1007/s10518-018-0342-8>.
- Leyton, F., Leopold, A., Hurtado, G., Pastén, C., Ruiz, S., Montalva, G., Sáez, E., 2018b. Geophysical characterization of the Chilean seismological stations: first results. *Seismological Research Letters* 89 (2A), 519–525. <http://dx.doi.org/10.1785/0220170156>.
- Leyton, F., Pastén, C., Ruiz, S., Idini, B., Rojas, F., 2018a. Empirical site classification of CSN network using strong-motion records. *Seismol. Res. Lett.* 89 (2A), 512–518. <http://dx.doi.org/10.1785/0220170167>.
- Leyton, F., Sepúlveda, S.A., Astroza, M., Rebolledo, S., Acevedo, P., Ruiz, S., González, L., Foncea, C., 2011. Seismic zonation of the Santiago basin, Chile. In: *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*.
- Magott, R., Fabbri, O., Fournier, M., 2016. Subduction zone intermediate-depth seismicity: Insights from the structural analysis of Alpine high-pressure ophiolite-hosted pseudotachylite (Corsica, France). *J. Struct. Geol.* 87, 95–114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2016.04.002>.
- Motazedian, D., Atkinson, G.M., 2005. Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95 (3), 995–1010. <http://dx.doi.org/10.1785/0120030207>.
- Neighbors, C., Liao, E., Cochran, E.S., Funning, G., Chung, A., Lawrence, J., Christensen, C., Miller, M., Belmonte, A., Andres Sepulveda, H., 2015. Investigation of the high-frequency attenuation parameter, κ (kappa), from aftershocks of the 2010 M w 8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophys. J. Int.* 200 (1), 200–215. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggu390>.
- Ojeda, J., Akinci, A., Tinti, E., Arriola, S., Ruiz, S., 2021. Hybrid broadband strong-motion simulation to investigate the near-source characteristics of the M6.5, 30 October 2016 Norcia, Italy earthquake. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 149, 106866. <http://dx.doi.org/10.1016/j.soildyn.2021.106866>.
- Otarola, C., Ruiz, S., 2016. Stochastic generation of accelerograms for subduction earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106 (6), 2511–2520. <http://dx.doi.org/10.1785/0120150262>.
- Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., Poli, P., 2016. Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise. *Eng. Geol.* 201, 57–66. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.12.021>.
- Peyrat, S., Campos, J., de Chabalière, J.-B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.-P., Legrand, D., Nercessian, A., Charade, O., 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. *Geophys. Res. Lett.* 33 (22), <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027710>.
- Pilz, M., Parolai, S., Stupazzini, M., Paolucci, R., Zschau, J., 2011. Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophys. J. Int.* 187 (2), 929–945. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05183.x>.
- Pozo, I., Montalva, G., Miller, M., 2023. Assessment of kappa values in the Chilean subduction zone for interface and in-slab events. *Seismo. Soc. Am.* 94 (1), 385–398. <http://dx.doi.org/10.1785/0220220018>.
- Prieto, G.A., Beroza, G.C., Barrett, S.A., López, G.A., Florez, M., 2012. Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics* 570, 42–56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.07.019>.
- Ruiz, S., Ammirati, J.-B., Leyton, F., Cabrera, L., Potin, B., Madariaga, R., 2019. The January 2019 (M w 6.7) Coquimbo earthquake: insights from a seismic sequence within the Nazca plate. *Seismol. Res. Lett.* 90 (5), 1836–1843. <http://dx.doi.org/10.1785/0220190079>.
- Ruiz, S., Madariaga, R., 2018. Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. *Tectonophysics* 733, 37–56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.015>.
- Ruiz, S., Ojeda, J., Pastén, C., Otarola, C., Silva, R., 2018. Stochastic strong-motion simulation in borehole and on surface for the 2011 Mw 9.0 Tohoku-oki megathrust earthquake considering P, SV, and SH amplification transfer functions. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 108 (5A), 2333–2346. <http://dx.doi.org/10.1785/0120170342>.
- Salomón, J., Pastén, C., Ruiz, S., Leyton, F., Sáez, M., Rauld, R., 2021. Shear wave velocity model of the Abanico Formation underlying the Santiago City metropolitan area, Chile, using ambient seismic noise tomography. *Geophys. J. Int.* 225 (2), 1222–1235. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggaa600>.
- Saragoni, G.R., Hart, G.C., 1973. Simulation of artificial earthquakes. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 2 (3), 249–267. <http://dx.doi.org/10.1002/eqe.4290020305>.
- Udías, A., Madariaga, R., Buforn, E., Muñoz, D., Ros, M., 2012. The large Chilean historical earthquakes of 1647, 1657, 1730, and 1751 from contemporary documents. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 102 (4), 1639–1653. <http://dx.doi.org/10.1785/0120110289>.
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T., Forman, S., Rebolledo, S., Baize, S., Lacassin, R., Armijo, R., 2014. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology* 42 (12), 1083–1086. <http://dx.doi.org/10.1130/G35741.1>.
- Wills, C., Petersen, M., Bryant, W., Reichle, M., Saucedo, G., Tan, S., Taylor, G., Treiman, J., 2000. A site-conditions map for California based on geology and shear-wave velocity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90 (6B), S187–S208. <http://dx.doi.org/10.1785/0120000503>.
- Yáñez, G., Muñoz, M., Flores Aqueveque, V., Bosch, A., 2015. Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV42n2-a01>.