



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

GENERACIÓN DE ACELEROGRAMAS ARTIFICIALES USANDO UN MÉTODO
ESTOCÁSTICO DE FALLA FINITA, APLICADO A TERREMOTOS DE SUBDUCCIÓN

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

CRISTIAN LEONARDO OTAROLA BRAVO

PROFESOR GUÍA:
SERGIO RUIZ TAPIA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAVIER RUIZ PAREDES
KLAUS BATAILLE BOLLWEG

SANTIAGO DE CHILE
2015

RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL
GRADO DE: Magíster en Ciencias, Mención
Geofísica
POR: Cristian Leonardo Otarola Bravo
FECHA: 09/03/2015
PROFESOR GUIA: Sergio Ruiz Tapia

Generación de acelerogramas artificiales usando un método estocástico de falla finita, aplicado a terremotos de subducción

En esta tesis se propone una nueva técnica de simulación de acelerogramas usando un método estocástico de falla finita para ser aplicada a terremotos de subducción Chilenos. Para este propósito se modela una falla subdividiéndola en una grilla de subfuentes, tratando a cada una de ellas como una fuente puntual. La técnica simula las aceleraciones (en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical) que experimenta un punto en la superficie de la Tierra debido al arribo de ondas P, SV y SH, considerando que los rayos sísmicos asociados a estas ondas llegan con diferentes ángulos de incidencia y azimut.

Esta metodología es probada generando acelerogramas sintéticos para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7), 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 8,1) y 27 de Febrero de 2010 en la región del Maule (M_W 8,8), comparando los registros reales con los simulados. En particular, se elige el terremoto de Tocopilla (2007) para hacer pruebas y análisis más acabados de la metodología propuesta. Primero se realizan simulaciones de acelerogramas considerando formulaciones previas, y luego simulaciones considerando la metodología propuesta en esta tesis. Además se comparan dos modelos de propagación de rayos sísmicos directos: uno por un medio homogéneo y otro por un medio de capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo, con el objeto de evaluar qué modelo es más idóneo.

Al realizar la simulación de acelerogramas para el terremoto de Tocopilla 2007 (M_W 7,7) considerando distintos métodos y modelos, los resultados muestran que la metodología propuesta en esta tesis consigue simular de mejor manera los espectros de amplitud de Fourier de los registros observados. En particular, incorporar ondas P a la simulación permite que la forma de los acelerogramas sintéticos se asemeje más a la observada para estaciones más retiradas de la fuente sísmica, pudiéndose simular de buena manera la diferencia de llegada de ondas P y S. Además, la consideración de rayos sísmicos directos arribando en superficie con distintos ángulos de incidencia y azimut, y la descomposición de las ondas S en SV y SH han permitido simular razonablemente las aceleraciones del suelo en dos componentes horizontales (Este-Oeste y Norte-Sur) y una Vertical, obteniéndose un buen ajuste entre los PGA simulados y observados para las tres componentes en estaciones sobre roca dura.

Finalmente, se simulan las aceleraciones que experimenta el suelo para un potencial megaterremoto (M_W 9,0) asociado al *gap* sísmico del Norte de Chile. Se consideran dos escenarios hipotéticos de ruptura los cuales fueron inferidos relacionando las asperezas o zonas de mayor deslizamiento con las zonas de mayor acoplamiento sísmico. La simulación de acelerogramas muestra que se pueden alcanzar valores de PGA cerca de un 1 [g].

Esta tesis está dedicada a mi eterna compañera Marjorie.

Agradecimientos

Quisiera agradecer a mi profesor guía Sergio Ruiz por toda la ayuda brindada en el desarrollo de esta tesis, por sus consejos, por motivarme a participar en congresos y simposios de geofísica, y por incentivar me a continuar en el camino de la investigación. Gracias por haber confiado en mí.

A los miembros de la comisión: Javier Ruiz y Klaus Bataille por su buena disposición y haber aceptado ser parte de la comisión de mi tesis.

Al profesor Armando Cisternas quien siempre tuvo una muy buena disposición para aclarar mis dudas.

También me gustaría agradecer a todos con los que he compartido en el DGF (Departamento de Geofísica), a mis compañeros de oficina, a Stefano Cararo por las conversaciones que tuvimos, las cuales me ayudaron en el desarrollo de mi tesis, a Efrain Rivera por ayudarme en temas de índole computacional y por ser un buen compañero desde pregrado, a José Mieres, Sebastián Carrasco y Emilio Bravo por toda su buena onda.

En especial me gustaría agradecer a mi pareja Marjorie y a mi padre por el apoyo incondicional.

Por último agradecer al Centro Sismológico Nacional y a la red IPOC (*Integrated Plate boundary Observatory Chile*) por los datos proporcionados, y al proyecto Fondecyt de iniciación N° 11130230, el cual ha permitido financiar esta tesis.

Tabla de contenido

Tabla de contenido	IV
Índice de tablas	VII
Índice de figuras	VIII
1. Introducción	1
1.1. El problema de investigación	1
1.2. El caso de estudio	2
1.3. Objetivos del trabajo de Tesis	5
1.3.1. Objetivo General	5
1.3.2. Objetivos específicos	5
1.4. Hipótesis de investigación	5
1.5. Metodología	6
1.6. Estructura de la Tesis	7
2. Método Estocástico	8
2.1. Introducción	8
2.2. Método Estocástico de fuente puntual	9
2.3. Método estocástico de fuente finita	12
2.4. Conclusiones	14
3. Método estocástico de fuente finita modificado	15
3.1. Introducción	15
3.2. Metodología	16
3.2.1. Partición de la Energía	19
3.2.2. Efecto de superficie libre	22
3.2.3. Obtención del ángulo de incidencia considerando propagación de rayo sísmico en un medio homogéneo	30
3.2.4. Obtención del ángulo de incidencia considerando un modelo de capas planas	31
3.3. Modelación del espectro de la fuente	33
3.3.1. Forma funcional del espectro de la fuente	33
3.3.2. Frecuencias de esquina	34
3.3.3. Factores de escalamiento	34
3.4. Descomposición de aceleraciones i -ésimas en componentes Norte-Sur, Este-Oeste y vertical.	37
3.5. Retardo de las ondas propagadas desde cada subfalla.	38

3.6.	Esquema de técnica de simulación estocástica	39
3.7.	Conclusiones	43
4.	Acelerogramas artificiales para el terremoto de Tocopilla (2007)	44
4.1.	Introducción	44
4.2.	Sismicidad de la zona de estudio	46
4.3.	Modelo de deslizamiento para el terremoto de Tocopilla 2007	46
4.4.	Metodología	48
4.5.	Simulaciones para modelos de fuente puntual	50
4.6.	Simulación para modelo de dos fuentes puntuales.	53
4.7.	Simulaciones de fuente finita.	55
4.8.	Resultados y Discusiones	57
4.8.1.	Simulaciones de fuente puntual	57
4.8.2.	Simulaciones de dos fuentes puntuales	61
4.8.3.	Simulaciones de fuente finita	64
4.9.	Conclusiones	95
5.	Generación de acelerogramas artificiales para el terremoto de Iquique (2014)	96
5.1.	Introducción	96
5.2.	Metodología	98
5.3.	Resultados y Discusiones	101
5.4.	Conclusiones	105
6.	Acelerogramas artificiales para el terremoto de 2010 en el Maule (M_w 8.8)	106
6.1.	Introducción	106
6.2.	Ambiente tectónico y sismicidad	108
6.3.	Modelo de deslizamiento para terremoto del Maule 2010	108
6.4.	Metodología	110
6.5.	Resultados y Discusión	112
6.6.	Conclusiones	116
7.	Simulación de acelerogramas para un mega-terremoto en el Norte de Chile (M_w 9.0)	117
7.1.	Introducción	117
7.2.	Escenarios de ruptura	118
7.3.	Metodología	122
7.4.	Resultados	124
7.5.	Discusión y Conclusiones	128
8.	Conclusiones finales	129
8.1.	Discusión	129
8.2.	Conclusiones	130
8.3.	Trabajo a futuro	131
	Bibliografía	132

A.		138
A.1.	Introducción	138
A.2.	Campo de desplazamiento	138
	A.2.1. Modelo de Brune	140
A.3.	Ondas sísmicas	142
	A.3.1. Reflexión de ondas planas	142
	A.3.2. Reflexión en superficie libre para ondas incidentes P	143
	A.3.3. Reflexión en superficie libre para ondas incidentes SV	144
	A.3.4. Reflexión en superficie libre para ondas incidentes SH	145
B.		146
B.1.	Introducción	146
B.2.	Estimación de atenuación para el Norte de Chile	146
C.		155
C.1.	Introducción	155
C.2.	Simulaciones para modelos de fuente puntual	156
	C.2.1. Simulación para una componente horizontal, considerando modelo de fuente puntual a) (ver sección 4.5), filtrada entre 0.1-20 [Hz].	156
	C.2.2. Simulación para una componente horizontal, considerando modelo de fuente puntual b) (ver sección 4.5), filtrada entre 0.1-20 [Hz].	160
	C.2.3. Simulación para tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), considerando modelo de fuente puntual c), filtrada entre 0.1-20 [Hz].	165
	C.2.4. Simulación para tres componentes, considerando modelo de fuente puntual d), filtrada entre 0.1-20 [hz]	178
C.3.	Simulación para modelo de dos fuentes puntuales	185
	C.3.1. Simulación para tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), considerando ondas P, SV y SH, y un modelo $\omega^{-1,5}$, filtrada entre 0.1-20 [Hz].	185
C.4.	Simulaciones de Fuente Finita	198
	C.4.1. Simulación considerando formulación propuesta por Motazedian & Atkinson, (2005) (Sección 4.7), filtrada entre 0.1-20 [Hz].	198
	C.4.2. Simulación para modelo b) de falla finita, el cual consideranda rayos sísmicos propagándose por un medio homogéneo (sección 4.7), filtrada entre 0.1-20 [Hz].	204
	C.4.3. Simulación para modelo c) de falla finita, el cual considera rayos propagándose por un medio de capas planas horizontales sobre un semi-espacio homogéneo (Sección 4.7), filtrada entre 0.1-20 [Hz].	217
	C.4.4. Comparación de PGA para modelos de fuente finita b) y c).	230
D.		231
D.1.	Introducción	231
D.2.	Resultados	232
E.		244
E.1.	Introducción	244
E.2.	Resultados	245

Índice de tablas

4.1. Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el terremoto de Tocopilla (2007).	49
4.2. Modelo de capas planas horizontales, modificación al modelo de velocidad de Husen et al. (1999) y densidad de Peyrat et al. (2010). Donde se considera que la velocidad de ondas P y S en el semi-espacio homogéneo son: 8,05 [Km/s] y 4,45 [Km/s] respectivamente.	49
4.3. Ubicación de las dos fuentes puntuales, tiempos de ruptura y momento sísmico ($M_{0,i}$) de cada fuente puntual. M_0 corresponde al momento sísmico escalar total. . .	53
5.1. Modelo de capas planas horizontales, modificado del modelo de velocidad de Husen et al. (1999) y Peyrat et al. (2010). Considerando que las velocidades de ondas P y S en el semi-espacio homogéneo son de 8,1 [Km/s] y 4,45 [Km/s] respectivamente.	98
5.2. Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el terremoto de Iquique M_W 8,1.	101
6.1. Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el terremoto del Maule (2010)	111
7.1. Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el megaterremoto M_W 9,0.	123
7.2. Modelo de capas planas horizontales homogéneas, basado en una modificación del modelo de velocidad de Husen et al. (1999) y densidad de Peyrat et al. (2010). . . .	123
B.1. Modelo de velocidad (Husen et al., 1999; Peyrat et al., 2011)	147
B.2. Parámetros de entrada para la estimación de la atenuación en la zona Norte de Chile.	147

Índice de figuras

1.1. Historia de importantes terremotos y megaterremotos para la zona Norte de Chile. Las áreas de los mega-terremotos de 1868 y 1887 fueron obtenidas de Comte & Pardo (1991). Las áreas de ruptura, magnitud y mecanismo de foco del terremoto de 1967 en Tocopilla fueron obtenidas del <i>International Seismological Center</i> , Malgrange & Madariaga (1983) y Tichelaar & Ruff (1991). La magnitud, área de ruptura, mecanismo de foco y epicentro de los terremotos de Antofagasta de 1995 y Tocopilla de 2007 fueron obtenidos de Delouis et al. (1997) y Peyrat et al. (2010) respectivamente. La magnitud, área de ruptura, ubicación del epicentro y mecanismo focal de los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique fueron obtenidos de Ruiz et al. (2014).	4
2.1. Imagen tomada de Boore (2003). a) Se genera ruido blanco Gaussiano para una duración dada por la duración del movimiento. b) El ruido blanco es modulado en el tiempo, dándole una envolvente deseada. c) El ruido modulado es transformado al dominio de las frecuencias (<i>fast fourier transform</i>). d) El ruido espectral es normalizado por el RMS de la amplitud espectral. e) El ruido espectral normalizado es multiplicado por el espectro teórico del movimiento fuerte ($Y(M_0, R, f)$). f) El espectro resultante es transformado al dominio del tiempo (<i>Inverse fast Fourier transform</i>).	9
3.1. Esquema sacado de Aki & Richards, 2002, pág. 109. Esta figura muestra los parámetros ϕ_s (<i>strike</i>) y δ (<i>dip</i>), los cuales definen la orientación del plano de falla; el parámetro λ (<i>rake</i>), el cual indica la dirección del deslizamiento; el ángulo ϕ que corresponde al azimut y el ángulo i_ξ correspondiente al ángulo emergente del rayo. Además los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ permiten descomponer el desplazamiento de partícula producto de ondas P, SV y SH respectivamente. Por último, este sistema permite obtener una dependencia explícita del patrón de radiación de ondas P, SV y SH en términos de $(\phi_s, \delta, \lambda, i_\xi, \phi)$	16
3.2. Ondas esféricas generadas por una fuente puntual, las cuales pueden ser tratadas como ondas planas en un punto de observación suficientemente lejos de la fuente.	17
3.3. Desplazamiento debido a ondas planas P, SV y SH relativo al sistema coordenado (r, h, z) y al sistema coordenado (x, y, z) sin considerar efectos de superficie libre.	18
3.4. a) Esquema que muestra la propagación de un rayo directo (ij-ésimo) por un medio homogéneo desde la sub-fuente (ij-ésima) al punto de observación. b) Esquema que muestra la definición del sistema coordenado (r, h, z) para cada par subfuente-estación, el cual considera una componente radial (r), tangencial (h) y vertical (z).	20

3.5.	Esquema que relaciona los factores de partición de la energía con los vectores unitarios \hat{l} , \hat{p} y \hat{z} descompuestos en el sistema coordinado (r, h, z) , donde se ha considerado el desplazamiento -en un punto de observación- debido a ondas P, SV y SH en ausencia del efecto de la superficie libre.	20
3.6.	Gráficos del valor absoluto de los factores de partición de la energía en función de θ	22
3.7.	Desplazamiento en componentes r, h y z debido a ondas P, SV y SH considerando el efecto de superficie libre en el punto de observación.	22
3.8.	Efecto de superficie libre para ondas P incidentes	24
3.9.	\bar{A}_r^P/A^P y \bar{A}_z^P/A^P considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$	25
3.10.	Factores de superficie libre para ondas P, considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$	26
3.11.	Efectos de superficie libre para ondas SV incidentes.	27
3.12.	Amplitudes de desplazamiento \bar{A}_r^{SV} y \bar{A}_z^{SV} por unidad de amplitud incidente (A^{SV}), considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$	28
3.13.	Factores de superficie libre para ondas SV y SH, considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$	30
3.14.	Esquema de rayo sísmico describiendo una trayectoria rectilínea desde la sub-falla al punto de observación (estación).	30
3.15.	Propagación de rayos sísmicos directos por un medio que considera capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo. a) Propagación de rayos directos desde falla finita hasta estación considerada. b) Propagación de rayo directo desde fuente puntual.	32
3.16.	Rotación de ejes r-h en un ángulo ϕ_{ij} , el cual relaciona la proyección de la sub-fuente ij-ésima en superficie y la estación considerada.	37
3.17.	Continuación siguiente Figura.	40
3.18.	Descripción en la siguiente página.	41
4.1.	Distribución de acelerógrafos utilizados para el terremoto de Tocopilla 2007 ($M_W 7,7$); cuadrados negros corresponden a las estaciones de la red IPOC y triángulos rojos corresponden a las estaciones de la Universidad de Chile. Además se indica magnitud, mecanismo focal y epicentro (estrella amarilla) del terremoto ocurrido el 14 de Noviembre de 2007 ($M_W 7,7$) en la ciudad de Tocopilla (Peyrat et al. (2010).	45
4.2.	Distribución de deslizamiento para el Terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$).	47
4.3.	Ruido blanco Gaussiano modulado con la función de Saragoni & Hart (1974). Aplicado para modelos de fuente puntual (exceptuando modelo d), ver sección 4.5); modelo de dos fuentes puntuales y modelos de fuente finita.	48
4.4.	Imagen tomada de Lancieri et al., 2012. En la cual se grafican los espectros de Fourier de desplazamiento de las estaciones PB04, PB05, PB06 y PB07 (componente Este-Oeste) para el terremoto principal del 14 de Noviembre del 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$). a) Espectros de Fourier de desplazamiento ajustan a un modelo ω^{-1} para frecuencias entre las frecuencias de esquina $f_{c1} = 0,04$ Hz y $f_{c2} = 0,32$ Hz, y a un modelo ω^{-2} para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina $f_{c2} = 0,32$ Hz. b) Línea roja corresponde al decaimiento $\omega^{-1,5}$. La pendiente que determina el decaimiento marcado con rojo en escala Log-Log corresponde a un promedio de las pendientes dadas por los decaimientos determinados por los modelos ω^{-1} y ω^{-2}	51
4.5.	Comparación de modelos $\omega^{-1,5}$ y ω^{-2} con espectro de desplazamiento para estaciones PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente EW.	51

4.6. Modelo de Fuente puntual para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) considerando modelo c). La estrella roja corresponde a la ubicación de la fuente puntual considerada.	52
4.7. Modelo de dos fuentes puntuales para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$). Fuente puntual 1 y 2 corresponden a las estrellas ubicadas al Norte y Sur respectivamente.	54
4.8. Modelo de fuente finita para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$). Acelerograma sintético generado con modelo c).	56
4.9. Comparación de registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para modelos a), b) y c) de fuente puntual; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en las estaciones PB01 y PB04 en componente Este-Oeste. Las simulaciones de aceleración, velocidad y desplazamiento para los modelos a) y b) se encuentran en componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método.	58
4.10. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente puntual; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en las estaciones PB07 y PB08 de componente Este-Oeste. Las simulaciones de aceleración, velocidad y desplazamiento para los modelos a) y b) se encuentran en componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método.	59
4.11. Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste, considerando modelo de fuente puntual d) y estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07.	60
4.12. Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste, considerando modelo de fuente puntual d) y estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO.	61
4.13. Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para un modelo de dos fuentes puntuales, considerando componente Este-Oeste de las estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07.	62
4.14. Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para un modelo de dos fuentes puntuales, considerando componente Este-Oeste de las estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO.	63
4.15. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB01 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	66

4.16. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB01 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	67
4.17. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB01 componente vertical.	68
4.18. Aceleraciones sintéticas para estación PB01 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.	69
4.19. Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB01. Usando modelo c) de fuente finita.	70
4.20. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB04 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	71
4.21. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB04 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	72
4.22. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB04 componente vertical.	73
4.23. Aceleraciones sintéticas para estación PB04 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.	74
4.24. Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB04. Usando modelo c) de fuente finita.	75

4.25. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB07 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	76
4.26. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB07 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	77
4.27. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB07 componente vertical.	78
4.28. Aceleraciones sintéticas para estación PB07 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.	79
4.29. Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB07. Usando modelo c) de fuente finita.	80
4.30. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación IQUI componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	81
4.31. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación IQUI componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	82

4.32. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación IQUI componente vertical.	83
4.33. Aceleraciones sintéticas para estación IQUI en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.	84
4.34. Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación IQUI. Usando modelos c) de fuente finita.	85
4.35. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB08 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	86
4.36. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB08 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.	87
4.37. Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB08 componente vertical.	88
4.38. Aceleraciones sintéticas para estación PB08 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.	89
4.39. Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB08. Usando modelos c) de fuente finita.	90
4.40. Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo b) de fuente finita, para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.	91
4.41. Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo b) de fuente finita, para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA y TOCO en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.	92

4.42. Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo c) de fuente finita, para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.	93
4.43. Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo b) de fuente finita, para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA y TOCO en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.	94
5.1. Distribución de estaciones utilizadas para la simulación de acelerogramas para el terremoto del 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 8,1). Cuadrados negros corresponden a estaciones pertenecientes a la red IPOC y triángulos rojos corresponden a estaciones pertenecientes a la Universidad de Chile y ONEMI. Además se indica la ubicación del epicentro (estrella amarilla), su magnitud y mecanismo focal (Ruiz et al., 2014).	97
5.2. Distribución de deslizamiento modificado de Ruiz et al., (2014) para terremoto ocurrido el 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 8,1). Estrella indica el epicentro del terremoto.	99
5.3. Comparación de modelos ω^{-2} y $\omega^{-1,75}$ con espectros de desplazamiento para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05 y PB06.	100
5.4. Comparación de modelos ω^{-2} y $\omega^{-1,75}$ con espectros de desplazamiento para estaciones PB07, PB08, PB09, PB10, PB15 y PB16.	100
5.5. Comparación de PGA simulado (negro) y observado (rojo).	102
5.6. Comparación de acelerogramas simulados (negros) con observados (rojos) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componentes E-W, N-S y vertical.	103
5.7. Comparación de acelerogramas simulados (negros) con observados (rojos) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente E-W, N-S y vertical.	104
6.1. Distribución de acelerógrafos (cuadrados negros) que registraron bien el terremoto ocurrido el 27 de Febrero de 2010 en la región del Maule 2010 (M_W 8,8). Además se indica su epicentro (estrella amarilla), mecanismo focal y magnitud (Ruiz et al., 2012).	107
6.2. Terremotos históricos para la zona central de Chile obtenidos de Ruiz et al. (2012).	108
6.3. Distribución de deslizamiento para el Terremoto del 27 de Febrero de 2010 en el Maule (M_W 8,8).	109
6.4. Comparación de modelos ω^{-2} , $\omega^{-1,75}$ y $\omega^{-1,5}$ con espectros de desplazamiento para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE, TALCA.	110
6.5. Comparación de modelos ω^{-2} , $\omega^{-1,75}$ y $\omega^{-1,5}$ con espectros de desplazamiento para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE, TALCA.	111
6.6. Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente E-W.	112
6.7. Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente E-W.	112
6.8. Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente N-S.	113
6.9. Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente N-S.	113

6.10.	Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente vertical.	114
6.11.	Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente vertical.	114
6.12.	PGA en función de la distancia hipocentral para componente E-W.	115
7.1.	Modelo de acoplamiento prácticamente homogéneo en la zona de interés (Norte de Chile), basado en el estudio de Chlie et al., 2011.	118
7.2.	Modelo de acoplamiento heterogéneo en la zona de interés (Norte de Chile), basado en el modelo de Metois et al. (2013). Además se indican áreas de ruptura y distribución de deslizamiento para terremotos de Iquique, Tocopilla y Antofagasta (modificado de Ruiz et al., 2014).	119
7.3.	Distribución de deslizamiento homogénea, con un valor de 12,44 [m]. Círculos rojos indican la ubicación de las subfuentes; Estrella azul indica la ubicación del hipocentro; Estrellas amarillas la ubicación de las estaciones consideradas.	120
7.4.	Distribución de slip heterogéneo, considerando dos grandes asperezas. Estrella azul indica hipocentro; círculos amarillos las estaciones consideradas; círculos rojos las subfuentes.	121
7.5.	Distribución de deslizamiento heterogéneo, considerando dos grandes asperezas.	122
7.6.	Comparación aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de deslizamiento heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones CALA e IQUI, las cuales se encuentran en las ciudades de Calama e Iquique respectivamente.	124
7.7.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de deslizamiento heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PICA e MEJI, las cuales se encuentran en las ciudades de Pica y Mejillones respectivamente.	125
7.8.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de deslizamiento heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones TOCO y ANTO, las cuales se encuentran en las ciudades de Tocopilla y Antofagasta respectivamente.	126
7.9.	Comparación de PGA para simulación considerando deslizamiento heterogéneo (azul) y homogéneo (verde)	127
7.10.	Comparación de espectros de Fourier de aceleración considerando el modelo de deslizamiento heterogéneo (negro) y homogéneo (rojo), para estación ANTO en componente EW y vertical (Z).	127
A.1.	Esquema sacado de Aki & Richards, 2002, pág. 109. Esta figura muestra los parámetros ϕ_s (<i>strinke</i>) y δ (<i>dip</i>), los cuales definen la orientación del plano de falla; el parámetro λ (<i>rake</i>), el cual indica la dirección del deslizamiento; el ángulo ϕ que corresponde al azimut y el ángulo i_ξ correspondiente al ángulo emergente del rayo. Además los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ permiten descomponer el desplazamiento de partícula producto de ondas P, SV y SH respectivamente. Por último, este sistema permite obtener una dependencia explícita del patrón de radiación de ondas P, SV y SH en términos de $(\phi_s, \delta, \lambda, i_\xi, \phi)$	139
A.2.	Modelo de Brune (1970)	140
A.3.	Ondas incidentes P para una superficie libre en un medio elástico.	144

A.4.	Ondas incidentes SV para una superficie libre en un medio elástico.	145
A.5.	Ondas incidentes SH para una superficie libre en un medio elástico.	145
B.1.	Atenuación geométrica en frecuencias 05 y 1 [Hz] para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) y el 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$), ambos con magnitud de momento similar.	148
B.2.	Atenuación geométrica en frecuencias 5 y 10 [Hz] para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) y el 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$), ambos con magnitud de momento similar.	149
B.3.	Atenuación geométrica en frecuencias 15 y 20 [Hz] para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) y el 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$), ambos con magnitud de momento similar.	150
B.4.	Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas esta- ciones , para terremoto de Tocopilla 2007 ($M_W 7,7$).	151
B.5.	Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas estación estaciones, para terremoto de Tocopilla 2007 ($M_W 7,7$).	152
B.6.	Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas esta- ciones, para terremoto del 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$).	153
B.7.	Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas esta- ciones, para terremoto del 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$).	154
C.1.	Comparación de registros observados (rojo) con sintéticos (negro) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07, en aceleración, velocidad y despla- zamiento, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].	156
C.2.	Comparación de registros observados (rojo) con sintéticos (negro) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI,PICA, TOCO y ANTO, en aceleración, velocidad y desplazamiento, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].	157
C.3.	Comparación de espectros de Fourier de aceleración y desplazamiento observados (rojo) con espectros de Fourier de aceleración y desplazamiento sintético (negro) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06, PB07, PB08, CALA e IQUI en componente EW, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].	158
C.4.	Comparación espectros de Fourier de aceleraición y desplazamiento observado (ro- jo) con espectro de Fourier de aceleración y desplazamiento sintético (negro) para estaciones: MEJI, PICA, TOCO y ANTO, en componente EW, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].	159
C.5.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento sintéticos (negros) con observados (rojos) para estaciones PB01, PB02, PB04 y PB05 en componente Este- Oeste.	160
C.6.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento sintéticos (negros) con observados (rojos) para estaciones PB06, PB07, PB08 y CALA en componente Este-Oeste.	161
C.7.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento sintéticos (negros) con observados (rojos) para estaciones IQUI, MEJI, PICA y TOCO en componente Este-Oeste.	162
C.8.	Comparación de espectro de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de Fourier de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones consideradas en componente EW.	163

C.9. Comparación espectro de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de Fourier de desplazamiento sintético (negro) para todas las estaciones consideradas en componente EW.	164
C.10. Comparación de PGA y PGV en componentes EW, NS y vertical.	165
C.11. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.	166
C.12. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.	167
C.13. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.	168
C.14. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.	169
C.15. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente Z.	170
C.16. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente Z.	171
C.17. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas la estaciones en componente Este-Oeste y escala Log-Log.	172
C.18. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Norte-Sur y escala Log-Log.	173
C.19. Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Vertical y escala Log-Log.	174
C.20. Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas la estaciones en componente Este-Oeste y escala Lineal.	175
C.21. Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Norte-Sur y escala Lineal.	176
C.22. Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Vertical y escala Lineal.	177
C.23. Comparación de PGA y PGV en componentes EW, NS y vertical.	178
C.24. Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.	179
C.25. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.	180
C.26. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.	181

C.27. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.	182
C.28. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.	183
C.29. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente vertical.	184
C.30. Comparación de PGA y PGV para modelo de dos fuentes puntuales en componente Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.	185
C.31. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.	186
C.32. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.	187
C.33. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.	188
C.34. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.	189
C.35. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.	190
C.36. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente vertical.	191
C.37. Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales en componente Este-Oeste. Escala Log-Log	192
C.38. Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales en componente Norte-Sur. Escala Log-Log.	193
C.39. Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Escala lineal	195
C.40. Comparación de espectros de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales para componente Norte-Sur. Escala lineal	196
C.41. Comparación de espectros de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de desplazamiento sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales para componente vertical. Escala lineal	197
C.42. Comparación de PGA y PGV componente Este-Oeste	198
C.43. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.	199

C.44. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.	200
C.45. Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste en escala Log-Log.	201
C.46. Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste en escala Lin-Log.	202
C.47. Comparación espectros de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de desplazamiento sintético (negro) para componente Este-Oeste.	203
C.48. Comparación de PGA observado (rojo) y sintético (negro) para componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.	204
C.49. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.	205
C.50. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S	206
C.51. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.	207
C.52. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.	208
C.53. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.	209
C.54. Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente vertical.	210
C.55. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando escala Log-Log.	211
C.56. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando escala Log-Log.	212
C.57. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando escala Log-Log.	213
C.58. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando escala Lineal-Log.	214
C.59. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando modelo b) de falla finita y escala Lineal-Log.	215
C.60. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando escala Lineal-Log.	216

C.61. Comparación de PGA observado (rojos) y sintéticos (negros) para componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.	217
C.62. Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.	218
C.63. Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste de las estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO. Considerando modelo c) de falla finita.	219
C.64. Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Norte-Sur de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.	220
C.65. Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Norte-Sur de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.	221
C.66. Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Vertical de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.	222
C.67. Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Vertical de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.	223
C.68. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando modelo c) de falla finita y escala Log-Log	224
C.69. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando modelo c) de falla finita y escala Log-Log	225
C.70. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando modelo c) de falla finita y escala Log-Log	226
C.71. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando modelo c) de falla finita y escala Lineal-Log	227
C.72. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando modelo c) de falla finita y escala Lineal-Log	228
C.73. Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando modelo c) de falla finita y escala Lineal-Log	229
C.74. PGA para modelo de fuente finita b en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.	230
C.75. PGA para modelo de fuente finita c en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.	230
D.1. Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.	232
D.2. Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente E-W.	233

D.3.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PSGCX, MNMCX, PATCX, HMBCX, T03A, T05A y T06A en componente E-W.	234
D.4.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones T07A, T08A, T09A, T10A, T13A, TA01 y GO01 en componente E-W.	235
D.5.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.	236
D.6.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente N-S.	237
D.7.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PSGCX, MNMCX, PATCX, HMBCX, T03A, T05A y T06A en componente E-W.	238
D.8.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones T07A, T08A, T09A, T10A, T13A, TA01 y GO01 en componente N-S.	239
D.9.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.	240
D.10.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente vertical.	241
D.11.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PSGCX, MNMCX, PATCX, HMBCX, T03A, T05A y T06A en componente vertical.	242
D.12.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones T07A, T08A, T09A, T10A, T13A, TA01 y GO01 en componente vertical.	243
E.1.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB01, PB03, PB05, PB07, PB09, PB11 y PB15 en componente E-W.	245
E.2.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB01, PB03, PB05, PB07, PB09, PB11 y PB15 en componente N-S.	246
E.3.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB01, PB03, PB05, PB07, PB09, PB11 y PB15 en componente Z.	247
E.4.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente E-W.	248
E.5.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente N-S.	249

E.6.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente Z.	250
E.7.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente E-W.	251
E.8.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente N-S.	252
E.9.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente Z.	253
E.10.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente E-W.	254
E.11.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente N-S.	255
E.12.	Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente Z.	256

Capítulo 1

Introducción

1.1. El problema de investigación

Como consecuencia que Chile es uno de los países más sísmicos del mundo, al encontrarse ubicado en el cinturón de fuego del Pacífico, en uno de los márgenes convergentes de placas tectónicas más activos del planeta, la evaluación del peligro sísmico cobra vital importancia a la hora de mitigar los daños y riesgos asociados a los terremotos que frecuentemente azotan el territorio Chileno.

Para analizar el peligro sísmico en campo cercano, una herramienta útil es la simulación de las aceleraciones, velocidades y desplazamientos que experimenta el suelo producto de la propagación de ondas sísmicas generadas por un terremoto. Para este propósito se han desarrollado modelos deterministas, estocásticos y empíricos para fuente puntual y finita considerando rupturas cinemáticas y dinámicas. Estos modelos incorporan funciones de Green teóricas, estocásticas o empíricas respectivamente, contando cada una de ellas con sus fortalezas y debilidades.

Las funciones de Green teóricas han permitido simular bien las bajas frecuencias, no así las altas frecuencias, debido a lo complejo que resulta incorporar el comportamiento de las ondas sísmicas frente a las heterogeneidades del medio, lo cual hace que los modelos deterministas sean una buena alternativa de simulación del movimiento del suelo producto de ondas sísmicas con longitudes de onda larga, o bien para bajas frecuencias. Por otra lado, las funciones de Green estocásticas, al asumir que el movimiento fuerte en altas frecuencias es básicamente aleatorio son una buena herramienta para la simulación de la aceleración del suelo en frecuencias donde los métodos deterministas no son buenos, lo cual hace que los modelos estocásticos sean una buena alternativa de simulación para altas frecuencias (Boore, 1983, 2003).

Las funciones de Green empíricas por su parte tienen la ventaja que contienen información de la fuente, trayecto y sitio, siendo buenas en un amplio rango de frecuencias, pero con la desventaja que no siempre se cuenta con registros sísmicos cercanos a la zona donde se desea simular el movimiento del suelo debido a un terremoto, lo cual hace que los modelos empíricos sean muy adecuados cuando se desea simular un sismo objetivo con similares características que el sismo semilla y, cuando el sismo objetivo se encuentra relativamente cerca del sismo semilla (Irikura, 1986).

Debido a que los modelos deterministas y estocásticos se complementan bien en los rangos de frecuencias en los cuales son buenos, también existen modelos híbridos para la simulación del

movimiento del suelo producto de un terremoto (Kamae et al., 1998).

Finalmente, todos estos modelos han sido desarrollados con sus respectivas hipótesis. En particular los modelos estocásticos -que corresponden al caso de estudio de esta tesis- han sido desarrollados principalmente para terremotos superficiales considerando ondas S, y que los rayos sísmicos asociados a estas ondas llegan completamente vertical a la superficie de la Tierra, razón por la cual resulta interesante considerar nuevas hipótesis de trabajo con el objeto de aplicarlas a terremotos de subducción Chilenos.

1.2. El caso de estudio

Chile entre las latitudes 18° 47° S se encuentra sobre el contacto de las placas de Nazca y Sudamérica; debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamérica el territorio Chileno está expuesto principalmente a tres tipos de terremotos: (1) los interplaca, (2) intraplaca superficiales o corticales, (3) intraplaca de profundidad intermedia.

- (1) Terremotos interplaca: se producen por el contacto entre las placas Sudamericana y de Nazca, extendiéndose hasta unos 50-60 km de profundidad, caracterizándose por alcanzar grandes magnitudes. Ejemplos de este tipo de terremotos son los terremotos ocurridos el año 1960 en Valdivia (1960), el 2010 en la región del Maule el 2010 (M_W 8,8) y en 1995 en Antofagasta (M_W 8,1).
- (2) Terremotos intraplaca superficiales o corticales: se producen en el interior de la placa Sudamericana, principalmente en los sectores precordilleranos y cordilleranos, ubicándose a una profundidad menor a 30 km. Ejemplo de este tipo de terremoto fue el terremoto de Las Melosas de 1958 (M_W 6,3).
- (3) Terremotos intraplaca de profundidad intermedia: se producen en el interior de la placa de Nazca. Se extienden desde los 60 Km hasta una profundidad de ~ 200 km (Tichelaar & Ruff, 1993; Suárez & Comte, 1993), el potencial de daño de estos sismos suele ser mayor que los interplaca para una misma magnitud. Ejemplo de este tipo de terremotos son los de Chillan en 1939 (M_S 8,3) y el de Punitaqui en 1997 (M_W 7,2).

De modo que grande es la historia de terremotos en Chile (Montessus de Ballore, 1911-1916; Lomnitz 1971, 2004; Comte & Pardo, 1991) destacándose los megaterremotos de 1877 (M_W 8,7) en el Norte de Chile, el de 1960 (M_W 9,5) en Valdivia y el de 2010 (M_W 8,8) en la región del Maule, los cuales han sido muy destructivos y han generado devastadores tsunamis.

El Norte de Chile en particular cuenta con una fuerte sismicidad debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa de convergencia de 6.6 cm/año (Angermann et al., 1999), (Figura 1.1), lo cual produce terremotos de gran magnitud con cierta frecuencia. En esta zona los grandes eventos suelen ser terremotos interplaca, aunque ocasionalmente también ocurren terremotos de profundidad intermedia dentro de la placa de Nazca. Eventos en la corteza superficial son raros y no suelen alcanzar las grandes magnitudes de los terremotos de subducción. A pesar que la información paleosismológica es poca, la sismicidad de Chile es bien conocida gracias a historiadores y sismólogos que han estudiado las crónicas donde se reportaron terremotos

históricos (Montessus de Ballore 1911-1916; Lomnitz, 1971, 2004; Comte & Pardo, 1991; Figura 1.1).

En la zona Norte dos megaterremotos ($> M_W 8,5$) ocurrieron, uno en el Norte de Chile (1877) y otro en el Sur del Perú (1868) en la segunda mitad del siglo XIX (Kausel 1986; Comte and Pardo 1991). El megaterremoto de 1877 en el Norte de Chile tuvo una magnitud de $M_W \sim 8,7 - 8,9$ (Ramirez, 1988; Kausel, 1986; Comte & Pardo, 1991), alcanzando una intensidad de Mercalli máxima de XI con una longitud de ruptura de 420 [km] (Comte & Pardo, 1991). El terremoto del Sur del Perú por su parte tuvo una magnitud $M_W \sim 8,5 - 8,8$, una máxima intensidad de Mercalli de XI, y una longitud de ruptura de 500 [km] (Comte & Pardo, 1991). Ambos terremotos produjeron grandes tsunamis y fueron bastante destructivos. Desde entonces, en el Norte de Chile sólo han ocurrido sismos de mediana magnitud ($M_W < 8,2$), destacándose los sismos ocurridos los años 1967, 1995, 2007 y 2014 (Figura 1.1), (Malgrange & Madariaga, 1983; Peyrat et al., 2010; Ruiz et al., 2014), es así como el Norte de Chile continua siendo una reconocida laguna sísmica desde 1970 (Kelleher, 1972; Kelleher et al., 1973; McCann et al., 1979), en la cual se estima suficiente energía acumulada como para producir un mega-terremoto en cualquier momento, lo cual se condice a su vez con lo que muestran varios estudios de acoplamiento en la zona Norte de Chile (Chlieh et al., 2011; Metois et al., 2013; Schurr et al., 2014) si se acepta la hipótesis que el momento sísmico acumulado pueden inferirse de modelos de acoplamiento sísmico.

En la presente tesis, se simulan acelerogramas para un megaterremoto de magnitud $M_W 9,0$ en el Norte de Chile, proponiendo un método estocástico de falla finita y escenarios de ruptura basándose en modelos de acoplamiento sísmico (ver capítulo 7). La técnica propuesta es probada simulando acelerogramas para los terremotos ocurridos el 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$), 27 de Febrero de 2010 en la región el Maule ($M_W 8,8$) y el 1 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 8,1$), -la descripción de los terremotos mencionados se encuentra en los capítulos 4, 5 y 6 respectivamente-, para luego efectuar las respectivas comparaciones con los acelerogramas y espectros de Fourier observados.

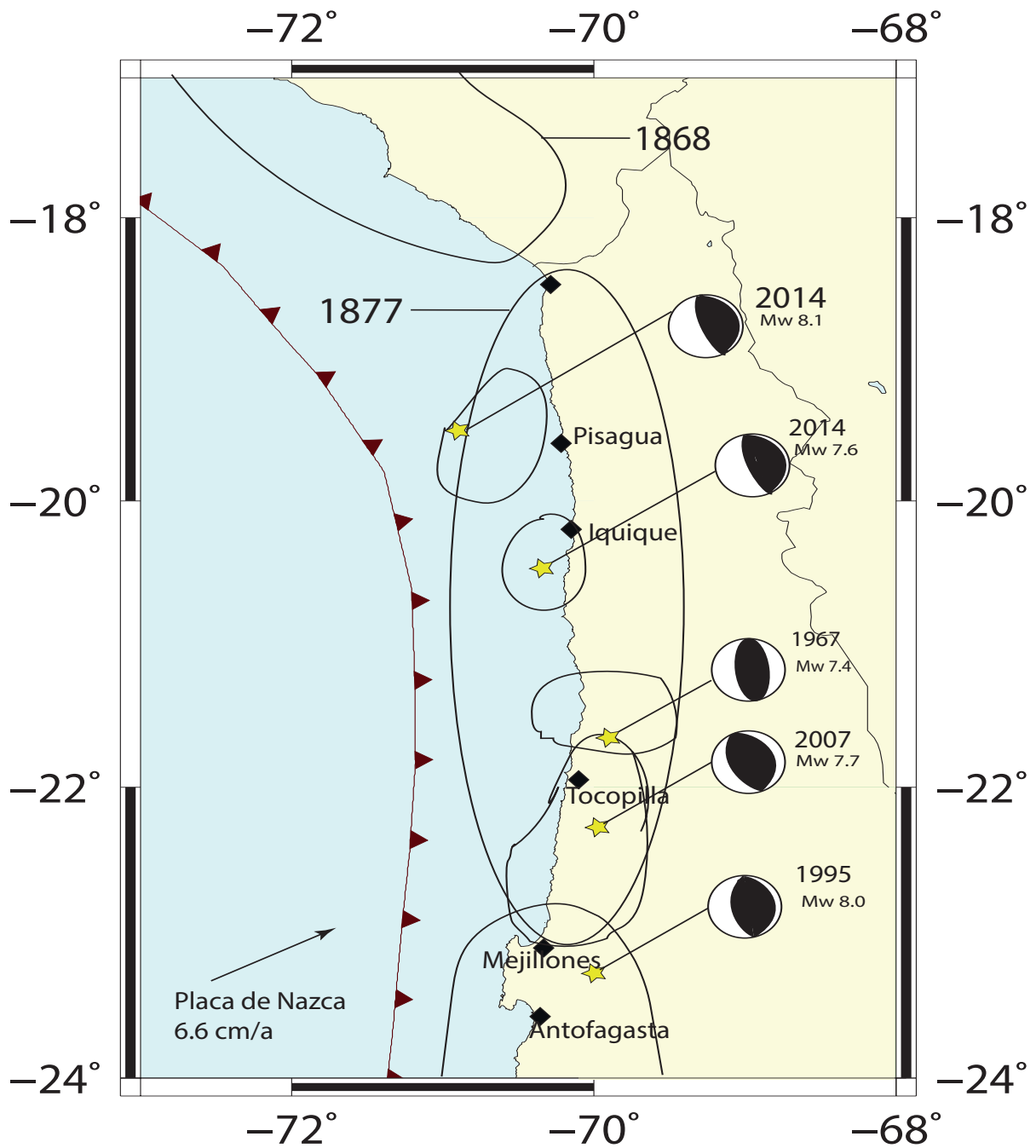


Figura 1.1: Historia de importantes terremotos y megaterremotos para la zona Norte de Chile. Las áreas de los mega-terremotos de 1868 y 1887 fueron obtenidas de Comte & Pardo (1991). Las áreas de ruptura, magnitud y mecanismo de foco del terremoto de 1967 en Tocopilla fueron obtenidas del *International Seismological Center*, Malgrange & Madariaga (1983) y Tichelaar & Ruff (1991). La magnitud, área de ruptura, mecanismo de foco y epicentro de los terremotos de Antofagasta de 1995 y Tocopilla de 2007 fueron obtenidos de Delouis et al. (1997) y Peyrat et al. (2010) respectivamente. La magnitud, área de ruptura, ubicación del epicentro y mecanismo focal de los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique fueron obtenidos de Ruiz et al. (2014).

1.3. Objetivos del trabajo de Tesis

1.3.1. Objetivo General

Simular acelerogramas sintéticos para un megaterremoto de magnitud $M_W 9,0$ en el Norte de Chile, ocupando un método estocástico.

1.3.2. Objetivos específicos

- Desarrollar un programa computacional para modelar acelerogramas estocásticos basándose en las últimas técnicas de simulación (Boore, 2003; Mozedian & Atkinson, 2005). El objetivo es además incorporar algunas innovaciones para simular adecuadamente terremotos de subducción, las cuales consideran:
 - Ángulo de incidencia de rayos sísmicos en la superficie de la Tierra.
 - Ángulo azimutal de cada estación con respecto a cada sub-falla.
 - Cálculo del efecto de superficie libre debido a la incidencia de ondas SH, SV y P en dos componentes horizontales (radial y tangencial) y otra vertical.
 - Partición de la energía para ondas SH, SV y P en la superficie de la Tierra considerando dos componentes horizontales (radial y transversal) y otra vertical.
 - Factores para garantizar la conservación de energía radiada para ondas P y S.
 - Frecuencias de esquina dinámica para ondas P y S.
 - Simulación de acelerogramas considerando propagación de rayos sísmicos por un medio homogéneo y en un medio de capas planas horizontales sobre un semi-espacio homogéneo.
 - Modelar tres componentes para los acelerogramas artificiales: Norte-Sur, Este-Oeste y vertical.
- Simular acelerogramas para el terremoto de Tocopilla ($M_W 7,7$) ocurrido el 14 de Noviembre de 2007, el terremoto de Iquique ($M_W 8,1$) ocurrido el 1 de Abril de 2014 y el terremoto del Maule ($M_W 8,8$) ocurrido el 27 de Febrero de 2010, con el objeto de calibrar la técnica propuesta.
- Proponer escenarios hipotéticos de ruptura sísmica para la simulación de acelerogramas para un megaterremoto ($M_W 9,0$) en el Norte de Chile.

1.4. Hipótesis de investigación

Diversos trabajos de simulación estocástica de acelerogramas (Boore, 1983, 2003; Beresnev & Atkinson, 1997; Mozedian & Atkinson, 2005) asumen la hipótesis que los rayos sísmicos - asociados a ondas de cuerpo S- llegan completamente perpendiculares a la superficie de la Tierra, lo cual sólo permite justificar componentes horizontales de movimiento de partícula en la superficie.

En esta tesis se simulan tres componentes para la aceleración del suelo, dos horizontales y una vertical, bajo la hipótesis que los rayos sísmicos no necesariamente llegan de manera vertical a la superficie de la Tierra, y que los rayos directos son los que más influyen en la aceleración de la partícula, dado que se considera que estos rayos son los que menos energía pierden al propagarse desde la fuente al punto de observación.

Por último, la propuesta de escenarios de ruptura para un megaterremoto ($M_W 9,0$) en el Norte de Chile, se hace basándose en la hipótesis que las asperezas o zonas de mayor deslizamiento entre las placas tectónicas puede inferirse de modelos de acoplamiento sísmico.

1.5. Metodología

La fuente sísmica es modelada considerando un plano de falla, el cual es subdividido en una grilla de sub-fallas. Cada sub-falla es tratada como una fuente puntual considerando la modelación de fuente propuesta por Boore (2003), pero incorporando ondas P, y descomponiendo las ondas S en SV y SH, para luego sumar la contribución de cada sub-falla a la aceleración total (Hartzell, 1978; Beresnev & Atkinson, 1998; Motazedian & Atkinson, 2005) considerando un modelo cinemático de ruptura. Los momentos sísmicos asociados a cada sub-falla son obtenidos de modelos de deslizamiento cosísmico. Los efectos de la superficie libre y partición de la energía para ondas SH, SV y P se obtendrán a partir del ángulo de incidencia de rayos sísmicos propagándose por un medio homogéneo (modelo de Tierra homogénea) y otro de capas planas horizontales sobre un semi-espacio homogéneo (cada capa plana cuenta con una respectiva densidad y velocidad de ondas sísmicas constante). Los factores ocupados para garantizar la conservación de la energía radiada para ondas P son obtenidos basándose en el espectro de velocidad y no de aceleración como proponen Motazedian & Atkinson (2005) para ondas S (sección 3.3.3). La frecuencia de esquina dinámica para ondas P es estimada basándose en la frecuencia dinámica para ondas S propuesta por Motazedian & Atkinson (2005) considerando una relación entre ambas frecuencias.

Para la calibración del método se usarán datos de acelerógrafos pertenecientes a la base de datos del Centro Sismológico Nacional (CSN), de la Universidad de Chile y la red IPOC (*International Plate Boundary Observatory Chile*), los cuales registraron el terremoto de Tocopilla (2007), el terremoto del Maule (2010) y los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique.

Por otro lado, los parámetros necesarios para efectuar la simulación como densidad de rocas, velocidad de ondas, caída de esfuerzos, etc, se obtendrán de estudios científicos previos o bien se estimarán considerando el contexto geológico y tectónico de la zona de estudio. Los efectos de fuente y trayecto necesarios para la simulación del megaterremoto ($M_W 9,0$) en el Norte de Chile se calibrarán usando datos de acelerógrafos pertenecientes al Centro Sismológico Nacional (CSN) y la red IPOC, los cuales registraron el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$), 1 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 8,1$), 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$) y 27 de Febrero de 2010 en la región del Maule. La simulación del terremoto del 27 de Febrero de 2010 en el Maule ($M_W 8,8$) se hará para evaluar si el método es adecuado para simular un megaterremoto.

Por último, los escenarios de ruptura para el megaterremoto en el Norte de Chile ($M_W 9,0$) se obtendrán considerando diferentes trabajos sobre acoplamiento sísmico propuestos para el Norte

de Chile, considerando como zonas de mayor deslizamiento a las zonas que se encuentran más acopladas.

1.6. Estructura de la Tesis

La tesis ha sido estructurada de la siguiente manera:

- **Capítulo 2:** En este capítulo se hace una introducción al método estocástico. Considerando la simulación de fuente puntual (Boore, 1983, 2003) y fuente finita (Beresnev & Atkinson, 1997; Motazedian & Atkinson, 2005).
- **Capítulo 3:** En este capítulo se formula y describe el método estocástico de fuente finita que se propone en esta tesis.
- **Capítulo 4:** En este Capítulo se simula el terremoto ocurrido el 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) ocupando métodos de fuente puntual y extendida considerando varios modelos de fuente con el objeto de evaluar qué modelo permite una mejor simulación de acelerogramas y calibrar la técnica. Primero se hace una comparación de simulaciones de fuente puntual considerando la formulación propuesta por Boore (1983, 2003) y la propuesta en esta tesis. Luego se realiza una comparación de simulaciones de fuente extendida considerando la formulación propuesta por Motazedian & Atkinson (2005) y la propuesta en esta tesis.
- **Capítulo 5:** En este Capítulo se simulan acelerogramas para el terremoto ocurrido el 1 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 8,1$) y se comparan con los registros reales.
- **Capítulo 6:** En este Capítulo se simulan acelerogramas para el mega-terremoto ocurrido el 27 de Febrero de 2010 en la región del Maule ($M_W 8,8$) y se comparan con los reales.
- **Capítulo 7:** En este Capítulo se proponen dos escenarios de ruptura para un megaterremoto ($M_W 9,0$) en el Norte de Chile. Basándose en estudios de acoplamiento sísmico se proponen dos modelos de deslizamiento y se simulan acelerogramas para algunas ciudades del Norte de Chile.
- **Capítulo 8:** Finalmente se presentan las discusiones y conclusiones de esta tesis. Además se describe el trabajo que se propone o desea desarrollar a futuro.

Capítulo 2

Método Estocástico

2.1. Introducción

La simulación de acelerogramas producto de un terremoto es de gran utilidad para la sismología y la ingeniería sísmoresistente. A pesar de que en los últimos años los registros de grandes terremotos han aumentado, éstos siguen siendo escasos y no cubren todos los casos en que se necesitan acelerogramas para el diseño de estructuras civiles. Razón por la cual se han y se siguen ideando técnicas estocásticas, determinísticas y/o empíricas que buscan simular el movimiento fuerte del suelo. Para este propósito las funciones de Green teóricas, empíricas y estocásticas han jugado un importante rol. En particular, los métodos estocásticos han podido suplir las deficiencias que tienen las funciones de Green teóricas a la hora de simular frecuencias altas (> 1 Hz), y ser una buena alternativa de simulación en zonas donde no se cuenta con registros sísmicos.

La base del método estocástico nace con la observación hecha por Hanks & McGuire (1979), quienes combinaron modelos sismológicos de los espectros de amplitud del movimiento fuerte, con la noción que el movimiento en altas frecuencias es básicamente aleatorio (Hanks, 1979; McGuire & Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981), considerando que la alta frecuencia en acelerogramas puede ser aproximada por una banda limitada de duración finita de ruido blanco Gaussiano. Además se asume que el espectro de la fuente sísmica puede ser descrito por una frecuencia de esquina, la cual depende del tamaño del terremoto de acuerdo a Brune (1970,1971). Posteriormente, Boore (1983) generaliza este trabajo extendiéndolo a la simulación de series de tiempo, centrándose en los espectros de respuesta.

En este capítulo se hace una breve revisión de los métodos estocásticos de fuente puntual y finita (Boore, 1983, 2003; Beresnev & Atkinson, 1997; Motazedian & Atkinson, 2005) con el objeto de evaluar sus fortalezas y debilidades.

2.2. Método Estocástico de fuente puntual

El método estocástico de generación de acelerogramas sintéticos basados en una fuente puntual asume que la fuente sísmica está concentrada en un punto, y que la aceleración generada en un sitio producto del movimiento fuerte contiene aspectos determinísticos y aleatorios. Los aspectos determinísticos son especificados modelando promedios del espectro de Fourier, ocupando funciones que dependen de la magnitud y la distancia. Por otro lado, para el aspecto aleatorio se incorpora el concepto de ruido blanco Gaussiano. Ahora bien, el ingrediente fundamental para esta simulación estocástica radica en la adecuada modelación del espectro del movimiento fuerte, pues es donde está contenida la física de la propagación de ondas y del proceso de ruptura del terremoto.

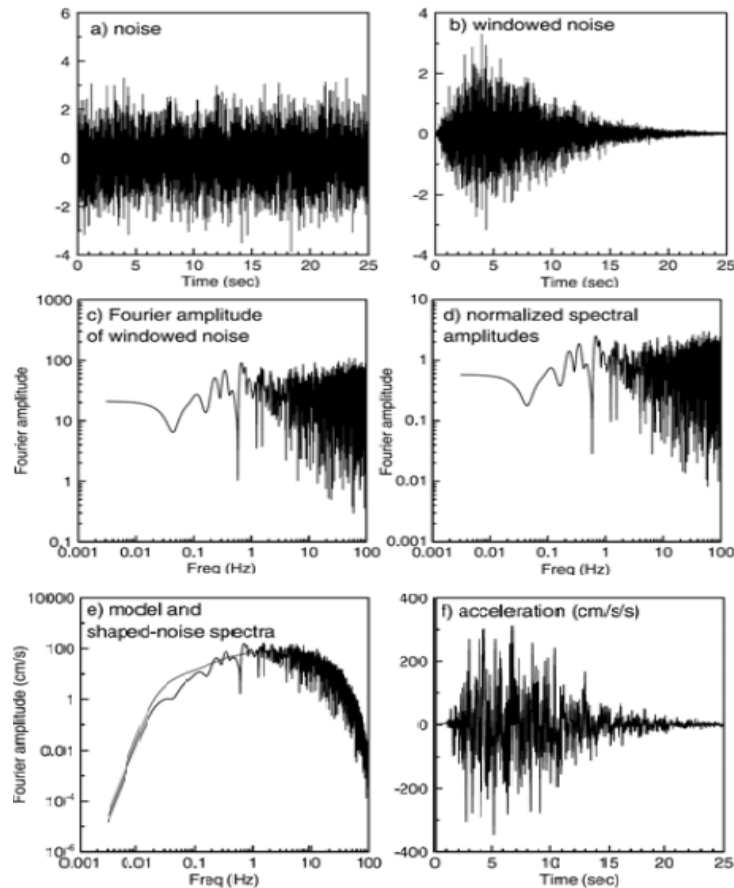


Figura 2.1: Imagen tomada de Boore (2003). a) Se genera ruido blanco Gaussiano para una duración dada por la duración del movimiento. b) El ruido blanco es modulado en el tiempo, dándole una envolvente deseada. c) El ruido modulado es transformado al dominio de las frecuencias (*fast fourier transform*). d) El ruido espectral es normalizado por el RMS de la amplitud espectral. e) El ruido espectral normalizado es multiplicado por el espectro teórico del movimiento fuerte ($Y(M_0, R, f)$). f) El espectro resultante es transformado al dominio del tiempo (*Inverse fast Fourier transform*).

En particular, en el modelo de fuente puntual propuesto por Boore (2003), la banda de ruido blanco Gaussiano es modulada ocupando una envolvente deseada para una cierta duración del movimiento. Así, la serie de tiempo modulada es transformada al dominio de la frecuencia, y luego

normalizada por el RMS de la amplitud espectral. De esta manera el ruido espectral normalizado es multiplicado por una función que contiene las características físicas asociadas al terremoto, la cual considera efecto de fuente, trayecto y sitio, obteniéndose así el espectro de Fourier sintético. Luego, el espectro resultante es transformado al dominio del tiempo generando un registro sintético de desplazamiento, velocidad o aceleración en algún sitio (Ver Figura (2.1)).

Específicamente, Boore (2003) describe el espectro de Fourier del movimiento fuerte como una combinación de funciones, considerando la contribución de la fuente del terremoto (E), la trayectoria (P), el sitio (S) y el tipo de movimiento (I) de la siguiente manera:

$$Y(M_0, R, f) = E(M_0, f) P(R, f) S(f) I(f) \quad (2.1)$$

Donde M_0 corresponde al momento sísmico escalar del terremoto, f la frecuencia y R usualmente considerada como la distancia entre el hipocentro y el punto de observación. De manera que al separar el espectro del movimiento fuerte en fuente, trayecto y sitio, ésta pueda ser fácilmente modificada tomando en cuenta situaciones específicas.

■ **La fuente** $E(M_0, f)$

Los efectos de fuente quedan especificados a través de la siguiente función

$$E(M_0, f) = C M_0 \Omega(M_0, f) \quad (2.2)$$

Como se puede apreciar, tanto la amplitud de la fuente como la función $\Omega(M_0, f)$ dependen del tamaño del terremoto (M_0). $\Omega(M_0, f)$ es una función que busca darle la forma espectral al terremoto que se desea simular. Para este propósito el modelo ω -cuadrado ha sido ampliamente usado, pero existe una variedad de otros modelos que pueden ser considerados (Boore, 2003). C es una constante que está dada por:

$$C = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle FS \cdot PE}{4\pi\rho\beta^3 R_0} \quad (2.3)$$

donde $\langle R_{\theta\phi} \rangle$ es el patrón de radiación, usualmente promediado sobre todo el azimut (ϕ) y en un rango de valores para θ (Boore and Boatwright, 1984); PE representa la partición de la energía de corte en componentes horizontales ($= 1/\sqrt{2}$); FS corresponde al efecto de superficie libre, tomada como 2 en la mayoría de las aplicaciones, sólo válido para ondas SH; ρ y β son la densidad y la velocidad de las ondas de corte en la vecindad de la fuente respectivamente; R_0 es una distancia de referencia, usualmente igual a 1 km.

■ **Trayectoria** $P(R, f)$

Los efectos de trayectoria son representados por una combinación de dos funciones:

$$P(R, f) = G(R) \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q(f)\beta}\right) \quad (2.4)$$

las cuales consideran la atenuación geométrica y la atenuación anelástica respectivamente.

La atenuación anelástica dada por $e^{-\frac{\pi f R}{Q(f)\beta}}$ corresponde al modelo más habitual para el estudio de la atenuación en el dominio de las frecuencias (Udías, 1999). Esta atenuación tiene por

objeto corregir las hipótesis asumidas en la deducción de los espectros de la fuente, donde se considera que la Tierra es un medio elástico, lineal y homogéneo. En realidad la Tierra tiene un comportamiento no elástico (anelástico), por lo que por cada ciclo de carga y descarga hay una cierta pérdida de energía. Donde el factor ($Q(f)$) que da cuenta de esto es conocido como factor de calidad, y su inverso Q^{-1} representa la fracción de energía disipada durante un periodo de la onda y está directamente relacionado con la geología y tectónica de la región sísmica.

Ahora bien, el factor de calidad que se considera en este trabajo depende de la frecuencia y está dado por (Rovelli, 1983):

$$Q(f) = Q_0 f^\mu \quad (2.5)$$

Por otra parte, la atenuación geométrica $G(R)$ considera la atenuación producto de la distancia R entre la fuente y el punto de observación, correspondiendo a $1/R$ para un espacio homogéneo. Para un espacio no-homogéneo, $G(R)$ puede ser una complicada función de R , la cual puede ser estimada a través de registros sísmicos en la zona de estudio, y está dada por (Boore, 2003):

$$G(R) = \begin{cases} \frac{R_0}{R} & R \leq R_1 \\ G(R_1) \left(\frac{R_1}{R}\right)^{p_1} & R_1 \leq R \leq R_2 \\ \vdots & \\ G(R_n) \left(\frac{R_n}{R}\right)^{p_n} & R_n \leq R \end{cases} \quad (2.6)$$

■ El sitio $S(f)$

Los efectos de sitio son representados por una combinación de dos funciones (filtros):

$$S(f) = Amp(f) \cdot D(f) \quad (2.7)$$

donde $Amp(f)$ corresponde a la amplificación del sitio, y $D(f)$ es un filtro que toma en cuenta la atenuación de la alta frecuencia y que es independiente del trayecto; esta pérdida de alta frecuencia puede ser debida a efecto de fuente como sugiere Papageorgiou & Aki (1983) o a efecto de sitio como sugieren varios autores, incluido Hanks (1982), o por una combinación de ámbos (Boore, 2003). Ahora bien, los dos filtros comúnmente usados son el filtro f_{max} (Hanks, 1982; Boore, 1983):

$$D(f) = \left[1 + \left(\frac{f}{f_{max}} \right)^8 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (2.8)$$

y el filtro κ (Anderson and Hough, 1984):

$$D(f) = \exp(-\pi\kappa f) \quad (2.9)$$

Ambos filtros pueden combinarse o intercambiarse si $f_{max} = 1/(\pi\kappa)$ (Boore, 2003).

■ **Tipo de movimiento** $I(f, n)$

Este filtro permite indicar qué tipo de espectro de Fourier se desea modelar:

$$I(f, n) = (2\pi f i)^n \quad (2.10)$$

donde $i = \sqrt{-1}$ y $n = 0, 1$ or 2 para desplazamiento, velocidad o aceleración respectivamente.

2.3. Método estocástico de fuente finita

El modelado de fuente finita juega un importante rol en la simulación de acelerogramas. Debido a que varios efectos de fuente de un gran terremoto no están incluidos en el modelo de fuente puntual, pero sí son considerados en uno de fuente finita como, (1) la geometría de la falla, (2) heterogeneidades, (3) distribución de deslizamientos, (4) distribución de ruptura y (5) directividad. Estos efectos pueden influenciar profundamente las amplitudes, contenido de frecuencia y duración del movimiento. Desde la simulación de acelerogramas sintéticos considerando funciones de Green empíricas Hartzell (1978) estuvo consciente de estos problemas, por lo que propone subdividir la falla de un terremoto en una grilla de subfuentes, considerando cada subfuente como una fuente puntual. De manera que la contribución de cada subfuente es sumada considerándoles un cierto tiempo de retraso producto de la propagación de la ruptura, obteniendo de este modo un registro de aceleración sintética en algún sitio. Esta idea fue implementada de manera exitosa en varios trabajos que consideran métodos deterministas y/o empíricos (Irikura, 1983; Joyner & Boore, 1986; Heaton & Hartzell, 1986; Somerville et al., 1991; Tumarkin & Archuleta, 1994; Zeng et al., 1994), convirtiéndose en una importante herramienta para la simulación de terremotos. En particular, Beresnev & Atkinson (1997), ocupando esta idea extendieron el método estocástico de fuente puntual a uno de falla finita. La cual experimentó algunos problemas, como que la generación de registros sintéticos depende del número de sub-fallas consideradas y el tamaño de éstas (Beresnev & Atkinson 1998). Por otro lado, Motazedian & Atkinson (2005) mostraron que cuando el número de sub-fallas se incrementa, la energía decrece en frecuencias bajas y crece en altas frecuencias, no conservándose la energía total radiada. Entonces, con el objeto de darle una solución a estas dificultades, Motazedian & Atkinson (2005) introdujeron una frecuencia de esquina dinámica y factores de escalamiento H_{ij} , con los cuales se busca conservar el nivel espectral en alta frecuencia, y garantizar la conservación de la energía radiada. Consiguiendo mejoras en la simulación de acelerogramas (Motazedian & Atkinson 2005; Motazedian & Moinfar 2006; Ghofrani & Atkinson 2013).

Pues bien, al tratar a cada sub-falla como una fuente puntual, los pasos para generar acelerogramas estocásticos ocupando un modelo de falla finita son (Boore, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005a):

1. Generar una banda de ruido blanco Gaussiano (Figura 2.1.a).
2. Darle una envolvente deseada al ruido (Figura 2.1.b).
3. Calcular la transformada de Fourier (*Fast Fourier Transform*) a la señal modulada (Figura 2.1.c).
4. Normalizar el resultado por el RMS de la amplitud espectral.

5. Calcular el espectro de aceleración de la sub-falla ij -ésima a una distancia R_{ij} (ecuación 2.1), tratando a la sub-falla como una fuente puntual, y ocupando un modelo ω^{-2} para la forma espectral (Aki, 1967; Brune, 1970; Boore, 1983, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005a):

$$\tilde{A}_{hij} = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle M_{0ij} FS \cdot PE}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{cij}}\right)^2} G(R_{ij}) \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{Q_s \beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) \quad (2.11)$$

donde $\langle R_{\theta\phi} \rangle$ el patrón de radiación, usualmente promediado sobre todo el azimut (ϕ) y en un rango de valores para θ (Boore & Boatwright, 1984); PR representa la partición de la energía de corte en componentes horizontales ($= 1/\sqrt{2}$); FS corresponde al efecto de superficie libre, tomado como 2 (sólo válido para ondas SH) en la mayoría de las aplicaciones (Boore, 2003); ρ y β son la densidad y la velocidad de las ondas de corte en la vecindad de la fuente respectivamente; Q_s es el factor de calidad de las ondas de corte, cuya función está dada por $Q_s(f) = Q_{0s} f^\mu$; κ es un factor que controla el decaimiento del espectro en alta frecuencia (Anderson & Hough, 1984); M_{0ij} es el momento sísmico escalar asociado a la sub-falla ij -ésima, los cuales son obtenidos ocupando un modelo de distribución de deslizamiento:

$$M_{0ij} = \frac{M_0 s_{ij}}{\sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} s_{ij}} \quad (2.12)$$

donde M_0 corresponde al momento sísmico escalar del terremoto; s_{ij} es el deslizamiento correspondiente a la sub-falla ij -ésima; $\Delta\sigma$ corresponde a la caída de esfuerzos; N_L y N_W corresponden el número de sub-fallas a lo largo y ancho de la falla respectivamente; f_{cij} corresponde a la frecuencia de esquina dinámica (Motazedian & Atkinson, 2005), dada por:

$$f_{cij} = 4,9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{N_R(t) \langle M_{0ij} \rangle} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (2.13)$$

donde $\langle M_{0ij} \rangle$ es el promedio de los momento sísmicos de cada subfalla. f_{cij} es función del número acumulado de subfallas $N_R(t)$ en un tiempo t (para un tiempo total de ruptura t_f se tiene que $N_R(t_f) = N$, donde N es el número total de subfallas que rompieron).

6. Multiplicar la ecuación (2.11) por el ruido espectral normalizado para obtener el espectro de Fourier del movimiento en el sitio asociado a la sub-falla ij -ésima.
7. Calcular la transformada de Fourier inversa (*Inverse fast Fourier transform*) a lo obtenido en el punto anterior, para volver al dominio del tiempo y obtener la aceleración (a_{ij}) asociada a la sub-falla ij -ésima.
8. Cálculo de factores de escalamiento, los cuales buscan garantizar la conservación de la energía radiada (Motazedian & Atkinson, 2005). Estos factores de escalamiento, pueden ser estimados basándose en el espectro de Fourier de aceleración (Motazedian & Atkinson, 2005; Atkinson et al., 2009), cumpliéndose:

$$H_{ij} = \sqrt{\frac{N \sum_k \left(\frac{f_k^2}{1+(f_k/fc)^2} \right)^2}{\sum_k \left(\frac{f_k^2}{1+(f_k/fc_{ij})^2} \right)^2}} \quad (2.14)$$

O bien por (Ghoprani et al., 2013)

$$H_{ij} = \frac{M_0}{M_{0ij}} \sqrt{\frac{\sum_k \left(\frac{f_k^2}{1+(f_k/fc)^2} \right)^2}{N \sum_k \left(\frac{f_k^2}{1+(f_k/fc_{ij})^2} \right)^2}} \quad (2.15)$$

10. Retardar la aceleración simulada asociada a la sub-falla ij-ésima en un tiempo Δt_{ij} , dado por:

$$\Delta t_{ij} = t_{r_{ij}} + t_{v_{ij}} \quad (2.16)$$

el cual considera el tiempo de ruptura ($t_{r_{ij}}$) de la sub-falla considerada y el tiempo de viaje ($t_{v_{ij}}$) de las ondas sísmicas, este último desde el inicio de la ruptura de la sub-falla ij-ésima hasta la llegada de la onda sísmica a la estación considerada.

11. Sumar la contribución de cada sub-falla para obtener la aceleración total en un sitio, considerando los factores de escalamiento obtenidos en el punto 10. De modo que:

$$A_T(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} H_{ij} a_{ij}(t - \Delta t_{ij}) \quad (2.17)$$

Donde N_L y N_W son el número de sub-fallas en la dirección del *strike* y el *dip* respectivamente.

2.4. Conclusiones

El método estocástico ha resultado ser una buena herramienta de simulación de acelerogramas en frecuencias de interés para la ingeniería sísmica ($> 0,1 Hz$) (Boore, 2003). Para este propósito se han desarrollado una variedad de modelos de modo que la buena elección del modelo, método o técnicas de simulación dependerá mucho del tipo de terremoto que se desee simular. En particular, el modelo de fuente puntual no resulta ser una buena aproximación para simular terremotos de gran magnitud, debido a que hay varios efectos que no considera. Incluso pueden existir diferencias significativas entre el modelo de fuente puntual y fuente finita para la simulación de terremotos de magnitud moderada (Atkinson et al., 2009). De todos modos, la formulación del método estocástico de fuente puntual ha sido indispensable en el desarrollo del método estocástico de fuente finita. Ahora bien, tanto el método estocástico de fuente puntual como el de fuente finita han sido desarrollados principalmente para terremotos superficiales y con un enfoque ingenieril, considerando sólo ondas S y permitiendo generar registros sintéticos sólo para una componente horizontal, lo cual puede llevar a importantes diferencias cuando se compara acelerogramas simulados con observados. Estas diferencias suelen acentuarse para terremotos profundos y de gran magnitud como los de subducción, que es el caso de interés de esta tesis.

Capítulo 3

Método estocástico de fuente finita modificado

3.1. Introducción

Los métodos estocásticos desarrollados para la simulación de acelerogramas han resultado ser una herramienta práctica, siendo muy útiles para el diseño de obras de ingeniería y la evaluación del peligro sísmico, sobre todo para lugares donde no se cuenta con registros de terremotos.

En contraparte, el enfoque sismológico de estos métodos estocásticos no ha sido muy acabado, dado que sólo consideran ondas S, y permiten generar acelerogramas artificiales sólo para una componente horizontal, lo cual tiene un sentido práctico si se considera que la energía radiada por las ondas S es varias veces más grande que la energía radiada por las ondas P (Boatwright & Fletcher, 1984), y la hipótesis que los rayos sísmicos llegan completamente perpendiculares a la superficie de la Tierra debido al cambio de velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad. Como esta última consideración no representa fielmente lo que ocurre en la realidad, resulta interesante proponer una metodología que considere ondas P y S, y además permita generar acelerogramas con componentes horizontales y vertical.

En este capítulo se describe una metodología para la simulación de acelerogramas, la cual considera:

- Modelación estocástica de espectros de aceleración para ondas P, SV y SH.
- Ángulo de incidencia entre la dirección del rayo sísmico directo y la vertical a la superficie de la Tierra. Para esto se considera sólo el rayo directo dado que se asume que pierde menos energía al propagarse desde la fuente al punto de observación. Sin embargo en el futuro podría extenderse esta metodología para considerar rayos que se reflejan y/o refractan.
- Propagación de rayos sísmicos por un medio homogéneo y un medio de capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo.
- Ángulo azimutal entre la fuente considerada y el punto de observación.
- Efectos de superficie libre y factor de partición de la energía dependiendo del ángulo de incidencia (θ) para ondas SH, SV y P.

Por otra parte, como el objetivo principal de este trabajo es la simulación de un mega-terremoto ($M_W 9,0$) en el Norte de Chile, se ocupará un modelo de fuente finita en vez de uno de fuente puntual, dado que este último no considera algunos efectos que son importantes en la simulación de grandes terremotos, tal como se mencionó en el capítulo anterior.

3.2. Metodología

Los métodos estocásticos propuestos por Boore (1983, 2003), Beresnev & Atkinson (1997) y Motazedian & Atkinson (2005) modelan el espectro de aceleración para una componente horizontal asociado al desplazamiento en campo lejano producto de una dislocación puntual de cizalla en un espacio elástico homogéneo (Beresnev & Atkinson, 1997):

$$\mathbf{u}(\mathbf{x},t) = \frac{\mathcal{F}^S \mu A \dot{\mathbf{u}}(t - r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \quad (3.1)$$

donde \mathcal{F}^S corresponde al patrón de radiación de las ondas S; μ es el módulo de cizalladura; A es el área de ruptura; $\dot{\mathbf{u}}$ es la velocidad de deslizamiento promedio entre ambas caras de la falla; ρ es la densidad del medio donde está inmersa la fuente; β es la velocidad de las ondas S; r la distancia entre la fuente y el punto de observación.

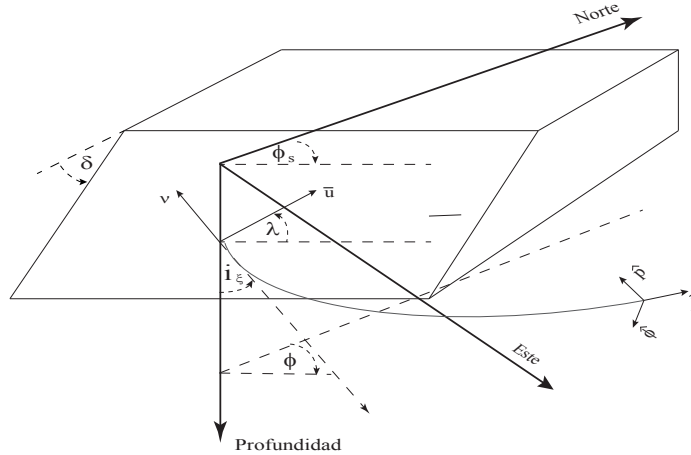


Figura 3.1: Esquema sacado de Aki & Richards, 2002, pág. 109. Esta figura muestra los parámetros ϕ_s (*strike*) y δ (*dip*), los cuales definen la orientación del plano de falla; el parámetro λ (*rake*), el cual indica la dirección del deslizamiento; el ángulo ϕ que corresponde al azimut y el ángulo i_ξ correspondiente al ángulo emergente del rayo. Además los vectores unitarios \hat{l} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ permiten descomponer el desplazamiento de partícula producto de ondas P, SV y SH respectivamente. Por último, este sistema permite obtener una dependencia explícita del patrón de radiación de ondas P, SV y SH en términos de $(\phi_s, \delta, \lambda, i_\xi, \phi)$.

En este capítulo se propone modelar los espectros de aceleración generados por la ruptura de la sub-falla ij -ésima, basándose en el desplazamiento debido a ondas P, SV y SH, cuyas ecuaciones

son (Aki & Richards, 2002; Figura 3.1):

$$\vec{u}^P(x,t) = \frac{\mathcal{F}^P \mu A \dot{u}(t-r/\alpha)}{4\pi\rho\alpha^3 r} \hat{r} \quad (3.2)$$

$$\vec{u}^{SV}(x,t) = \frac{\mathcal{F}^{SV} \mu A \dot{u}(t-r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \hat{p} \quad (3.3)$$

$$\vec{u}^{SH}(x,t) = \frac{\mathcal{F}^{SH} \mu A \dot{u}(t-r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \hat{\phi} \quad (3.4)$$

Donde \mathcal{F}^P , \mathcal{F}^{SV} y \mathcal{F}^{SH} corresponden a los patrones de radiación de las ondas P , SV y SH respectivamente; α y β a la velocidad de las ondas P y S respectivamente.

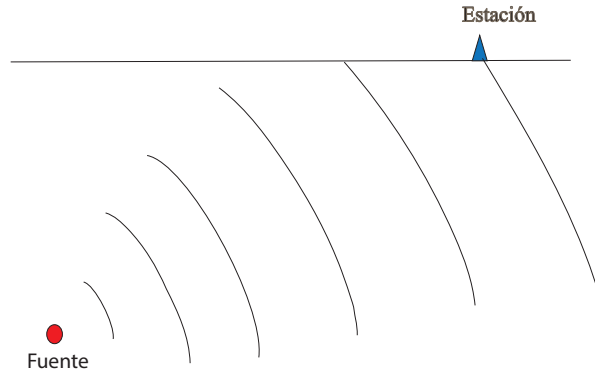


Figura 3.2: Ondas esféricas generadas por una fuente puntual, las cuales pueden ser tratadas como ondas planas en un punto de observación suficientemente lejos de la fuente.

Ahora bien, para simplificar los cálculos en este trabajo se consideran ondas planas arribando a la superficie de la Tierra (Figura 3.2), lo cual es una buena aproximación cuando el punto de observación está lo suficientemente lejos de la fuente, sobre todo para el caso de altas frecuencias (Aki & Richard, 2002, Pág. 120). De esta manera y no considerando efectos de superficie libre en primera instancia, las ondas planas SV , SH y P generan desplazamientos \vec{u}^{SV} , \vec{u}^{SH} y \vec{u}^P en el punto \mathbf{O} (Figura 3.3), tal que al descomponerlos en el sistema coordenado (h, r, z) se cumple:

$$\vec{u}^P(\mathbf{x},t) = PE_r^P u^P \hat{r} + PE_z^P u^P \hat{z} \quad (3.5)$$

$$\vec{u}^{SV}(\mathbf{x},t) = PE_r^{SV} u^{SV} \hat{r} + PE_z^{SV} u^{SV} \hat{z} \quad (3.6)$$

$$\vec{u}^{SH}(\mathbf{x},t) = PE_h^{SH} u^{SH} \hat{h} \quad (3.7)$$

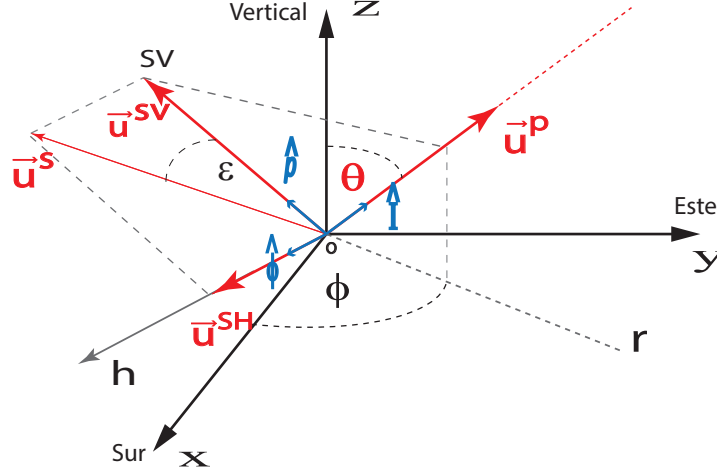


Figura 3.3: Desplazamiento debido a ondas planas P, SV y SH relativo al sistema coordenado (r, h, z) y al sistema coordenado (x, y, z) sin considerar efectos de superficie libre.

donde $u^P = \|\vec{u}^P\|$, $u^{SV} = \|\vec{u}^{SV}\|$ y $u^{SH} = \|\vec{u}^{SH}\|$ corresponden a la parte escalar de las ecuaciones (3.2), (3.3) y (3.4) respectivamente; PE_r^P , PE_z^P , PE_r^{SV} , PE_z^{SV} y PE_h^{SH} corresponden a los factores de partición de la energía (siguiendo terminología de Boore, 2003) o factores que permiten descomponer los desplazamientos \vec{u}^P , \vec{u}^{SV} y \vec{u}^{SH} , que están en la dirección de los vectores unitarios $(\hat{I}, \hat{p}, \hat{\phi})$ en el sistema coordenado (h, r, z) .

Por otra parte, llamando \vec{u}^{SV} , \vec{u}^{SH} y \vec{u}^P (Figura 3.7) a los desplazamientos que producen las ondas SV, SH y P en el punto \mathbf{O} debidos al efecto de la superficie libre de la Tierra, se tiene que al descomponer estos desplazamientos en el sistema coordenado (h, r, z) se cumple:

$$\vec{u}^P(\mathbf{x}, t) = \bar{u}_r^P \hat{r} + \bar{u}_z^P \hat{z} \quad (3.8)$$

$$\vec{u}^{SV}(\mathbf{x}, t) = \bar{u}_r^{SV} \hat{r} + \bar{u}_z^{SV} \hat{z} \quad (3.9)$$

$$\vec{u}^{SH}(\mathbf{x}, t) = \bar{u}_h^{SH} \hat{h} \quad (3.10)$$

de esta manera las partes escalares del desplazamiento en cada componente para ondas P, SV y SH en ausencia del efecto de superficie libre y considerando los efectos de superficie libre se relacionan como:

$$\begin{pmatrix} \bar{u}_r^{SV} \\ \bar{u}_z^{SV} \\ \bar{u}_h^{SH} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} FS_r^{SV} & 0 & 0 \\ 0 & FS_z^{SV} & 0 \\ 0 & 0 & FS_h^{SH} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} PE_r^{SV} u^{SV} \\ PE_z^{SV} u^{SV} \\ PE_h^{SH} u^{SH} \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

$$\begin{pmatrix} \bar{u}_r^P \\ \bar{u}_z^P \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} FS_r^P & 0 \\ 0 & FS_z^P \end{pmatrix} \begin{pmatrix} PE_r^P u^P \\ PE_z^P u^P \end{pmatrix} \quad (3.12)$$

donde FS_r^P , FS_z^P , FS_r^{SV} , FS_z^{SV} y FS_h^{SH} corresponden a los factores de la superficie libre de la Tierra.

Con estas consideraciones presente, los espectros de Fourier de aceleración¹ ij-ésimos asociados a los desplazamientos \bar{u}_r^P , \bar{u}_z^P , \bar{u}_r^{SV} , \bar{u}_z^{SV} y \bar{u}_h^{SH} pueden ser modelados de la siguiente manera:

$$\tilde{A}_{r_{ij}}^{SV} = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SV} M_{0_{ij}} F S_{r_{ij}}^{SV} P E_{r_{ij}}^{SV}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}}^S}\right)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{Q_s \beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (3.13)$$

$$\tilde{A}_{z_{ij}}^{SV} = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SV} M_{0_{ij}} F S_{z_{ij}}^{SV} P E_{z_{ij}}^{SV}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}}^S}\right)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{Q_s \beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (3.14)$$

$$\tilde{A}_{h_{ij}}^{SH} = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SH} M_{0_{ij}} F S_{h_{ij}}^{SH} P E_{h_{ij}}^{SH}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}}^S}\right)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{Q_s \beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (3.15)$$

$$\tilde{A}_{r_{ij}}^P = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle^P M_{0_{ij}} F S_{r_{ij}}^P P E_{r_{ij}}^P}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}}^P}\right)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{Q_p \alpha}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (3.16)$$

$$\tilde{A}_{z_{ij}}^P = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle^P M_{0_{ij}} F S_{z_{ij}}^P P E_{z_{ij}}^{SV}}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}}^P}\right)^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(-\frac{\pi f R_{ij}}{Q_p \alpha}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (3.17)$$

donde $\langle R_{\theta\phi} \rangle^P$, $\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SV}$ y $\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SH}$ corresponden a los patrones de radiación promedio (se consideran efectos de radiación promedio debido a los efectos de las heterogeneidades en la fuente sísmica) para las ondas P, SV y SH respectivamente; ρ es la densidad en una vecindad de la sub-fuente; α y β son la velocidad de las ondas P y S en una vecindad de la sub-fuente; $M_{0_{ij}}$ es el momento sísmico ij-ésimo; R_{ij} corresponde a la distancia entre la sub-falla ij-ésima y el punto de observación; $P E_{r_{ij}}^P$, $P E_{z_{ij}}^P$, $P E_{r_{ij}}^{SV}$, $P E_{z_{ij}}^{SV}$ y $P E_{h_{ij}}^{SH}$ corresponden a los factores de partición de energía ij-ésimos; $F S_{r_{ij}}^P$, $F S_{z_{ij}}^P$, $F S_{r_{ij}}^{SV}$, $F S_{z_{ij}}^{SV}$ y $F S_{h_{ij}}^{SH}$ corresponden a los factores de superficie libre ij-ésimos; Q_p y Q_s corresponden a los factores de calidad asociados a las ondas P y S (ver ecuación 2.5); $G(R_{ij})$ corresponde a la atenuación geométrica (ecuación 2.6); $\Omega = 1/(1 + (f/f_{c_{ij}})^\gamma)$ corresponde a la forma funcional del espectro de la fuente, de manera que si $\gamma = 2$ se tiene un modelo de Brune (Apéndice A.2.1); $f_{c_{ij}}^S$ y $f_{c_{ij}}^P$ corresponden a las frecuencias de esquina dinámicas asociadas a las ondas S y P para la sub-falla ij-ésima, donde $f_{c_{ij}}^S$ es evaluada según ecuación (2.13) y $f_{c_{ij}}^P$ según ecuación (3.97).

3.2.1. Partición de la Energía

Al considerar patrones de radiación promedio en este trabajo se introducen factores de partición de la energía con el objeto de descomponer el desplazamiento de una partícula -en ausencia del

¹ El espectro de Fourier de aceleración se relaciona con el espectro de Fourier de desplazamiento por $\bar{A} = (2\pi f)^2 \bar{D}$.

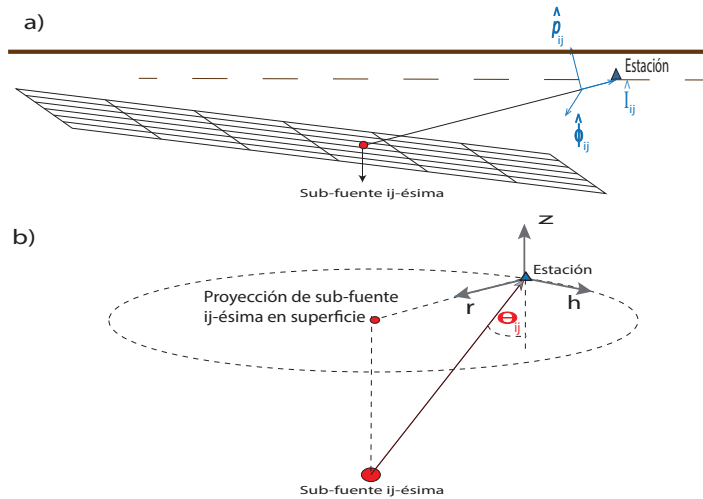


Figura 3.4: a) Esquema que muestra la propagación de un rayo directo (ij-ésimo) por un medio homogéneo desde la sub-fuente (ij-ésima) al punto de observación. b) Esquema que muestra la definición del sistema coordenado (r, h, z) para cada par subfuente-estación, el cual considera una componente radial (r), tangencial (h) y vertical (z).

efecto de superficie libre- en un sistema coordenado deseado. En el presente trabajo el sistema coordenado deseado corresponde al sistema coordenado (r, h, z) , pues como las ondas SV y P generan desplazamiento de partícula en el plano de incidencia del rayo sísmico y las ondas SH en una componente perpendicular a este plano (Figura 3.3), es natural descomponer los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ en el sistema coordenado (r, h, z) , donde r corresponde a una componente radial, h a una componente tangencial y z a una componente vertical (Figura 3.4 y fig:PE). De esta forma se cumple:

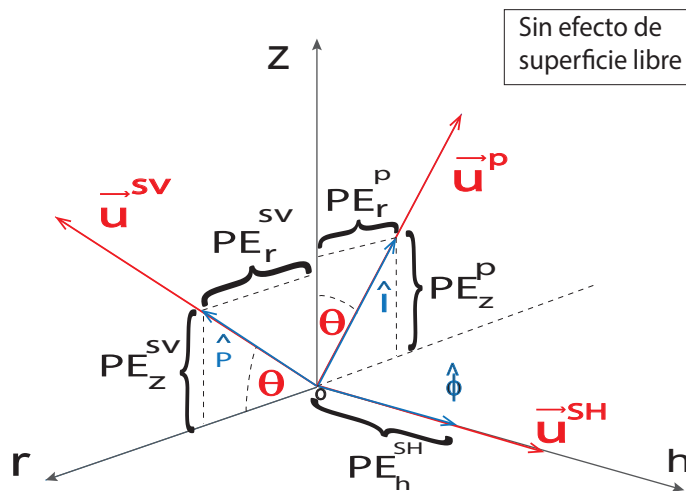


Figura 3.5: Esquema que relaciona los factores de partición de la energía con los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} y \hat{z} descompuestos en el sistema coordenado (r, h, z) , donde se ha considerado el desplazamiento -en un punto de observación- debido a ondas P, SV y SH en ausencia del efecto de la superficie libre.

$$\hat{I} = -\sin\theta\hat{r} + \cos\theta\hat{z} \quad (3.18)$$

$$\hat{p} = \cos\theta\hat{r} + \sin\theta\hat{z} \quad (3.19)$$

$$\hat{\phi} = \hat{h} \quad (3.20)$$

luego, los factores de partición de la energía para el elemento ij -ésimo (Figura 3.5) se pueden relacionar de la siguiente forma:

$$\hat{I} = PE_r^P \hat{r} + PE_z^P \hat{z} \quad (3.21)$$

$$\hat{p} = PE_r^{SV} \hat{r} + PE_z^{SV} \hat{z} \quad (3.22)$$

$$\hat{\phi} = PE_h^{SH} \hat{h} \quad (3.23)$$

De este modo se cumple

$$PE_{r_{ij}}^P = \hat{I}_{ij} \cdot \hat{r}_{ij} \quad (3.24)$$

$$PE_{z_{ij}}^P = \hat{I}_{ij} \cdot \hat{z}_{ij} \quad (3.25)$$

$$PE_{r_{ij}}^{SV} = \hat{p}_{ij} \cdot \hat{r}_{ij} \quad (3.26)$$

$$PE_{z_{ij}}^{SV} = \hat{p}_{ij} \cdot \hat{z}_{ij} \quad (3.27)$$

$$PE_{h_{ij}}^{SV} = \hat{\phi}_{ij} \cdot \hat{h}_{ij} \quad (3.28)$$

Ahora, al considerar la definición de producto punto entre vectores se obtiene (Figura 3.5):

$$PE_{r_{ij}}^P = -\sin\theta_{ij} \quad (3.29)$$

$$PE_{z_{ij}}^P = \cos\theta_{ij} \quad (3.30)$$

$$PE_{r_{ij}}^{SV} = \cos\theta_{ij} \quad (3.31)$$

$$PE_{z_{ij}}^{SV} = \sin\theta_{ij} \quad (3.32)$$

$$PE_{h_{ij}}^{SV} = 1 \quad (3.33)$$

Finalmente, la Figura 3.6 muestra los gráficos del valor absoluto de los factores de partición de la energía en función del ángulo de incidencia θ .

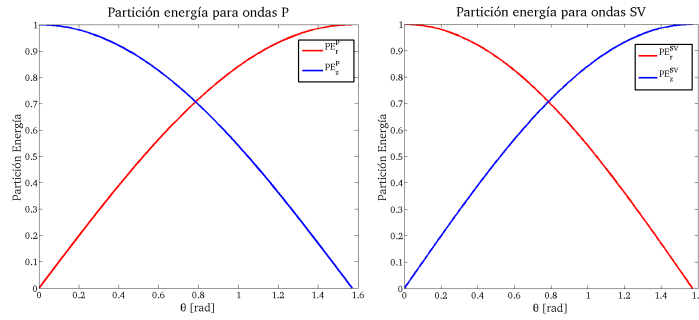


Figura 3.6: Gráficos del valor absoluto de los factores de partición de la energía en función de θ .

3.2.2. Efecto de superficie libre

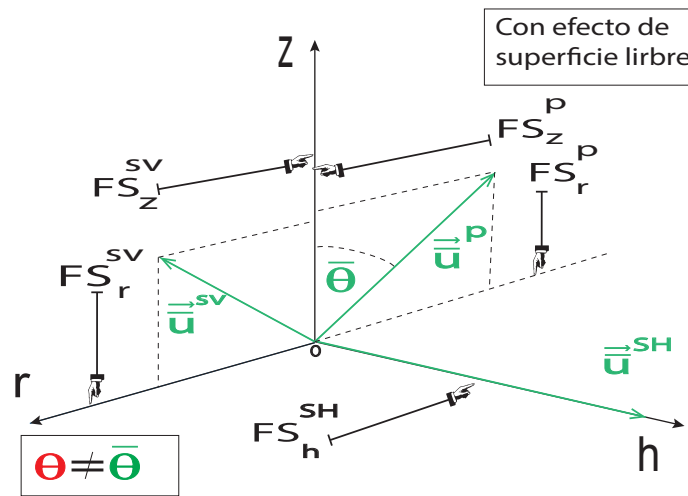


Figura 3.7: Desplazamiento en componentes r, h y z debido a ondas P, SV y SH considerando el efecto de superficie libre en el punto de observación.

El efecto de la superficie libre trata de incorporar en el modelo el efecto que se produce cuando las ondas sísmicas llegan a la superficie de la Tierra. Este fenómeno se fundamenta en el hecho que cuando las ondas sísmicas llegan a la superficie sufren una reflexión de modo que el movimiento experimentado en el punto de observación corresponde a la suma vectorial del desplazamiento producto de la onda incidente y el desplazamiento producto de la onda reflejada (ver apéndice A.3.1). Esta suma hace que los desplazamientos totales en cada componente no sean como los mostrados en la Figura 3.5, sino como los mostrados en la Figura 3.7.

En este trabajo los factores de superficie libre se obtienen considerando la amplitud de desplazamiento (en alguna componente) de una partícula en un punto de observación producto de la aproximación de ondas planas P, SV y SH arribando a la superficie y la amplitud del desplazamiento debido a ondas planas P, SV y SH en ausencia del efecto de superficie libre. Por tanto, con la aproximación de ondas planas presente, el factor de superficie libre ij -ésimo en la componente m ($m = r, h$ o z) producto de la onda K ($K = P, SV$ o SH) es calculado considerando la razón entre la

amplitud de desplazamiento de una partícula debido al efecto de superficie libre ($\bar{A}_{m_{ij}}^K$) y la amplitud de desplazamiento en ausencia de este efecto ($A_{m_{ij}}^K$), (Figura 3.7), es decir,

$$FS_{m_{ij}}^K = \frac{\bar{A}_{m_{ij}}^K}{A_{m_{ij}}^K} \quad (3.34)$$

Esta expresión es aplicable sólo para las componente donde las ondas P, SV o SH generan movimiento de partícula. Ahora, considerando que se conoce el ángulo de incidencia del frente de ondas planas arribando en superficie y, la amplitud de desplazamientos de las ondas sísmicas incidentes, se tiene que los desplazamientos producto de las ondas P, SV y SH -al considerar el efecto de superficie libre- pueden ser obtenidos ocupando teoría de rayos (Ewing, 1957; Udias, 1999).

■ **Obtención de factores de superficie libre FS_r^P y FS_z^P**

El desplazamiento \vec{u}^P en $r = z = 0$ en ausencia del efecto de superficie libre es (Figura 3.3; ecuación (A.3.1) considerando $r = x_1$, $h = x_2$, $z = x_3$, $\varepsilon = 0$ y $k_\alpha \cdot \alpha = \omega$):

$$\vec{u}^P = A^P e^{-i\omega t} \hat{I} \quad (3.35)$$

y tomando la parte real para darle un sentido físico, se obtiene

$$\vec{u}^P = A^P \cos \omega t \hat{I} \quad (3.36)$$

de manera que sus componentes en los ejes r y z son (Figura 3.5):

$$u_r^P = (A^P \cos \omega t) \sin \theta \quad (3.37)$$

$$u_z^P = (A^P \cos \omega t) \cos \theta \quad (3.38)$$

y las amplitudes en las componentes r y z

$$A_r^P = A^P \sin \theta \quad (3.39)$$

$$A_z^P = A^P \cos \theta \quad (3.40)$$

Por otra parte, considerando el efecto de superficie libre (Figura 3.8) en el punto de observación el desplazamiento \vec{u}^P puede ser descompuesto en una componente radial (\vec{u}_r^P) y otra vertical (\vec{u}_z^P), (Figura 3.7), obteniéndose (Jiang et al., 1998):

$$\vec{u}_r^P = A^P (\sin \theta + B_1 \sin \theta + B_2 \cos \alpha) \cos \omega t \quad (3.41)$$

$$\vec{u}_z^P = A^P (\cos \theta - B_1 \cos \theta + B_2 \sin \alpha) \cos \omega t \quad (3.42)$$

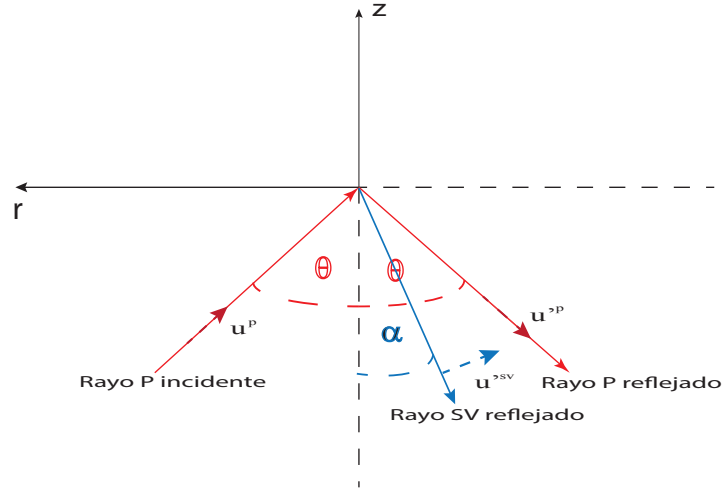


Figura 3.8: Efecto de superficie libre para ondas P incidentes

donde A^P es la amplitud del desplazamiento debido a ondas incidentes P; θ es el ángulo de incidencia y reflexión de las ondas P, y α el ángulo de reflexión de las ondas SV, dado por:

$$\alpha = \arcsin\left(\frac{V_s}{V_p} \sin \theta\right) \quad (3.43)$$

V_s y V_p son la velocidad de las ondas S y P respectivamente. Además

$$B_1 = \frac{\sin 2\theta \sin 2\alpha - \kappa^2 \cos^2 2\alpha}{\sin 2\theta \sin 2\alpha + \kappa^2 \cos^2 2\alpha} \quad (3.44)$$

$$B_2 = \frac{2\kappa \sin 2\theta \cos 2\alpha}{\sin 2\theta \sin 2\alpha + \kappa^2 \cos^2 2\alpha} \quad (3.45)$$

donde $\kappa = V_p/V_s$.

De este modo las amplitudes \bar{A}_r^P y \bar{A}_z^P del desplazamiento debidas al efecto de la superficie libre quedan determinadas por

$$\bar{A}_r^P = A^P(\sin \theta + B_1 \sin \theta + B_2 \cos \alpha) \quad (3.46)$$

y

$$\bar{A}_z^P = A^P(\cos \theta - B_1 \cos \theta + B_2 \sin \alpha) \quad (3.47)$$

cuyos gráficos por unidad de A^P se muestran en la Figura (3.9) en función de θ .

Por lo tanto, los factores de superficie libre quedan determinados por

$$FS_r^P = \frac{\bar{u}_r^P}{u_r^P} = \frac{\bar{A}_r^P}{A_r^P}$$

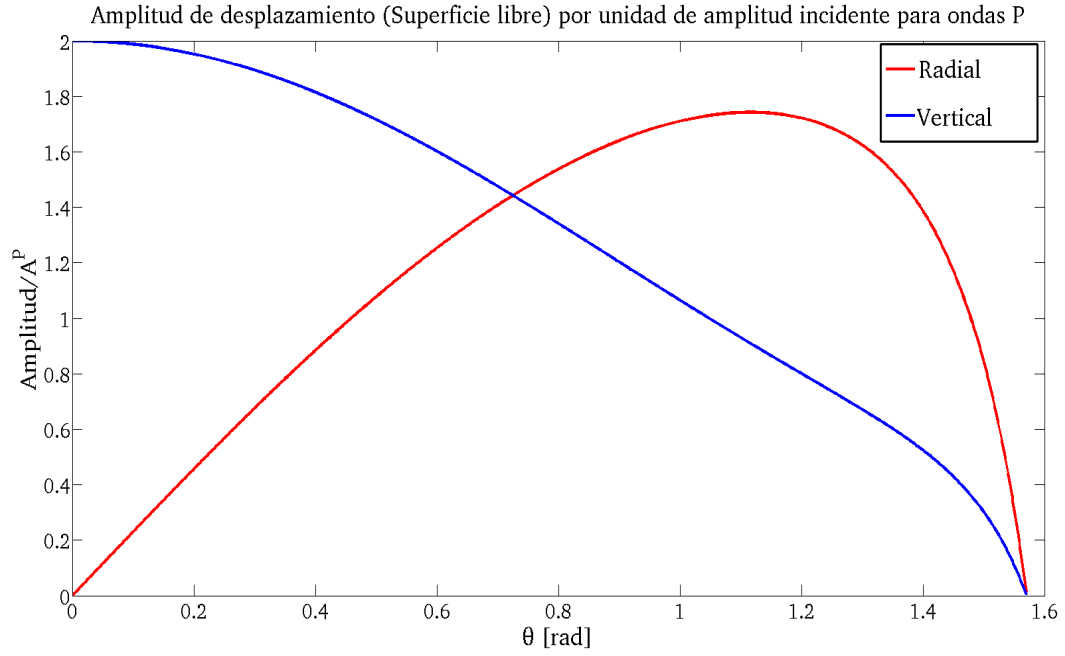


Figura 3.9: \bar{A}_r^P/A^P y \bar{A}_z^P/A^P considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$

$$FS_z^P = \frac{\bar{u}_z^P}{u_z^P} = \frac{\bar{A}_z^P}{A_z^P}$$

resultando (Jiang et al., 1998)

$$FS_r^P = 1 + B_1 + B_2 \frac{\cos \alpha}{\sin \theta} \quad (3.48)$$

$$FS_z^P = 1 - B_1 + B_2 \frac{\sin \alpha}{\cos \theta} \quad (3.49)$$

cuyos gráficos se muestran en la Figura 3.10 en función de θ .

■ **Obtención de factores de superficie libre FS_r^{SV} , FS_z^{SV} y FS_h^{SH}**

Los desplazamientos \vec{u}^{SV} y \vec{u}^{SH} en $r = z = 0$ en ausencia del efecto de superficie libre son (Figura 3.3; ecuación (A.3.1) considerando $r = x_1$, $h = x_2$, $z = x_3$, $\varepsilon = 0$ y $k_\alpha \cdot \alpha = \omega$):

$$u_r^{SV} = (A^{SV} \cos \omega t) \cos \theta \quad (3.50)$$

$$u_z^P = (A^{SV} \cos \omega t) \sin \theta \quad (3.51)$$

$$u_h^{SH} = (A^{SH} \cos \omega t) \quad (3.52)$$

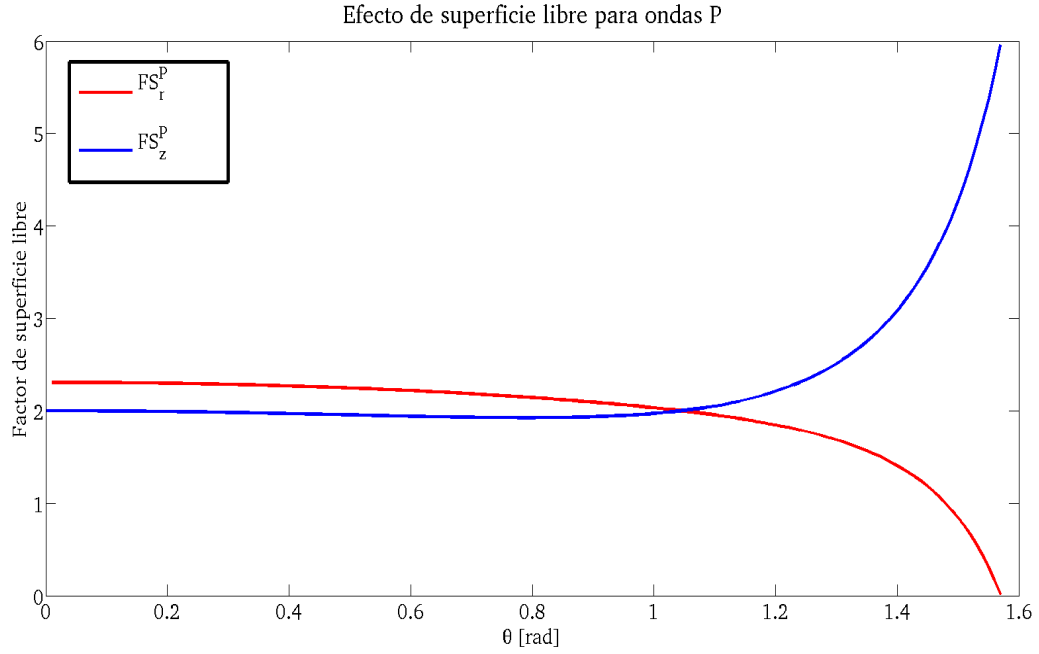


Figura 3.10: Factores de superficie libre para ondas P, considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$

cuyas amplitudes en las componentes r , h y z son (Figura 3.7):

$$A_r^{SV} = A^{SV} \cos \theta \quad (3.53)$$

$$A_z^{SV} = A^{SV} \sin \theta \quad (3.54)$$

$$A_h^{SH} = A^{SH} \quad (3.55)$$

Por otra parte, considerando el efecto de superficie libre en el punto de observación el desplazamiento \vec{u}^{SV} puede ser descompuesto en una componente radial (\vec{u}_r^{SV}) y otra vertical (\vec{u}_z^{SV}). El desplazamiento \vec{u}^{SH} por su parte sólo tiene componente horizontal (Figura 3.7), de manera que si $C = V_s/V_p$, se cumple:

- Para $\theta < \arcsin C$ (Nuttli, 1961):

$$\vec{u}_h^{SH} = 2A^{SH} \cos(\omega t) \quad (3.56)$$

$$\vec{u}_r^{SV} = A^{SV} (\cos \theta - f1 \cos \theta + f2 \sin \alpha) \cos \omega t \quad (3.57)$$

$$\vec{u}_z^{SV} = A^{SV} (\sin \theta + f1 \sin \theta + f2 \cos \alpha) \cos \omega t \quad (3.58)$$

$$f1 = \frac{-(\cos^2 2\theta - C^2 \sin 2\theta \sin 2\alpha)}{\cos^2 2\theta + C^2 \sin 2\theta \sin 2\alpha} \quad (3.59)$$

$$f2 = \frac{2C \sin 2\theta \cos 2\theta}{\cos^2 2\theta + C^2 \sin 2\theta \sin 2\alpha} \quad (3.60)$$

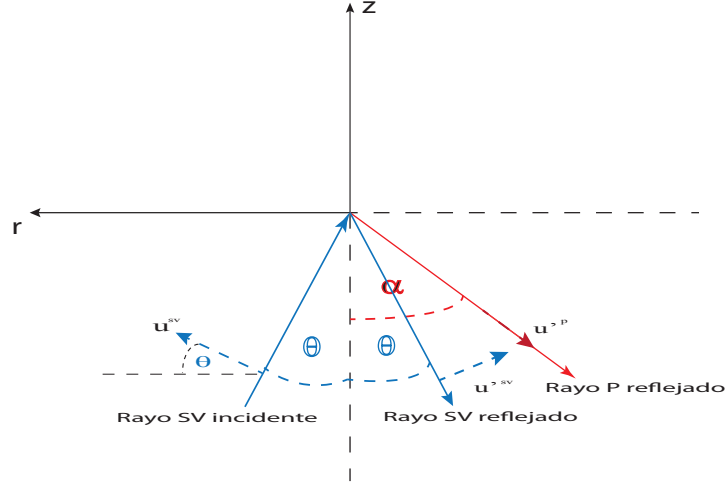


Figura 3.11: Efectos de superficie libre para ondas SV incidentes.

A^{SH} y A^{SV} corresponden a las amplitudes del desplazamiento debido a ondas incidentes SH y SV respectivamente (en ausencia del efecto de superficie libre), y por tanto las amplitudes del desplazamiento \bar{A}_r^{SV} , \bar{A}_z^{SV} y \bar{A}_h^{SH} (Figura 3.12) son:

$$\bar{A}_r^{SV} = A^{SV} (\cos \theta - f1 \cos \theta + f2 \sin \alpha) \quad (3.61)$$

$$\bar{A}_h^{SH} = 2A^{SH} \quad (3.62)$$

$$\bar{A}_z^{SV} = A^{SV} (\sin \theta + f1 \sin \theta + f2 \cos \alpha) \quad (3.63)$$

- Para $\theta > \arcsin C$, (Nuttli, 1961):

$$\bar{u}_h^{SH} = 2A^{SH} \cos(\omega t) \quad (3.64)$$

$$\bar{u}_r^{SV} = \frac{2A^{SV} \cos(2\theta)}{\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta} \times \left[\cos^2 2\theta \cos \theta \cos \omega t + \sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin^2 2\theta \sin \omega t \right] \quad (3.65)$$

$$\bar{u}_z^{SV} = \frac{2A^{SV} \sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin 2\theta}{\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta} \times \left[2\sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin \theta \sin 2\theta \cos \omega t + \cos^2 2\theta \sin \omega t \right] \quad (3.66)$$

Como estas expresiones traen dificultades para obtener el factor de superficie libre, en este trabajo se propone usar la relación $a \cos x + b \sin x = R \cos(x - \varphi)$, donde $R = \sqrt{a^2 + b^2}$ y $\varphi = \arctan(b/a)$. De esta manera las ecuaciones (3.65) y (3.2.2) pueden escribirse como

$$\bar{u}_h^{SH} = 2A^{SH} \cos(\omega t) \quad (3.67)$$

$$\bar{u}_r^{SV} = \frac{2A^{SV} \cos(2\theta)}{\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta} R_r \cos(\omega t - \varphi_r) \quad (3.68)$$

$$\bar{u}_z^{SV} = \frac{2A_{sv} \sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin 2\theta}{\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta} R_z \cos(\omega t - \varphi_z) \quad (3.69)$$

así las amplitudes \bar{A}_r^{SV} , \bar{A}_z^{SV} (Figura 3.12) y \bar{A}_h^{SH} quedan determinadas por:

$$\bar{A}_r^{SV} = \frac{2A^{SV} \cos(2\theta)}{\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta} R_r \quad (3.70)$$

$$\bar{A}_h^{SH} = 2A^{SH} \quad (3.71)$$

$$\bar{A}_z^{SV} = \frac{2A^{SV} \sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin 2\theta}{\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta} R_z \quad (3.72)$$

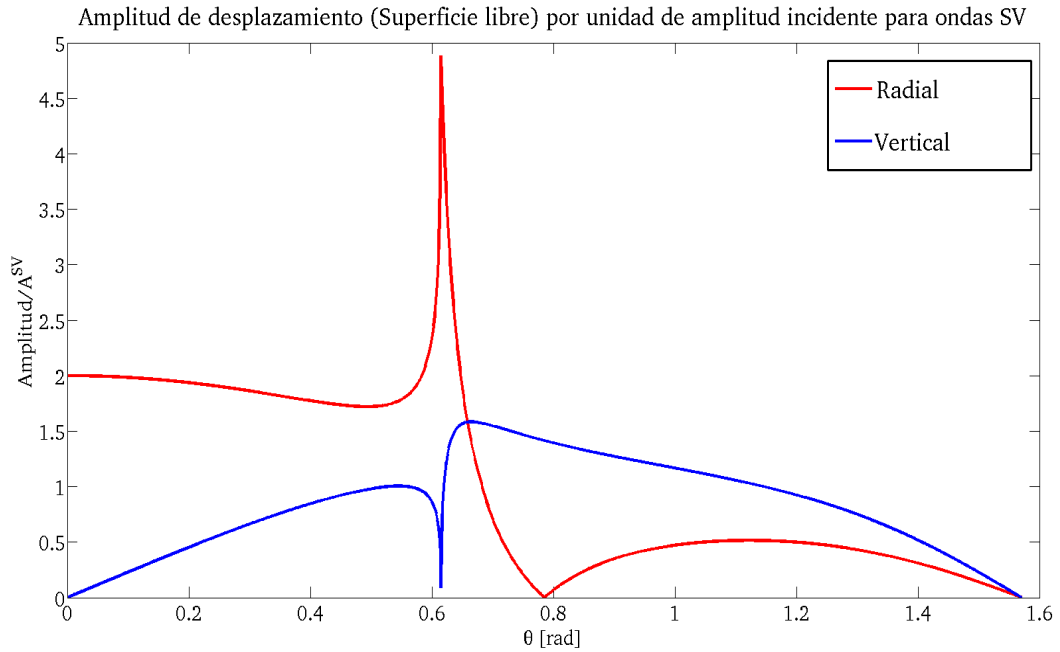


Figura 3.12: Amplitudes de desplazamiento \bar{A}_r^{SV} y \bar{A}_z^{SV} por unidad de amplitud incidente (A^{SV}), considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$.

Por lo tanto, los factores de superficie libre para

- $\theta < \arcsin C$, son:

$$FS_h^{SH} = \frac{\bar{A}_h^{SH}}{A_h^{SH}} = \frac{\bar{A}^{SH}}{A^{SH}}$$

$$FS_r^{SV} = \frac{\bar{A}_r^{SV}}{A_r^{SV}}$$

$$FS_z^{SV} = \frac{\bar{A}_z^{SV}}{A_z^{SV}}$$

resultando

$$FS_h^{SH} = 2 \quad (3.73)$$

$$FS_r^{SV} = 1 - f1 + f2 \frac{\sin \alpha}{\cos \theta} \quad (3.74)$$

$$FS_z^{SV} = 1 + f1 + f2 \frac{\cos \alpha}{\sin \theta} \quad (3.75)$$

- $\theta > \arcsin \theta$

$$FS_h^{SH} = 2 \quad (3.76)$$

$$FS_r^{SV} = \frac{2 \cos(2\theta)}{(\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta)} \frac{R_r}{\cos \theta} \quad (3.77)$$

$$FS_z^{SV} = \frac{2\sqrt{\sin^2 \theta - C^2} \sin 2\theta}{(\cos^4 2\theta + 4(\sin^2 \theta - C^2) \sin^2 2\theta \sin^2 \theta)} \frac{R_z}{\sin \theta} \quad (3.78)$$

Cuyos gráficos se muestran en la Figura 3.13 en función de θ .

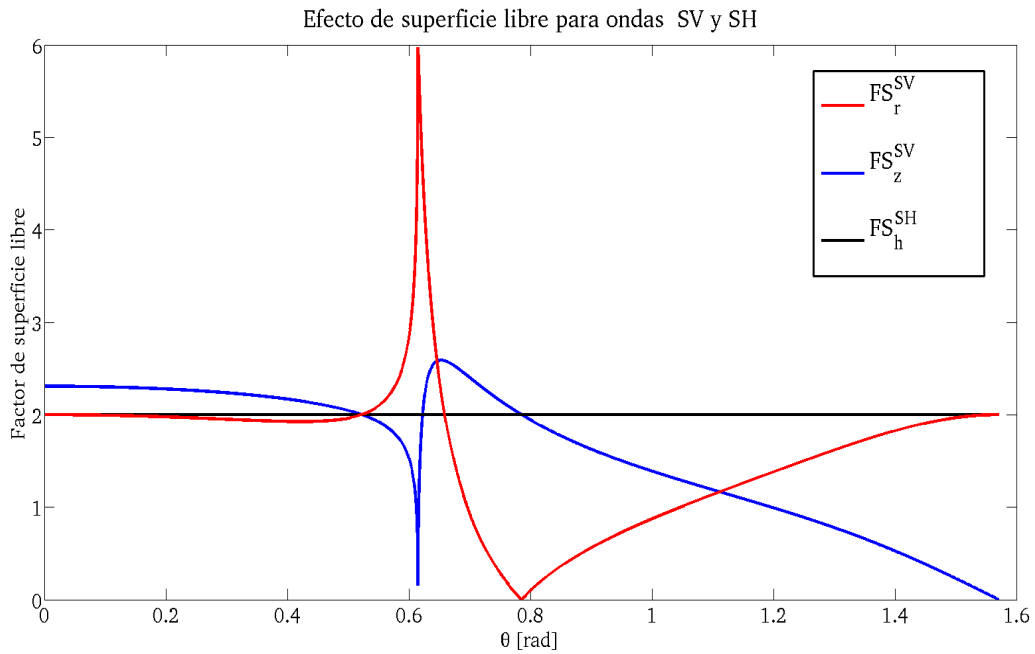


Figura 3.13: Factores de superficie libre para ondas SV y SH, considerando $V_p/V_s = \sqrt{3}$

3.2.3. Obtención del ángulo de incidencia considerando propagación de rayo sísmico en un medio homogéneo

Al considerar un medio homogéneo, las ondas sísmicas que se generan producto de una fuente puntual son esféricas, las cuales viajan a velocidad constante. Por otro lado, el rayo sísmico que da cuenta de la propagación del frente de onda describirá una trayectoria rectilínea desde la fuente puntual al punto de observación (Figura 3.14). De modo que el ángulo de incidencia (θ_{ij}) -asociado a la sub-falla ij -ésima- que forma el rayo sísmico con respecto a la vertical a la superficie de la Tierra puede ser determinado ocupando la definición de producto punto entre vectores. Es decir,

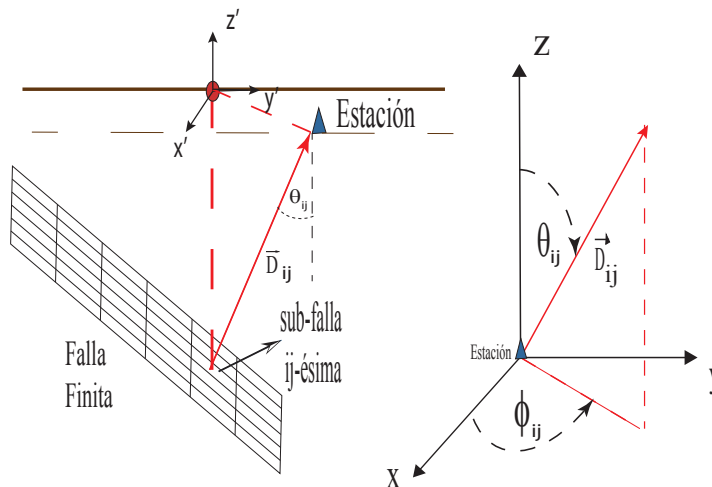


Figura 3.14: Esquema de rayo sísmico describiendo una trayectoria rectilínea desde la sub-falla al punto de observación (estación).

$$\vec{D}_{ij} \cdot \hat{z} = \cos \theta_{ij} |\hat{z}| |\vec{D}_{ij}| \quad (3.79)$$

tal como se desprende de la Figura (3.14), donde \hat{z} es el vector unitario en la dirección z y \vec{D}_{ij} corresponde al vector entre el centro de la subfalla ij -ésima y el punto de observación (estación) a considerar. Esto implica que

$$\theta_{ij} = \arccos \left(\frac{\vec{D}_{ij} \cdot \hat{z}}{|\vec{D}_{ij}|} \right) \quad (3.80)$$

Por otro lado, el ángulo azimutal ϕ_{ij} se puede obtener considerando que la proyección del vector $\vec{D}_{ij} = (D_x, D_y, D_z)$ en el plano x - y es $\vec{D}_{xyij} = (D_x, D_y, 0)$, de modo que el ángulo ϕ_{ij} queda determinado por

$$\phi_{ij} = \arccos \left(\frac{\vec{D}_{xyij} \cdot \hat{x}}{|\vec{D}_{xyij}|} \right) \quad (3.81)$$

donde \hat{x} es un vector unitario en la dirección x .

3.2.4. Obtención del ángulo de incidencia considerando un modelo de capas planas

Con el objeto de considerar el cambio de dirección que experimentan los rayos sísmicos al propagarse por un medio con velocidad variable -lo cual afecta el ángulo de incidencia con el cual llegan las ondas sísmicas a la superficie de la Tierra-, en esta sección se modela de manera simple este cambio de velocidad con la profundidad considerando un medio de capas planas horizontales homogéneas (Figura 3.15). Por otra parte, como las ondas sísmicas que se generan en la fuente pueden experimentar distintas refracciones y reflexiones al interactuar con las discontinuidades presentes en el modelo de capas planas, en este modelo solo se considera el ángulo de incidencia producido por el rayo que va directamente desde la subfuente al punto de observación, dado que se considera que es el rayo que menos energía pierde al propagarse.

El modelo de capas planas (Figura 3.15) consiste en capas de propiedades homogéneas, donde ρ_i , v_i y h_i corresponden a la densidad, velocidad (onda sísmica P o S) y espesor de la capa i -ésima respectivamente; θ_i por su parte queda definido según (Figura 3.15). De modo que considerando el modelo mostrado en la Figura 3.15, las distancias \bar{r}_1 , \bar{r}_2 , y \bar{r}_n (caso general) quedan determinadas por:

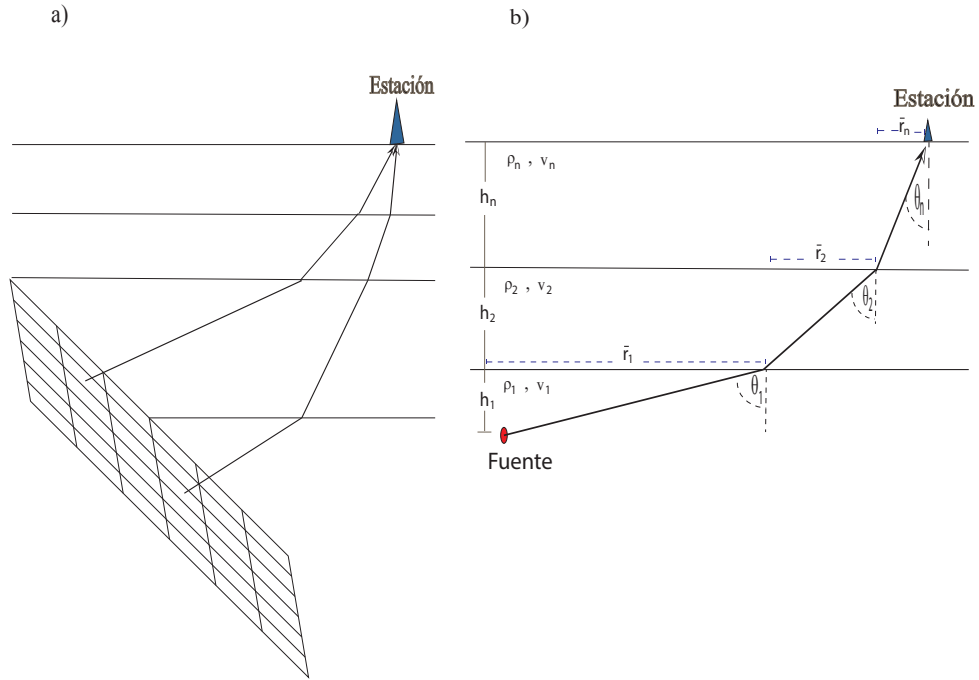


Figura 3.15: Propagación de rayos sísmicos directos por un medio que considera capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo. a) Propagación de rayos directos desde falla finita hasta estación considerada. b) Propagación de rayo directo desde fuente puntual.

$$\bar{r}_1 = \tan \theta_1 h_1 \quad (3.82)$$

$$\bar{r}_2 = \tan \theta_2 h_2 \quad (3.83)$$

$$\bar{r}_n = \tan \theta_n h_n \quad (3.84)$$

de esta manera se cumple que

$$\bar{r} = \sum_{i=1}^n \bar{r}_i = \sum_{i=1}^n \tan \theta_i h_i \quad (3.85)$$

Ahora bien, considerando la ley de Snell, se tiene que

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} = \frac{\sin \theta_n}{v_n} \quad (3.86)$$

de modo que generalmente

$$\frac{\sin \theta_i}{v_i} = \frac{\sin \theta_n}{v_n} \quad (3.87)$$

lo que implica que el ángulo θ_i en función del ángulo de incidencia $\theta = \theta_n$ viene dado por

$$\theta_i = \sin^{-1} \left(\frac{v_i}{v_n} \sin \theta_n \right) \quad (3.88)$$

y reemplazando (3.88) en (3.85) se cumple

$$\bar{r} = \sum_{i=1}^n \tan \left[\sin^{-1} \left(\frac{v_i}{v_n} \sin \theta \right) \right] \cdot h_i \quad (3.89)$$

y como la distancia \bar{r} es conocida para cada par subfalla-estación, junto con h_i y v_i ($i = 1, \dots, n$), se tiene que el ángulo de incidencia θ puede ser calculado numéricamente, dado que (3.89) corresponde a una ecuación trascendental.

Por otra parte, el tiempo de viaje del rayo sísmico corresponde a

$$t = \sum_{i=1}^n t_i \quad (3.90)$$

donde

$$t_i = \frac{\sqrt{h_i^2 + r_i^2}}{v_i} = \frac{\sqrt{h_i^2 + h_i^2 \tan^2 \theta_i}}{v_i} = \frac{h_i}{v_i} \sqrt{1 + \tan^2 \theta_i} = \frac{h_i}{v_i \cos \theta_i}$$

y por ecuación (3.86), se cumple

$$t_i = \frac{h_i}{v_i \sqrt{1 - \frac{v_i}{v_n} \sin \theta}} \quad (3.91)$$

De modo que reemplazando la ecuación (3.91) en (3.92) se cumple

$$t = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i \sqrt{1 - \frac{v_i}{v_n} \sin \theta}} \quad (3.92)$$

3.3. Modelación del espectro de la fuente

3.3.1. Forma funcional del espectro de la fuente

Con el objeto de flexibilizar el modelo de fuente propuesto Motazedian & Atkinson (2005), el cual está basado en un modelo de Brune (1970, 1971), en esta tesis se propone una modificación de este modelo considerando que la forma funcional del espectro de desplazamiento de la fuente (para ondas P y S) sigue un decaimiento $\omega^{-\gamma}$ (Aki, 1967):

$$\Omega^S(f) = \frac{\Omega_0^S}{1 + \left(\frac{f}{f_{cS}} \right)^\gamma} \quad (3.93)$$

$$\Omega^P(f) = \frac{\Omega_0^P}{1 + \left(\frac{f}{f_{cP}} \right)^\gamma} \quad (3.94)$$

donde Ω_0^S y Ω_0^P corresponden al valor del *plateau* de los espectros de Fourier de desplazamiento para ondas S y P respectivamente; f_{cS} y f_{cP} son las frecuencias de esquina para ondas S y P; $-\gamma$ es el valor de la pendiente del decaimiento (espectro de Fourier de desplazamiento) en altas frecuencias en escala Log-Log.

3.3.2. Frecuencias de esquina

La frecuencia de esquina para ondas S es calculada considerando la frecuencia de esquina dinámica propuesta por Motazedian & Atkinson (2005):

$$f_{c_{ij}^S} = 4,9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{N_R(t) \cdot (M_0/Nr)} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (3.95)$$

la cual corresponde a una modificación de la frecuencia de esquina de Brune (1970; Apéndice A.2.1), donde M_0 es el momento sísmico escalar, $(\Delta\sigma)$ la caída de esfuerzos del terremoto, $N_R(t)$ el número acumulado de subfallas en un tiempo t , donde $N_R(t_{final}) = N$ es el número total de subfallas que liberaron energía (Motazedian and Atkinson, 2005).

Ahora bien, en varios trabajos se ha usado el modelo de Brune (1970, 1971) para obtener una expresión para la frecuencia de esquina para ondas P, en particular Hanks & Wyss (1972) proponen una expresión para la frecuencia de esquina para ondas P haciendo el simple reemplazo de la velocidad de las ondas S por la velocidad de las ondas P en la relación de Brune (ecuación A.2.1; Brune, 1970, 1971). Trifunac (1972) por su parte sigue el mismo camino que Brune (1970, 1971) pero para ondas P, encontrando una relación entre la frecuencia de esquina para ondas P y la dimensión de la fuente.

En este trabajo se propone considerar una frecuencia de esquina dinámica para ondas P basándose en lo que proponen Hanks & Wyss (1972) y Motazedian & Atkinson (2005). Es decir, según Hanks & Wyss (1972) la frecuencia de esquina para ondas P satisfase la siguiente relación:

$$\frac{f_{cP}}{f_{cS}} = \frac{\alpha}{\beta} \quad (3.96)$$

y reemplazando la ecuación 3.95 (Motazedian & Atkinson, 2005) en la ecuación 3.96 se cumple

$$f_{c_{ij}^P} = 4,9 \times 10^6 \alpha \left(\frac{\Delta\sigma}{N_R(t) \cdot (M_0/Nr)} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (3.97)$$

3.3.3. Factores de escalamiento

En este trabajo se introducen estos factores con el propósito de garantizar la conservación de la energía radiada en altas frecuencias ($>$ frecuencia de esquina), pues se ha encontrado que al variar el número de sub-fallas o el tamaño de éstas en una simulación de fuente finita, la energía radiada por las ondas S en la modelación de falla finita también varía (Motazedian & Atkinson, 2005).

Basándose en la metodología empleada por Motazedian & Atkinson (2005), en la cual los factores de escalamiento fueron determinados ocupando el espectro de Fourier de aceleración, tal que la energía radiada en altas frecuencias ($> f_{cS}$) se conserve, en esta sección se estiman estos factores para ondas P y S considerando el espectro de Fourier de velocidad (Atkinson et al., 2009), ya que la energía radiada suele expresarse de manera proporcional a la integral del espectro de Fourier de velocidad al cuadrado.

De esta forma, el espectro de Fourier de velocidad asociado la subfalla ij -ésima -considerando sólo efectos de fuente- es:

$$V_{ij}^S(f) = C M_{0ij} H_{ij}^S \frac{(2\pi i f)}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}^S}}\right)^\gamma} \quad (3.98)$$

donde $i = \sqrt{-1}$ y H_{ij}^S es el factor de escalamiento aplicado para conservar el nivel de energía radiado en alta frecuencia para la sub-falla ij-ésima. Ahora, el nivel espectral de cada sub-falla debería ser el mismo si todas las sub-fallas son iguales y rompen igual. De esta forma, si hay N sub-fallas que liberan energía, la energía radiada total en alta frecuencia ($> f_{cS}$) para ondas S (E^S) es N veces la energía radiada -en alta frecuencia ($> f_{c_{ij}^S}$)- de ondas S para la sub-falla ij-ésima (E_{ij}^S). Entonces, considerando que la energía radiada total es N veces más grande que la energía radiada en alta frecuencia desde la subfalla ij-ésima (E_{ij}^S), se tiene que

$$E_{ij}^S = \frac{E^S}{N} \quad (3.99)$$

donde

$$E_{ij}^S = \frac{1}{N} \int \left| C M_0 \frac{(2\pi i f)}{1 + \left(\frac{f}{f_{cS}}\right)^\gamma} \right|^2 df \quad (3.100)$$

ya que

$$E^S = \int \left| C M_0 \frac{(2\pi i f)}{1 + \left(\frac{f}{f_{cS}}\right)^\gamma} \right|^2 df \quad (3.101)$$

donde M_0 es el momento sísmico total, C es una constante de proporcionalidad, f_{cS} es la frecuencia de esquina dinámica para ondas S de la fuente total u objetivo.

De otro lado, la energía radiada en altas frecuencias desde la sub-falla ij-ésima es:

$$E_{ij}^S = \int \left| C M_{0ij} H_{ij}^S \frac{(2\pi i f)}{1 + \left(\frac{f}{f_{c_{ij}^S}}\right)^\gamma} \right|^2 df \quad (3.102)$$

donde M_{0ij} es el momento sísmico de la sub-falla ij-ésima y $f_{c_{ij}^S}$ es la frecuencia de esquina dinámica correspondiente a la sub-falla ij-ésima.

Ahora, al estar en un caso discreto, las integrales de las ecuaciones (3.100) y (3.102) se transforman en sumatorias como:

$$E_{ij}^S = \frac{1}{N} \sum_k C^2 M_0^2 \left(\frac{(2\pi i f_k)}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{cS}}\right)^\gamma} \right)^2 \quad (3.103)$$

$$E_{ij}^S = H_{ij}^S \sum_k C^2 M_{0ij}^2 \left(\frac{(2\pi i f_k)}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_{ij}^S}\right)^\gamma} \right)^2 \quad (3.104)$$

donde f_k es la frecuencia discretizada. De esta manera, igualando (3.103) y (3.104), y despejando H_{ij}^S se obtiene:

$$H_{ij}^S = \frac{M_0}{M_{0ij}} \frac{\sqrt{\sum_k \left(\frac{f_k}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_{ij}^S}\right)^\gamma} \right)^2}}{\sqrt{N \sum_k \left(\frac{f_k}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_{ij}^S}\right)^\gamma} \right)^2}} \quad (3.105)$$

y haciendo lo mismo para la radiación de ondas P se obtiene:

$$H_{ij}^P = \frac{M_0}{M_{0ij}} \frac{\sqrt{\sum_k \left(\frac{f_k}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_{ij}^P}\right)^\gamma} \right)^2}}{\sqrt{N \sum_k \left(\frac{f_k}{1 + \left(\frac{f_k}{f_{c_{ij}^P}\right)^\gamma} \right)^2}} \quad (3.106)$$

Finalmente, debido a que estos factores han sido considerados para hacer un balance de energía, serán considerados como constantes para cada sub-falla, y posteriormente serán ocupados para sumar la contribución de cada sub-falla a la aceleración total (ver ecuación 3.121).

3.4. Descomposición de aceleraciones ij-ésimas en componentes Norte-Sur, Este-Oeste y vertical.

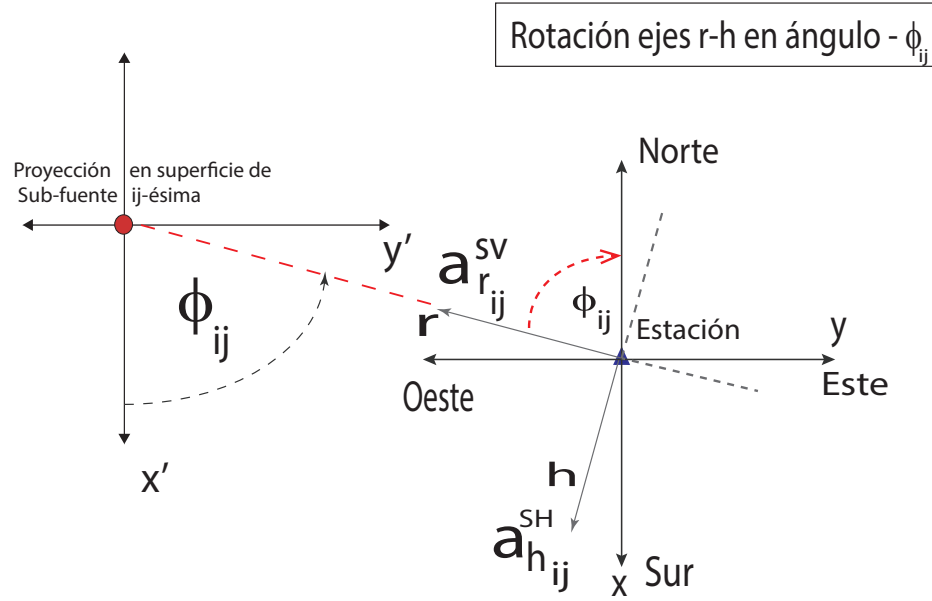


Figura 3.16: Rotación de ejes r-h en un ángulo ϕ_{ij} , el cual relaciona la proyección de la sub-fuente ij-ésima en superficie y la estación considerada.

Para poder sumar la contribución de la aceleración de cada sub-falla ($a_{r_{ij}}, a_{h_{ij}}, a_{z_{ij}}$) a la aceleración total en un punto de observación, se hace necesario rotar el sistema coordenado (r, h, z) asociado al elemento ij-ésimo en un ángulo $-\phi_{ij}$ (Figura 3.16) con respecto a los ejes cartesianos $x - y$. De este modo se están descomponiendo las aceleraciones $\vec{a}_{ij}^P, \vec{a}_{ij}^{SV}$ y \vec{a}_{ij}^{SH} en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical. Entonces, si

$$R(\phi) = \begin{pmatrix} \cos \phi_{ij} & -\sin \phi_{ij} & 0 \\ \sin \phi_{ij} & \cos \phi_{ij} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$$

es la matriz rotación, se cumple que una rotación en $-\phi$ da:

$$\begin{pmatrix} a_{SN_{ij}}^S \\ a_{EW_{ij}}^S \\ a_{Z_{ij}}^S \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(-\phi_{ij}) & -\sin(-\phi_{ij}) & 0 \\ \sin(-\phi_{ij}) & \cos(-\phi_{ij}) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{r_{ij}}^{SV} \\ a_{h_{ij}}^{SH} \\ a_{z_{ij}}^S \end{pmatrix}$$

y

$$\begin{pmatrix} a_{SN_{ij}}^P \\ a_{EW_{ij}}^P \\ a_{Z_{ij}}^P \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(-\phi_{ij}) & -\sin(-\phi_{ij}) & 0 \\ \sin(-\phi_{ij}) & \cos(-\phi_{ij}) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_{r_{ij}}^P \\ 0 \\ a_{z_{ij}}^P \end{pmatrix}$$

de este modo se tiene que las aceleraciones producto de ondas S están dadas por:

$$a_{NS_{ij}}^S = \cos \phi_{ij} a_{r_{ij}}^{SV} + \sin \phi_{ij} a_{h_{ij}}^{SH} \quad (3.107)$$

$$a_{EW_{ij}}^S = -\sin \phi_{ij} a_{r_{ij}}^{SV} + \cos \phi_{ij} a_{h_{ij}}^{SH} \quad (3.108)$$

$$a_{Z_{ij}}^S = a_{z_{ij}}^{SV} \quad (3.109)$$

y para las ondas P:

$$a_{NS_{ij}}^P = \cos \phi_{ij} a_{r_{ij}}^P \quad (3.110)$$

$$a_{EW_{ij}}^P = -\sin \phi_{ij} a_{r_{ij}}^P \quad (3.111)$$

$$a_{Z_{ij}}^P = a_{z_{ij}}^P \quad (3.112)$$

3.5. Retardo de las ondas propagadas desde cada subfalla.

Finalmente teniendo las aceleraciones a_{ij}^S y a_{ij}^P asociadas a la sub-falla ij-ésima, éstas deben retardarse en los tiempo Δt_{ij}^S y Δt_{ij}^P respectivamente. Los cuales están dados por:

$$\Delta t_{ij}^S = t_{r_{ij}} + t_{s_{ij}} \quad (3.113)$$

$$\Delta t_{ij}^P = t_{r_{ij}} + t_{p_{ij}} \quad (3.114)$$

donde $t_{r_{ij}}$ es el tiempo que la subfalla ij-ésima comienza a romper; $t_{s_{ij}}$ y $t_{p_{ij}}$ son los tiempos que demoran en llegar las ondas S y P desde la sub-falla al punto de observación respectivamente. Los tiempos de viaje de las ondas están dados por

$$t_{s_{ij}} = \frac{R_{ij}}{V_s} \quad (3.115)$$

$$t_{p_{ij}} = \frac{R_{ij}}{V_p} \quad (3.116)$$

para el caso de propagación del rayo por un medio homogéneo (Tierra homogénea), donde V_s y V_p son la velocidad promedio de las ondas S y P respectivamente (las cuales coinciden con la velocidad de las ondas sísmicas al considerar una Tierra homogénea). Por otro lado, los tiempos

$$t_{s_{ij}} = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i^S \sqrt{1 - \frac{v_i^S}{v_n^S} \sin \theta}} \quad (3.117)$$

$$t_{p_{ij}} = \sum_{i=1}^n \frac{h_i}{v_i^P \sqrt{1 - \frac{v_i^P}{v_n^P} \sin \theta}} \quad (3.118)$$

corresponden a la propagación del rayo directo por un medio de capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo, donde v_i^S y v_i^P corresponden a la velocidad de las ondas S y P respectivamente de la capa i -ésima o del semiespacio homogéneo en caso que la fuente puntual se encuentre allí; h_i corresponde a los espesores de las capas (Figura 3.15).

De este modo, se cumple que:

$$\vec{a}_{ij}^S(t + \Delta t_{ij}^S) = (a_{NS_{ij}}^S(t + \Delta t_{ij}^S), a_{EW_{ij}}^S(t + \Delta t_{ij}^S), a_{Z_{ij}}^S(t + \Delta t_{ij}^S)) \quad (3.119)$$

$$\vec{a}_{ij}^P(t + \Delta t_{ij}^P) = (a_{NS_{ij}}^P(t + \Delta t_{ij}^P), a_{EW_{ij}}^P(t + \Delta t_{ij}^P), a_{Z_{ij}}^P(t + \Delta t_{ij}^P)), \quad (3.120)$$

considerando los factores de escalamiento para ondas S y P (ecuación 3.105 y 3.106), la aceleración total para una respectiva estación queda determinada por

$$\vec{a}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \left[H_{ij}^S \cdot \vec{a}_{ij}^S(t + \Delta t_{ij}^S) + H_{ij}^P \cdot \vec{a}_{ij}^P(t + \Delta t_{ij}^P) \right] \quad (3.121)$$

o bien

$$a_{NS}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \left[H_{ij}^S \cdot a_{NS_{ij}}^S(t + \Delta t_{ij}^S) + H_{ij}^P \cdot a_{NS_{ij}}^P(t + \Delta t_{ij}^P) \right] \quad (3.122)$$

$$a_{EW}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \left[H_{ij}^S \cdot a_{EW_{ij}}^S(t + \Delta t_{ij}^S) + H_{ij}^P \cdot a_{EW_{ij}}^P(t + \Delta t_{ij}^P) \right] \quad (3.123)$$

$$a_Z(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} \left[H_{ij}^S \cdot a_{Z_{ij}}^S(t + \Delta t_{ij}^S) + H_{ij}^P \cdot a_{Z_{ij}}^P(t + \Delta t_{ij}^P) \right] \quad (3.124)$$

donde N_L corresponde al número de fallas a lo largo de la longitud de la falla rectangular, y N_W al número de fallas a lo largo del ancho de la falla rectangular.

3.6. Esquema de técnica de simulación estocástica

En esquema indicado en las Figuras 3.17 y 3.18 resume la metodología estocástica propuesta en esta tesis. La descripción de las figuras junto con la explicación de los pasos a seguir en la metodología propuesta se muestran en la página 42.

ESQUEMA

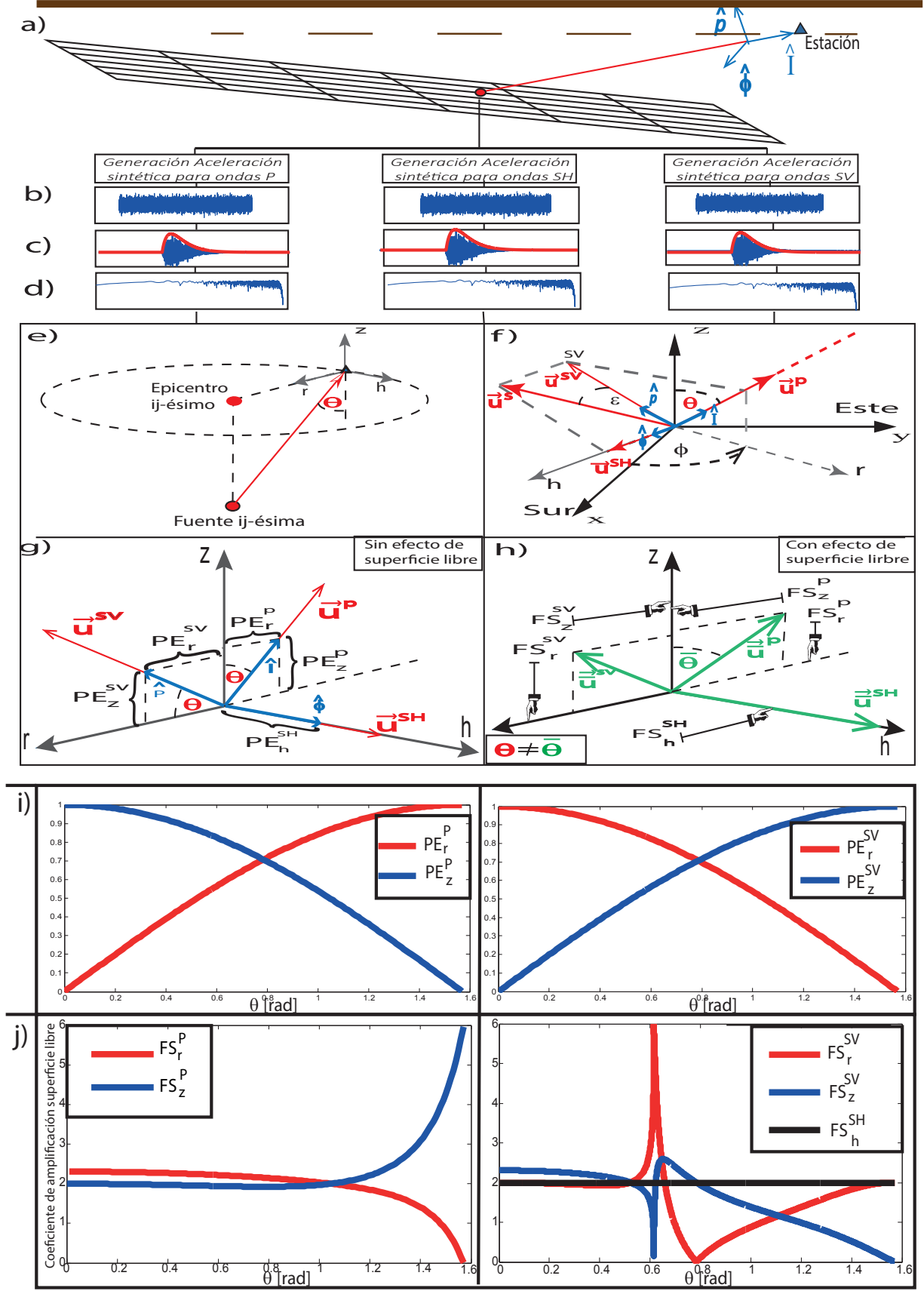


Figura 3.17: Continuación siguiente Figura.

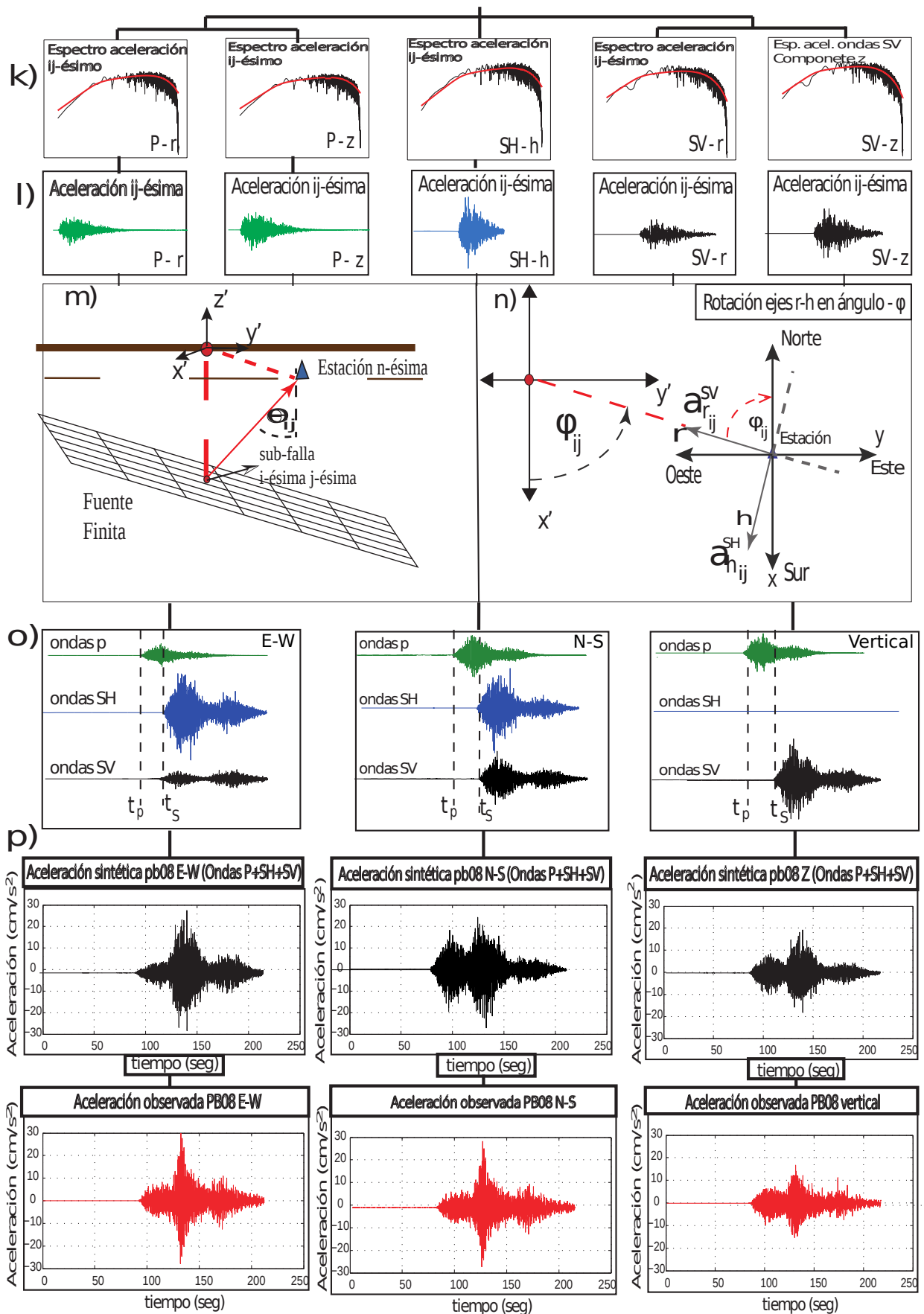


Figura 3.18: Descripción en la siguiente página.

Figura 3.17. a) Rayo que se propaga de la sub-falla ij -ésima hasta el punto de observación donde los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ indican la dirección del movimiento debido a las ondas P, SV y SH respectivamente. b) Se genera ruido blanco Gaussiano en una ventana de tiempo deseada. c) Se modula el ruido blanco Gaussiano ocupando una envolvente deseada en el tiempo. d) Se aplica una transformada de Fourier discreta (*fast Fourier transform*) al ruido modulado para llevarlo al dominio de las frecuencias y luego el espectro se normaliza. e) Se genera rayo directo asociado a la sub-fuente ij -ésima, el cual llega con un ángulo de incidencia θ_{ij} (el ángulo de incidencia es obtenido considerando rayos rectilíneos o propagándose por capas horizontales planas homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo). f) Se relacionan los ángulos de incidencia (θ_{ij}) y azimut (ϕ_{ij}) con el sistema coordenado (r, h, z) y el sistema coordenado (x, y, z) . g) Se calculan los factores de partición de la energía radiada en función del ángulo de incidencia del rayo sísmico (gráficos corresponden al valor absoluto de los factores de partición de energía en función del ángulo de incidencia). h) Se calculan los factores de superficie libre en función del ángulo de incidencia del rayo. i) Se asigna el valor del factor de partición de la energía para el ángulo de incidencia ij -ésimo. j) Se asigna el factor de superficie libre para el ángulo de incidencia ij -ésimo.

Figura 3.18. k) Multiplicación de espectros de Fourier de aceleración teóricos (ecuaciones 3.13, 3.14, 3.15, 3.16 y 3.17) por ruido espectral normalizado. l) Vuelta al dominio del tiempo (*inverse fast Fourier transform*). m) Definición de sistema coordenado (x', y', z') solidario a la proyección de la sub-fuente ij -ésima en superficie. n) Obtención del ángulo azimutal ij -ésimo con el cual los ejes r y h son rotados en un ángulo $-\phi$ en el plano $x - y$. o) Generación de la aceleración total (suma la contribución de cada sub-falla retardadas en tiempos t_{ij}^P y t_{ij}^S) para ondas P, SH y SV en componentes EW, NS y vertical respectivamente. p) Generación de acelerogramas para componentes EW, NS y vertical, considerando la suma de las aceleraciones producto de ondas P, SH y SV respectivamente. q) Acelerogramas observados en componentes EW, NS y vertical, los cuales han sido simulado en este esquema.

3.7. Conclusiones

Aunque el método estocástico de fuente finita propuesto por Motazedian & Atkinson (2005) es una buena herramienta para la simulación de aceleraciones del suelo, no permite justificar la simulación de aceleraciones del suelo para una componente vertical, debido a que se sustenta (Boore, 1983, 2003; Beresnev & Atkinson, 1997) en la fuerte hipótesis que los rayos sísmicos llegan completamente verticales a la superficie de la Tierra, lo cual no se condice con lo que ocurre en la realidad. En esta tesis se incorporan variables como el ángulo de incidencia de los rayos sísmicos (directos) y el ángulo azimut, de esta forma se consideran efectos que hacen más realista la simulación de las aceleraciones del suelo, permitiendo a su vez justificar la simulación de la aceleración en tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y vertical). Además, como el método propuesto considera la simulación de ondas P, SV y SH, con sus respectivas velocidades, permite simular la llegada de las ondas P y S de los acelerogramas.

Por otra parte, como los métodos estocásticos consideran un patrón de radiación promedio debido al efecto que producen las heterogeneidades en la fuente sísmica, la incorporación de los ángulos de incidencia y azimut en el modelo resultan ser variables importantes para estimar la partición de la energía radiada en las componentes deseadas (Norte-Sur, Este-Oeste y vertical).

Por último, todas las mejoras que se proponen con esta técnica de simulación de aceleraciones del suelo pueden resultar ser herramientas útiles desde el punto de vista del diseño de estructuras civiles y la evaluación del peligro sísmico, dado que se obtienen acelerogramas más cercanos a la realidad.

Capítulo 4

Acelerogramas artificiales para el terremoto de Tocopilla (2007)

4.1. Introducción

El 14 de Noviembre de 2007, entre los 22°S y 23°S, cerca de la ciudad de Tocopilla en el Norte de Chile, ocurrió un terremoto de magnitud de momento M_W 7.7. Este fue un terremoto interplaca tipo *thrust*, cuya área de ruptura cubre parte del sur del área de ruptura del megaterremoto tsunamigénico ($M_W \sim 8.5-8.8$) de 1877 (Kausel, 1986; Lomnitz, 1971; Comte & Pardo, 1991), y parte del Norte de la zona de ruptura del terremoto de Antofagasta (M_W 8,1) ocurrido el 30 de Julio de 1995 (Figura 1.1). Por otro lado, el terremoto de Tocopilla rompió en la parte más profunda de la zona sismogénica del contacto de las placas de Nazca y Sudamericana, en el Norte de Chile (Delouis et al., 2009; Peyrat et al., 2010; Bejar-Pizarro et al., 2010; Motagh et al., 2010). Este sismo ocurrió en una amplia zona desértica, tal que los daños sólo se concentraron en un par de ubicaciones, principalmente en la ciudad de Tocopilla y la comuna minera María Elena (Astroza et al., 2008).

Ahora bien, en los últimos 100 años sólo eventos de pequeña y moderada magnitud han ocurrido en la zona de Tocopilla, destacándose el de 1967 y 2007 (Figura 1.1). Ambos terremotos tuvieron hipocentros de profundidad de alrededor de ~ 45 km (Delouis et al., 2009; Peyrat et al., 2010; Malgrange & Madariaga, 1983), pero sólo el terremoto del 2007 ha podido ser estudiado en detalle gracias a que fue bien registrado en campo cercano (Figura 4.1). Este terremoto fue el primer terremoto Chileno registrado por una red de acelerógrafos digitales e instrumentos de banda ancha modernos, los cuales son útiles para estudiar el movimiento fuerte del suelo. En particular, el terremoto de Tocopilla de 2007 ha sido bien registrado por 13 acelerógrafos (Figura 4.1), de los cuales 7 pertenecen a la red IPOC (*International Plate Boundary Observatory Chile*) y los 6 restantes a la Universidad de Chile.

En el presente capítulo se simula aceleraciones, velocidades y desplazamientos producto del terremoto de Tocopilla (2007) ocupando un método estocástico de fuente puntual y de falla finita considerando formulaciones previas y la formulación propuesta en el capítulo 3.

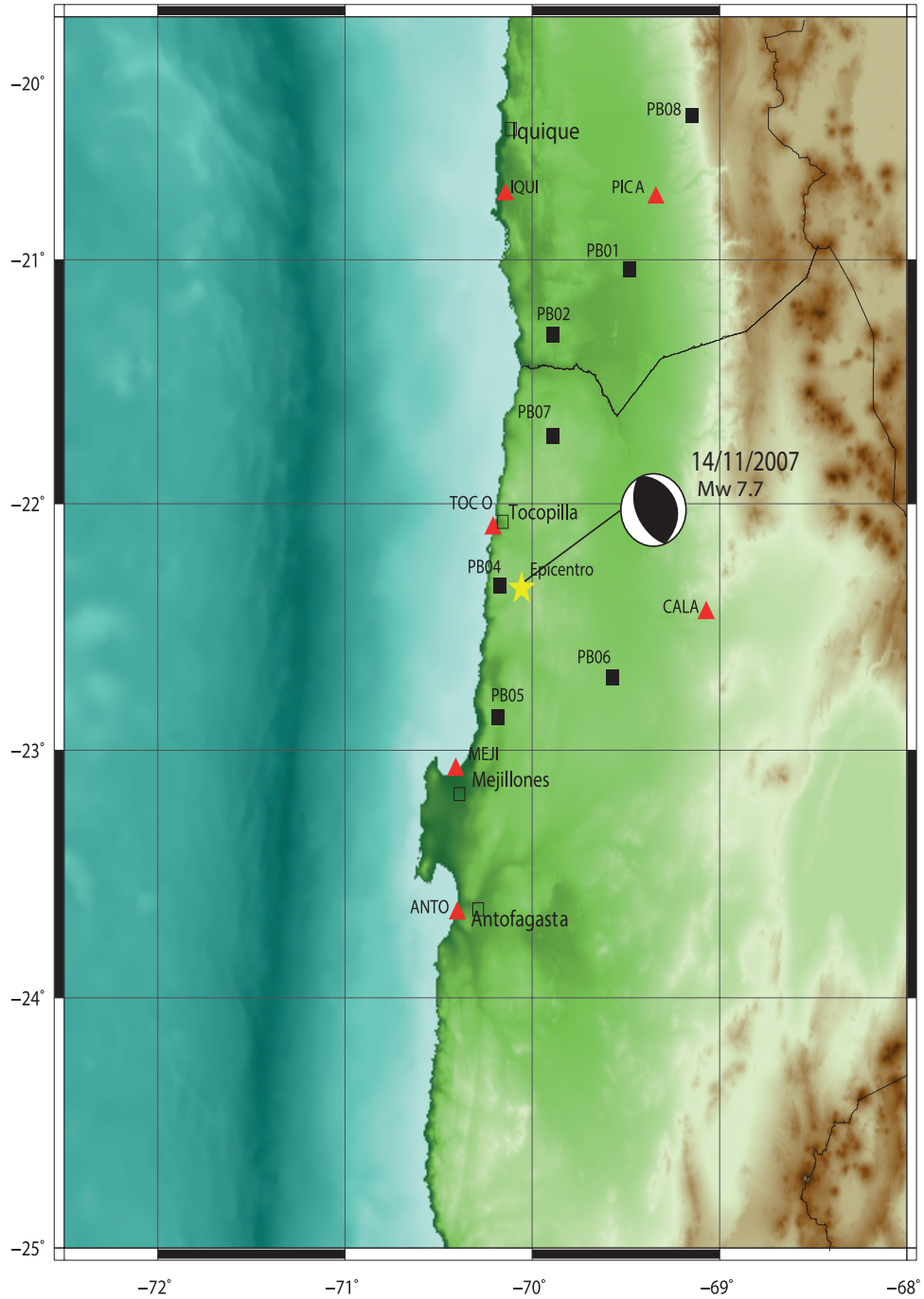


Figura 4.1: Distribución de acelerógrafos utilizados para el terremoto de Tocopilla 2007 ($M_W 7,7$); cuadrados negros corresponden a las estaciones de la red IPOC y triángulos rojos corresponden a las estaciones de la Universidad de Chile. Además se indica magnitud, mecanismo focal y epicentro (estrella amarilla) del terremoto ocurrido el 14 de Noviembre de 2007 ($M_W 7,7$) en la ciudad de Tocopilla (Peyrat et al. (2010).

4.2. Sismicidad de la zona de estudio

El evento ocurrido el año 1967 en Tocopilla (Figura 1.1), cuya magnitud fue de M_W 7,4, tuvo un área de ruptura ubicada al Norte del terremoto de Tocopilla (2007), y una profundidad del hipocentro de 46-48 km (Stauder 1973; Malgrage & Madariaga 1983; Tichelaar & Ruff 1991).

En 1995 un terremoto de magnitud M_W 8 (Figura 1.1) sacudió la zona Sur del *gap* sísmico del Norte de Chile. Este sismo ocurrido cerca de Antofagasta fue bien estudiado desde el punto de vista sismológico y geodésico (Delouis et al., 1997; Chilieh et al., 2004). De esta forma se tiene que el área de ruptura del terremoto de Tocopilla de 2007 está rodeada por las áreas de ruptura de terremotos previos (1967 y 1995).

Desde el megaterremoto de 1877 (M_W 8,8), los terremotos han estado abarcando solo partes del gran área de ruptura del terremoto de 1877 (Figura 1.1), en particular, el terremoto de Tocopilla cubre menos del 20% del *gap* sísmico -desde los $23^\circ S$ hasta los $18^\circ S$ hacia el Norte (Bejar-Pizarro et al., 2013).

4.3. Modelo de deslizamiento para el terremoto de Tocopilla 2007

El modelo de deslizamiento que es usado en este capítulo corresponde al obtenido por Ruiz (2012). Este modelo de deslizamiento se obtuvo invirtiendo datos de cGPS y acelerogramas, usando dos parches elípticos con una distribución Gaussiana de deslizamiento. Es decir, el deslizamiento fue definido como:

$$D(x,y) = D_m e^{-\left(\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2}\right)} \quad (4.1)$$

donde D_m corresponde a la amplitud máxima de deslizamiento en el parche elíptico. De esta manera la distribución de deslizamiento es continua y concentrada en la elipse. Además, en cada parche elíptico la velocidad de ruptura es asumida constante y, el tiempo de ruptura fue calculado considerando la distancia con respecto al hipocentro, de modo de asegurar causalidad en el modelo de fuente sísmica. En este modelo cada elipse es descrita por 7 parámetros: dos coordenadas del centro, dos semi ejes a y b , un ángulo de orientación con respecto al eje Este-Oeste, una amplitud máxima de deslizamiento D_m y la velocidad de ruptura v_r (Figura 4.2). Para simular la propagación de ondas desde la fuente al punto de observación se usó el código AXITRA (Countant, 1990; Bouchon, 1981). De este modo el ajuste entre lo observado (Obs) y sintético (Synth) fue medido con una norma $L2$:

$$\chi^2 = \frac{\sum_i (Obs_i - Synth_i)^2}{\sum_i (Obs_i)^2} \quad (4.2)$$

La Figura (4.2) entrega el mejor resultado para la distribución de deslizamiento, obteniendo un error (*misfit*) de $\chi^2 = 0,52$; un deslizamiento máximo de 1,52 [m] en la elipse más al Norte y un deslizamiento de 1,38 [m] para la otra, con una velocidad de ruptura constante de $v_r = 2,63$ [km/s], propagándose radialmente desde el hipocentro.

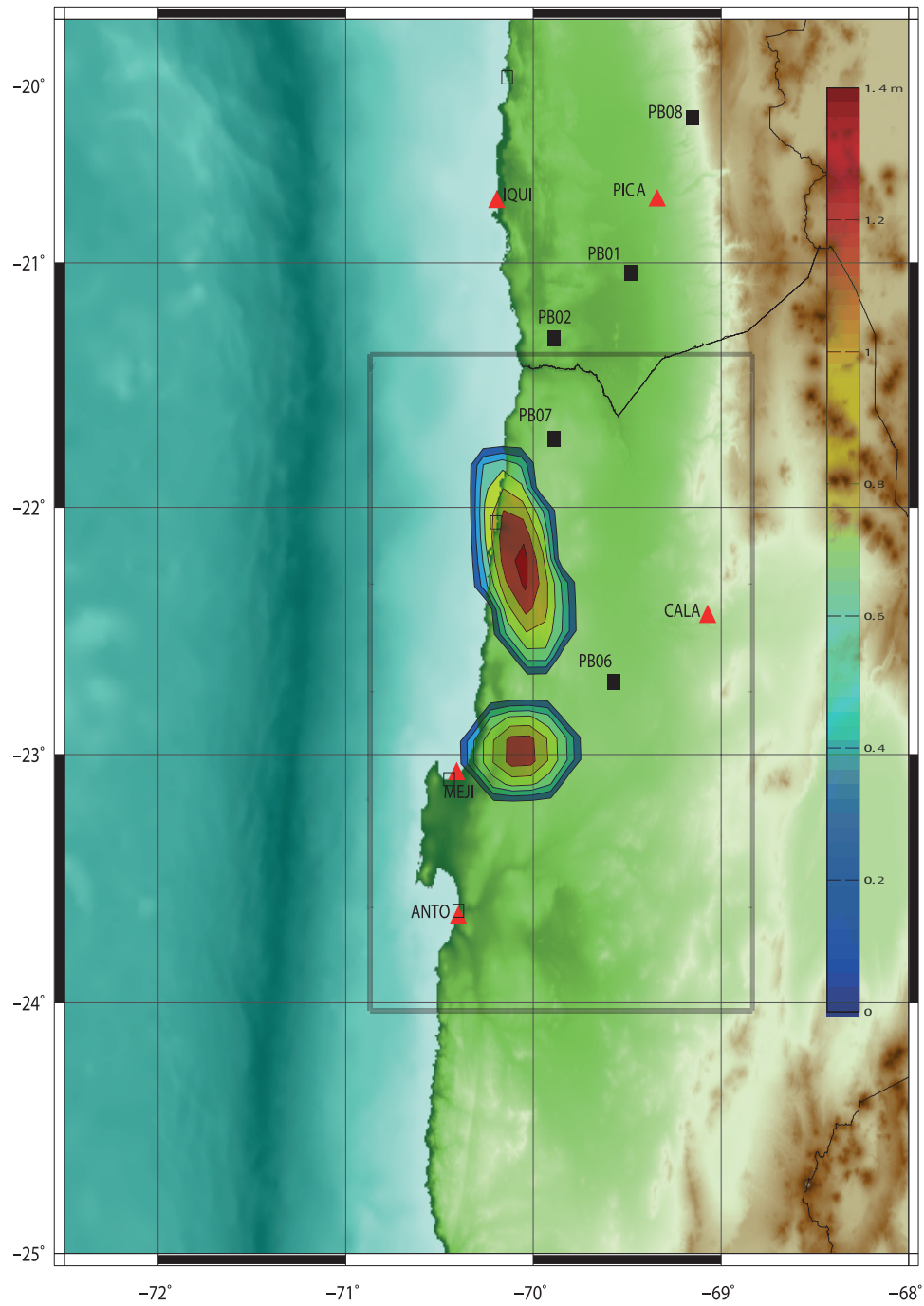


Figura 4.2: Distribución de deslizamiento para el Terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7).

4.4. Metodología

Para la simulación de acelerogramas producidos por el terremoto ocurrido el 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$), se utilizaron datos de la red de acelerógrafos de la Universidad de Chile y la red IPOC (Figura 4.1). Además, la simulación de acelerogramas se realiza considerando modelos de fuente puntual y finita descritos en los capítulos 2 y 3. Específicamente se consideran los siguientes modelos:

- Simulación de fuente puntual propuesta por Boore (1983, 2003).
- Simulación de fuente puntual para ondas P, SV y SH, considerando metodología propuesta en esta Tesis.
- Simulación de dos fuentes puntuales ubicadas en los centros de dos asperezas con forma elíptica (Figura 4.2) considerando metodología propuesta en esta tesis.
- Simulación de fuente finita, considerando la formulación propuesta por Motazedian & Atkinson, (2005).
- Simulación de fuente finita considerando metodología propuesta en esta tesis (sección 3.2), considerando propagación de rayos sísmicos por un medio homogéneo y otro de capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo.

El ruido blanco Gaussiano para los modelos de fuente puntual (excepto para el modelo d) descrito en la sección 4.5) y finita es modulado considerando una envolvente dada por la función de Saragoni & Hartz (1974), con valores de $\varepsilon = 0,17$, $\eta = 0,06$, $f_{T_{gm}} = 0,2$, $t_\eta = 30$ y una ventana de tiempo de $T_{gm} = 150$ [seg] (Figura 4.3; Boore, 2003). Los parámetros utilizados para la simulación de fuente puntual y finita se indican en la Tabla 4.1 y 4.2. El patrón de radiación para ondas P, SV y SH ha sido obtenido con las expresiones analíticas de Honishe & Korike (2004), considerando un dip de 26° y un $rake$ de 109° . Además se ha asumido un sólido de Poisson y que no hay disipación de energía en procesos puramente compresivos o de dilatación para la obtención del factor de calidad para ondas P. Bajo esta hipótesis $\frac{1}{Q_p} = \frac{4}{3} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 \frac{1}{Q_s}$ (Tabla 4.1). Por último, todos los acelerogramas han sido filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].

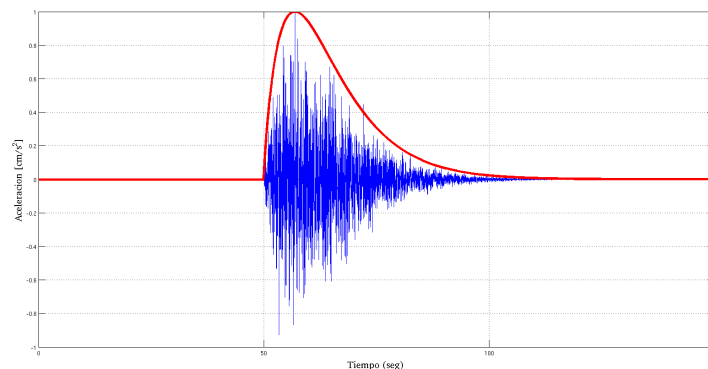


Figura 4.3: Ruido blanco Gaussiano modulado con la función de Saragoni & Hart (1974). Aplicado para modelos de fuente puntual (exceptuando modelo d), ver sección 4.5); modelo de dos fuentes puntuales y modelos de fuente finita.

Tabla 4.1: Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el terremoto de Tocopilla (2007).

Factor	Parámetro Modelo	Valor o Función	Referencia
	Magnitud de Momento M_W	7.7	Centro Sismológico Nacional
	Caída de Esfuerzos	34 [bar]	Tetsuzo Seno, 2014
Fuente	Densidad	3.3 cm/gr^3	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas P (vecindad fuente)	7.41 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas S (vecindad fuente)	4.18 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas P	6.66 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas S	3.799 Km/s	Husen et al., 1999
	Factor de Calidad (ondas S)	$Q_s(f) = 600f^{0.4}$	Apéndice B.1
	Factor de Calidad (ondas P)	$Q_p(f) = 1350f^{0.4}$	Apéndice B.1
Trayecto	Atenuación Geométrica	$1/R, R \leq 50$ $(1/50)(50/R)^{-0.2}, 50 \leq R \leq 110$ $(1/50)(50/110)^{-0.2}(110/R)^{1.4}, 110 \leq R$	Apéndice B.1
	Patrón radiación promedio ondas P	$\langle R_{\theta\theta} \rangle^P = 0,5164$	Honishe and Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SV	$\langle R_{\theta\theta} \rangle^{SV} = 0,3891$	Honishe and Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SH	$\langle R_{\theta\theta} \rangle^{SH} = 0,3806$	Honishe and Korike, 2004
Sitio	Efecto κ	0.030 s	Lancieri et al., 2011
	Amplificación sitio	Estaciones instaladas principalmente sobre roca. $Amp(f) = 1$	Sección 2.7

Tabla 4.2: Modelo de capas planas horizontales, modificación al modelo de velocidad de Husen et al. (1999) y densidad de Peyrat et al. (2010). Donde se considera que la velocidad de ondas P y S en el semi-espacio homogéneo son: 8,05 [Km/s] y 4,45 [Km/s] respectivamente.

Número capa	Espesor capa [km]	Velocidad promedio ondas P (\bar{V}_p [km/s])	Velocidad promedio ondas S (\bar{V}_s [km/s])	Densidad promedio por capa [gr/cm^3]
1	10	5.62	3.24	2.53
2	10	6.58	3.7	2.8
3	10	6.96	3.95	3.0
4	10	7.20	4.07	3.2
5	10	7.70	4.25	3.3

4.5. Simulaciones para modelos de fuente puntual

La simulación de fuente puntual (Figura 4.6) es utilizada para diferentes casos con el objeto de evaluar cuál modelo es mejor. La ubicación de la fuente puntual ocupada en este estudio corresponde a la determinada por el hipocentro del terremoto de Tocopilla (2007), cuyas coordenadas dadas por el Centro Simológico Nacional son $-22,314^\circ$ de latitud y $-70,078^\circ$ de longitud (Figura 4.1), a una profundidad de 47,7 [km].

Los modelos de fuente puntual a evaluar son los siguientes:

- a) Simulación de acelerogramas basada en la formulación propuesta por Boore (1983, 2003), considerando que el espectro de desplazamiento de la fuente decae como ω^{-2} pasado la frecuencia de esquina f_c , la cual es determinada según modelo de fuente de Brune (ecuación A.23; Brune, 1970, 1971).
- b) Modelo basado en la metodología propuesta por Boore (2003), considerando que el espectro de Fourier de desplazamiento de la fuente decae como ω^{-1} entre frecuencias de esquina $f_{c1} = 0,04$ Hz y $f_{c2} = 0,32$ Hz, y como ω^{-2} para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina $f_{c2} = 0,32$ Hz (Lancieri et al., 2012; Figura 4.4.a).
- c) Modelo que usa la metodología propuesta en la sección (3.2) para una fuente puntual, considerando que el espectro de Fourier de desplazamiento de la fuente decae como $\omega^{-1,5}$ (Figura 4.4.b y 4.5) para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina dadas por las ecuaciones (3.95) y (3.97) para ondas S y P respectivamente. Los espectros de Fourier no han sido corregidos por atenuación debido a la baja atenuación anelástica en la zona (Lancieri et al., 2011). Además solo se han considerado estaciones cercanas a la fuente, las cuales se encuentran instaladas sobre roca dura.
- d) Modelo descrito en c), pero en vez de usar una envolvente dada por la función de Saragoni & Hart (1974), (Figura 4.3), para modular el ruido blanco Gaussiano, éste se ha modulado con la envolvente de los acelerogramas observados en las distintas estaciones.

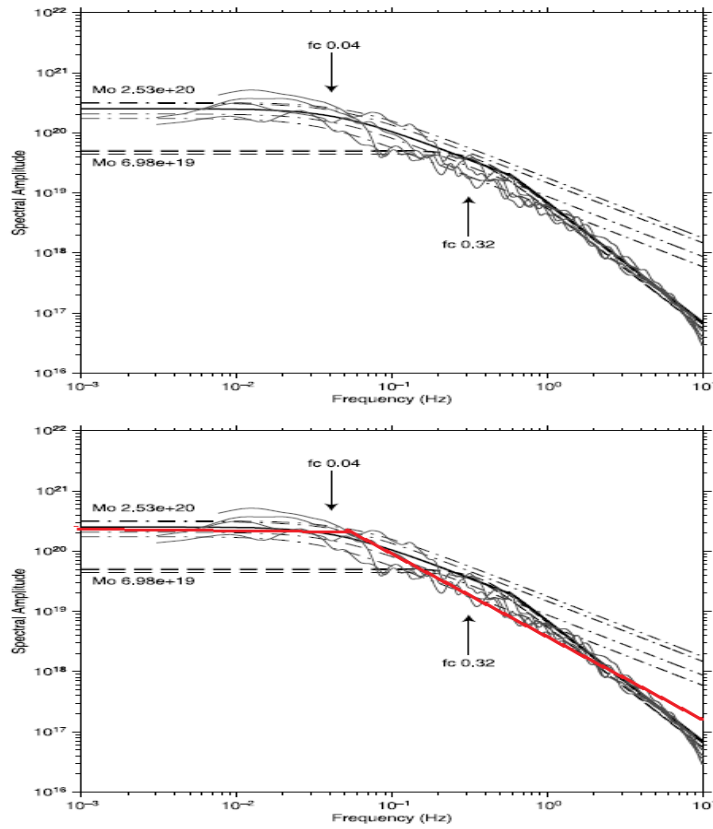


Figura 4.4: Imagen tomada de Lancieri et al., 2012. En la cual se grafican los espectros de Fourier de desplazamiento de las estaciones PB04, PB05, PB06 y PB07 (componente Este-Oeste) para el terremoto principal del 14 de Noviembre del 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$). a) Espectros de Fourier de desplazamiento ajustan a un modelo ω^{-1} para frecuencias entre las frecuencias de esquina $f_{c1} = 0,04$ Hz y $f_{c2} = 0,32$ Hz, y a un modelo ω^{-2} para frecuencias mayores a la frecuencia de esquina $f_{c2} = 0,32$ Hz. b) Línea roja corresponde al decaimiento $\omega^{-1,5}$. La pendiente que determina el decaimiento marcado con rojo en escala Log-Log corresponde a un promedio de las pendientes dadas por los decaimientos determinados por los modelos ω^{-1} y ω^{-2} .

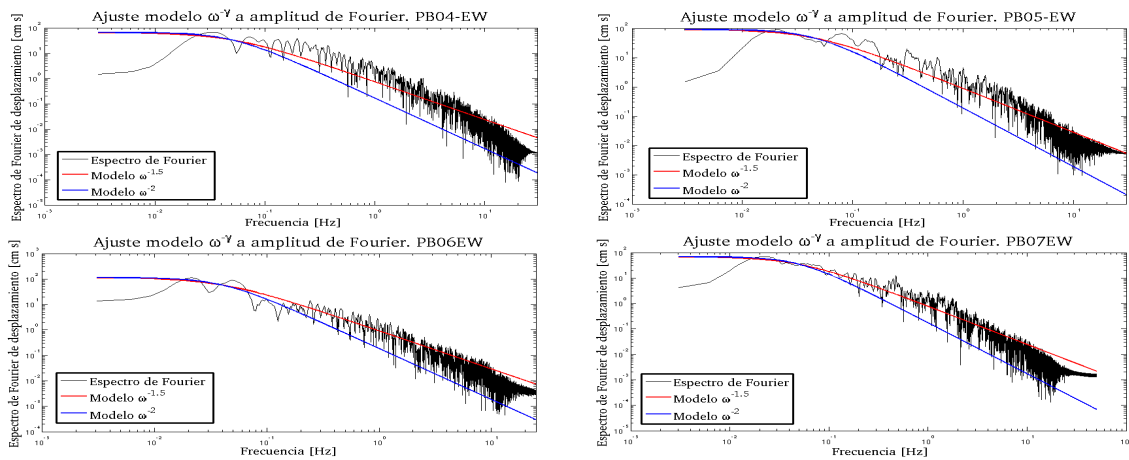


Figura 4.5: Comparación de modelos $\omega^{-1,5}$ y ω^{-2} con espectro de desplazamiento para estaciones PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente EW.

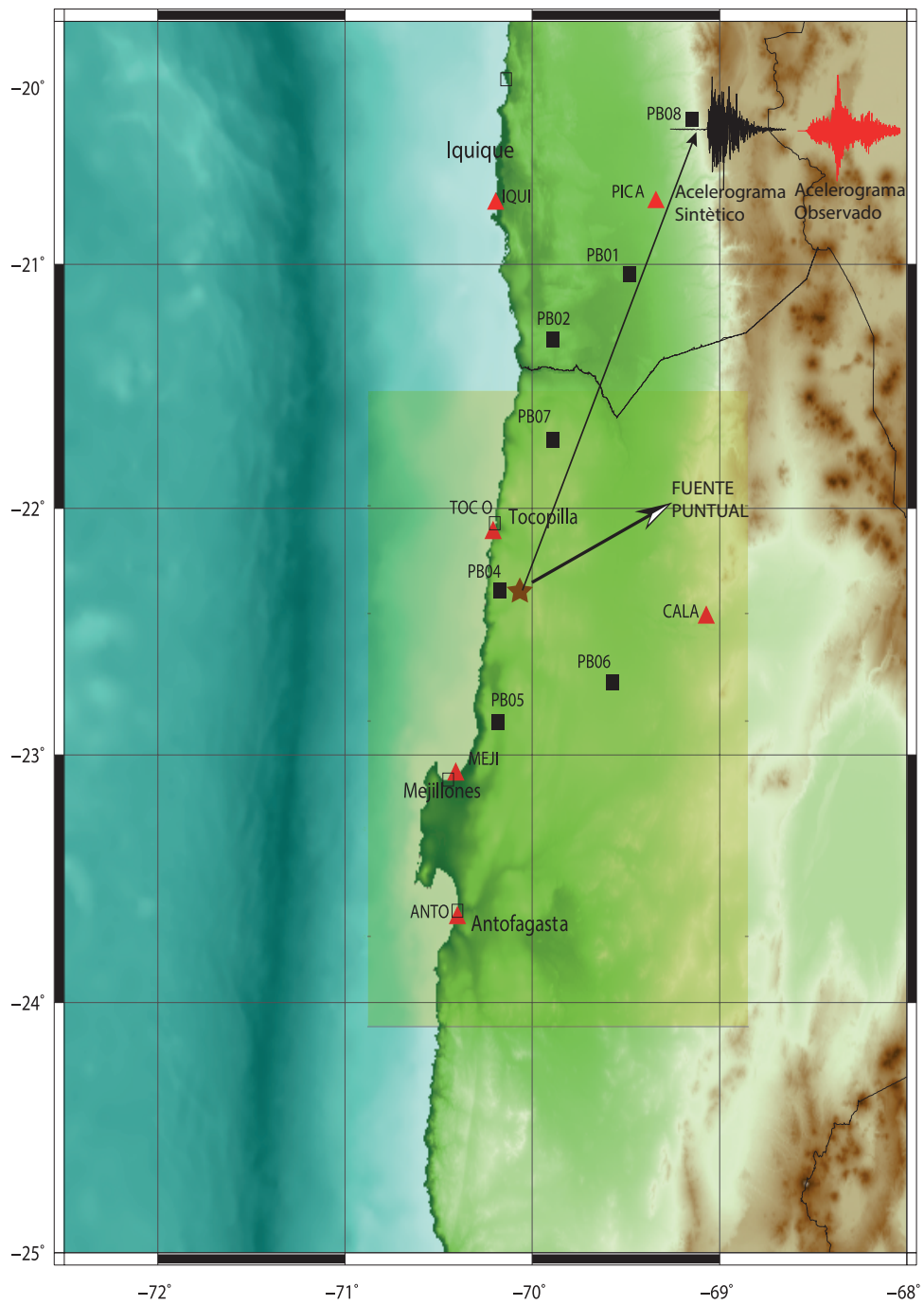


Figura 4.6: Modelo de Fuente puntual para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) considerando modelo c). La estrella roja corresponde a la ubicación de la fuente puntual considerada.

4.6. Simulación para modelo de dos fuentes puntuales.

La metodología empleada corresponde a la descrita en la sección 3.2, considerando dos fuentes puntuales ubicadas en los centros de las dos asperezas elípticas mostradas en la Figura 4.2, cuyos tiempos de ruptura han sido inferidos considerando que la ruptura en el plano de falla se propaga radialmente a velocidad constante ($V_r = 2,63$ [Km/s]) desde el hipocentro del terremoto, activando así a las fuentes puntuales 1 y 2 en los instantes de tiempo t_{r1} y t_{r2} . La ubicación de las fuentes puntuales junto con los momentos sísmicos asociados se indican en la Tabla 4.3 y Figura 4.7.

Tabla 4.3: Ubicación de las dos fuentes puntuales, tiempos de ruptura y momento sísmico (M_{0i}) de cada fuente puntual. M_0 corresponde al momento sísmico escalar total.

Fuente Puntual i	Latitud	Longitud	Profundidad [km]	Tiempo de ruptura t_{r_i} [s]	Momento Sísmico de cada fuente puntual, M_{0i} [dinas cm]
1	$-22,30^\circ$	$-70,15^\circ$	45	6	$0,5 \times M_0$
2	$-22,97^\circ$	$-70,13^\circ$	45	28	$0,5 \times M_0$

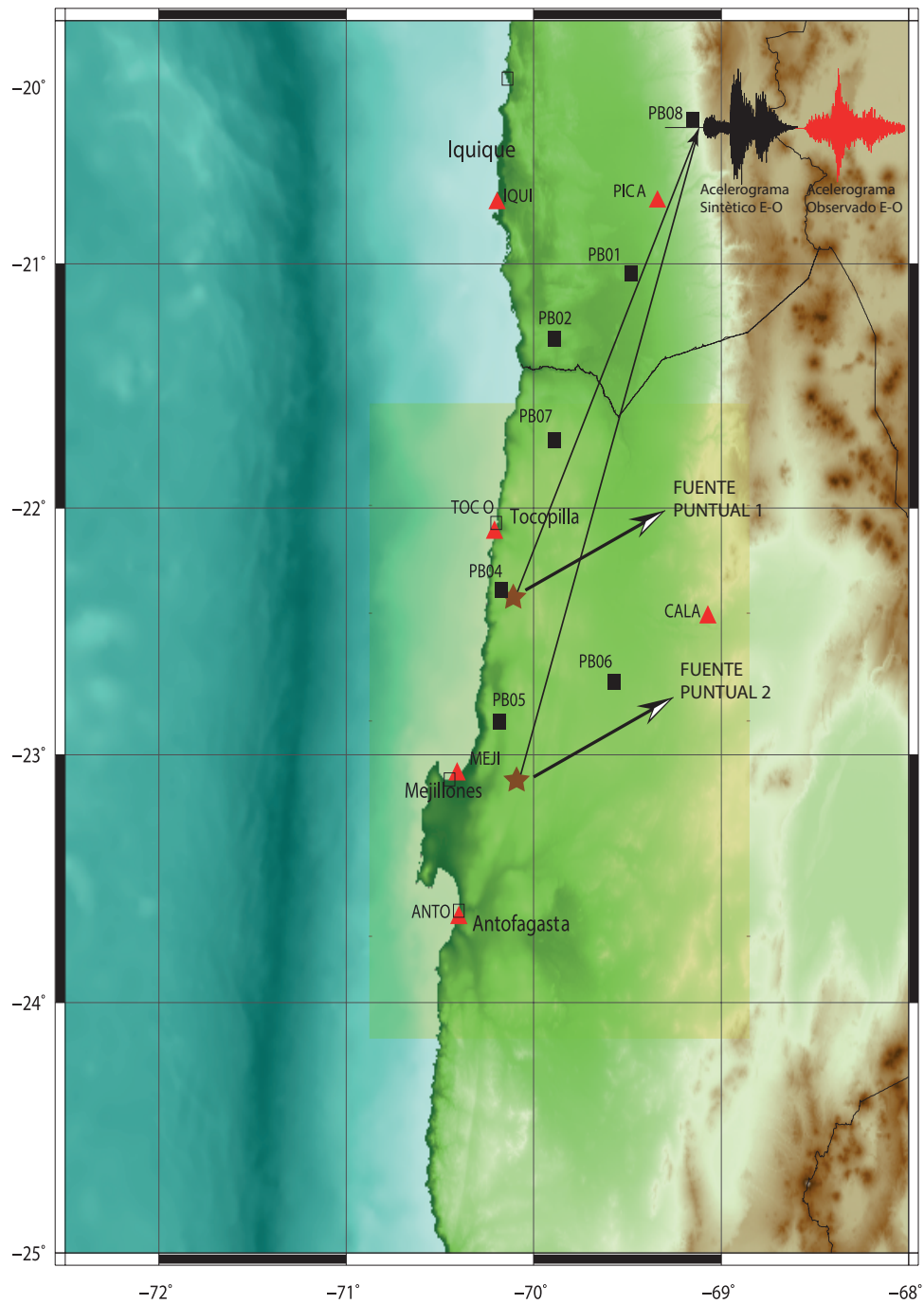


Figura 4.7: Modelo de dos fuentes puntuales para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7). Fuente puntual 1 y 2 corresponden a las estrellas ubicadas al Norte y Sur respectivamente.

4.7. Simulaciones de fuente finita.

Para las simulaciones de fuente finita se ha considerado un plano de falla con un ángulo de manteo (*dip*) de 26° , rumbo (*strike*) 358° y *rake* de 109° . Este plano es subdividido en 600 sub-fallas de 10 Km por 10 Km cada una, de manera que cada una es tratada como una fuente puntual (Figura 4.8). El largo del plano de falla es de $L = 300$ [km] y el ancho de $W = 200$ [km]. El número de sub-fallas a lo largo del *strike* es de $N_L = 30$ y a lo largo del *dip* es de $N_W = 20$. La velocidad de ruptura constante que se propaga radialmente desde el hipocentro es de $V_r = 2,63$ [km/s]

Para la simulación de fuente finita (Figura 4.8) se han evaluado los siguientes modelos:

3.7.1 a) Simulación de la aceleración del suelo para una componente horizontal. Considerando modelo propuesto por Motazedian & Atkinson (2005).

La metodología empleada para este caso se encuentra descrita en la sección 2.3, con los parámetros de entrada indicados en la Tabla 4.1.

3.7.2 Simulación de la aceleración del suelo para componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical. Considerando ondas P, SV y SH.

La metodología empleada corresponde a la descrita en la sección 3.2, con los parámetros de entrada indicados en la Tabla 4.1, considerando dos modelos para la obtención del ángulo de incidencia de los rayos sísmicos:

b) Propagación de rayos sísmicos por un medio homogéneo.

c) Propagación de rayos sísmicos directos por un modelo de capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo (Tabla 4.2).

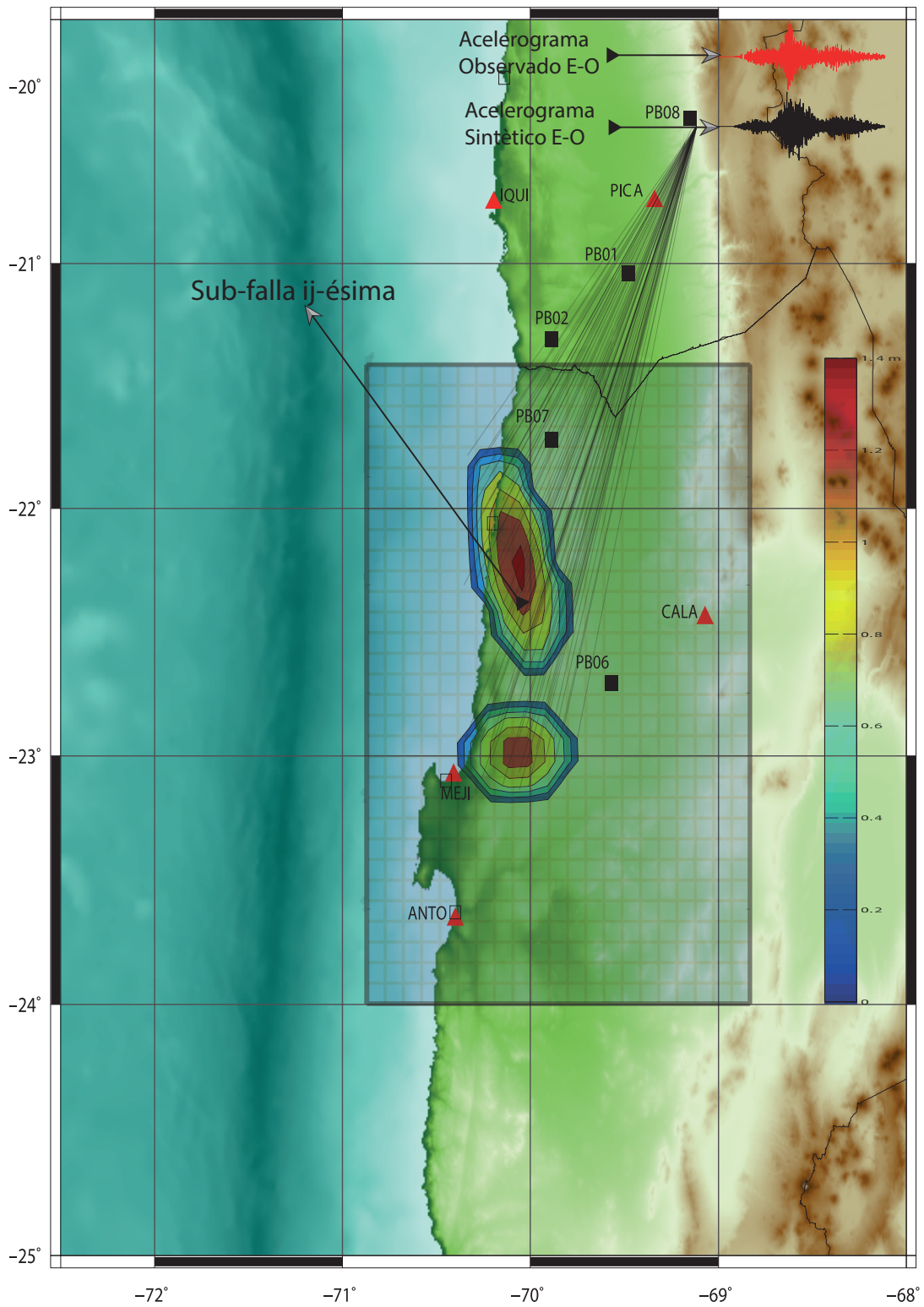


Figura 4.8: Modelo de fuente finita para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_w 7,7). Acelerograma sintético generado con modelo c).

4.8. Resultados y Discusiones

A continuación se muestran las discusiones de los resultados obtenidos para la simulación de fuente puntual (sección 4.8.1), dos fuentes puntuales (sección 4.8.2) y fuente finita (sección 4.8.3).

4.8.1. Simulaciones de fuente puntual

Al analizar los distintos modelos de simulación de fuente puntual (Figura 4.9 y 4.10) se puede apreciar que el modelo *a*) es el que tiene mayor diferencia con los registros de aceleración observados, simulando amplitudes muy inferiores a las registradas en las distintas estaciones, lo cual muestra que el modelo ω^{-2} no permite darle la forma adecuada al ruido espectral, tal que los espectros de aceleración y desplazamiento sintéticos se asemejen a los espectros reales (Figura C.2.1 y C.2.1). Esta significativa diferencia en los espectros se traduce en que este modelo no logra simular adecuadamente la amplitud de las ondas en el rango de frecuencias considerado. Lo cual se condice con lo estudiado por Lancieri et al. (2012), donde se muestra que los espectros de Fourier de desplazamiento en las estaciones PB04, PB05, PB06 y PB07 debido al terremoto principal del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7) no se ajustan a un modelo ω^{-2} , sino más bien a una combinación de un modelo ω^{-1} y un modelo ω^{-2} (Figura 4.4).

Al modelar la forma espectral de la fuente considerando esta combinación de modelos -caso *b*)- se puede ver que las amplitudes de los acelerogramas y espectros artificiales (Apéndice C.2.2) se ajustan mejor a las observados que en el caso *a*).

Ahora bien, como en esta tesis se busca darle forma a los espectros de Fourier de desplazamiento considerando ondas P, SV, SH y un modelo $\omega^{-\gamma}$ (ecuación 3.93), se aprecia que la consideración de un modelo $\omega^{-1.5}$ -modelo *c*); Figura 4.4- permite ajustar las amplitudes de los acelerogramas (componente Este-Oeste) de manera similar a lo obtenido en el caso *b*), pero con la ventaja que el modelo *c*) permite simular las aceleraciones del suelo para dos componentes horizontales (Este-Oeste y Norte-Sur) y una vertical, mostrando mejores valores de PGA (Peak Ground Acceleration) y amplitud (ver C.2.3) que los modelos anteriores.

El modelo *d*) por su parte logra simular bien la forma de los acelerogramas -a diferencia de los modelos *a*), *b*) y *c*)-, debido a que el ruido blanco es modulado con la envolvente de los registros observados en las distintas estaciones y, los modelos *a*), *b*) y *c*) solo consideran una envolvente dada por la función de Saragoni & Hart (1974), (Figura 4.3). Esto sugiere que se podría considerar una mejor envolvente para modular el ruido blanco Gaussiano en la simulación de fuente puntual (modelos *a*), *b*) y *c*)), la cual podría ser estimada en función de la distancia r (distancia entre hipocentro y el punto de observación), el número de asperezas y el tamaño de éstas. Por otra parte, centrándose en los modelos de fuente puntual *c*) y *d*), se aprecia que la simulación de las aceleraciones del suelo en la componente Este-Oeste entrega mejores resultados que las otras componentes. Las componentes Norte-Sur y vertical tienden a acentuar las diferencias entre los acelerogramas observados y sintéticos sobre todo para las estaciones más lejanas de la fuente sísmica (Apéndice C.2.3 y C.2.4), lo cual puede deberse al hecho que solo se consideraron ángulos de incidencia de rayos sísmicos rectilíneos (correspondientes al caso de ondas sísmicas propagándose por un medio homogéneo) lo cual repercute en la poca contribución de las ondas SV y P en los puntos de observación considerados.

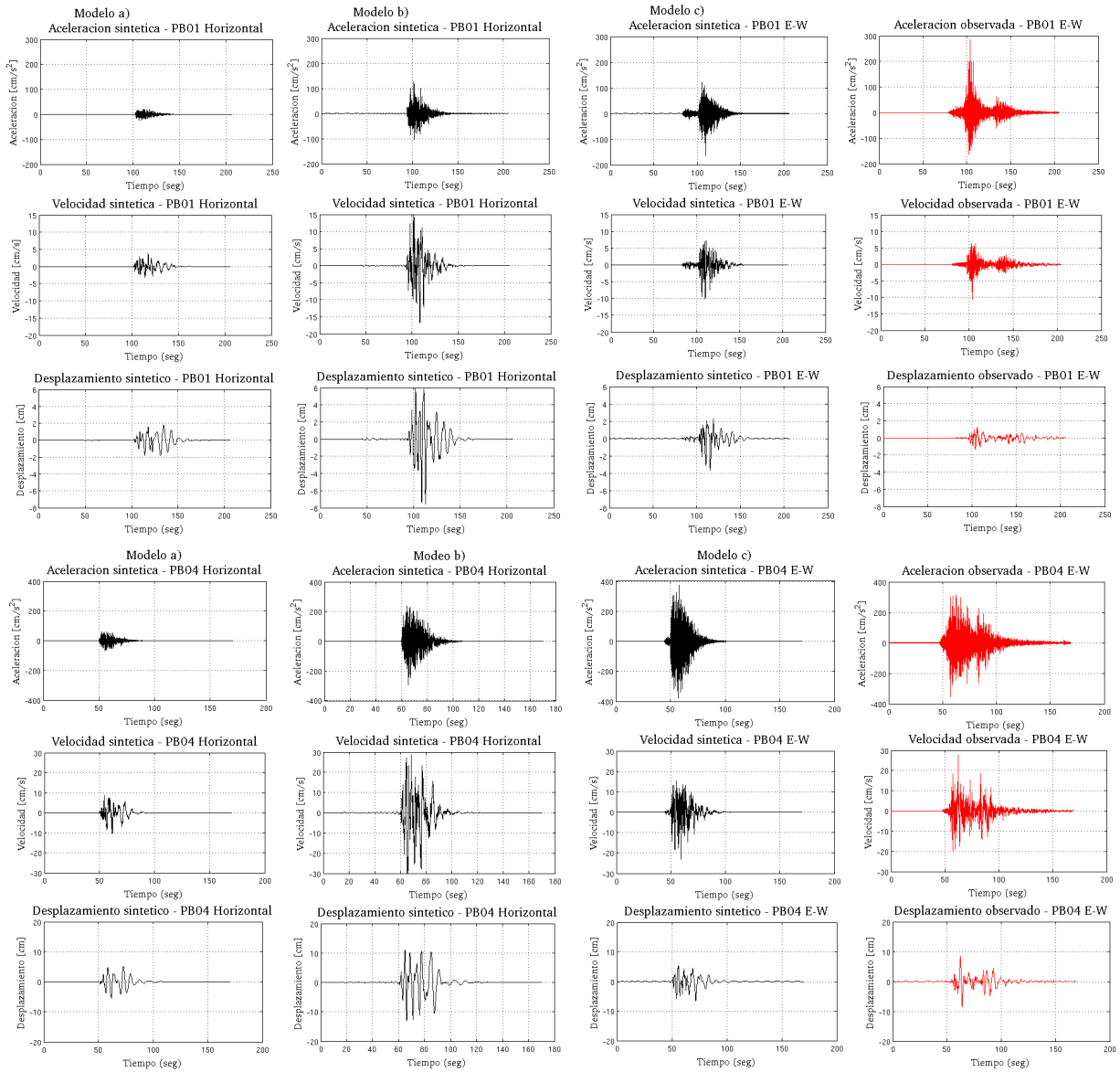


Figura 4.9: Comparación de registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para modelos a), b) y c) de fuente puntual; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en las estaciones PB01 y PB04 en componente Este-Oeste. Las simulaciones de aceleración, velocidad y desplazamiento para los modelos a) y b) se encuentran en componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método.

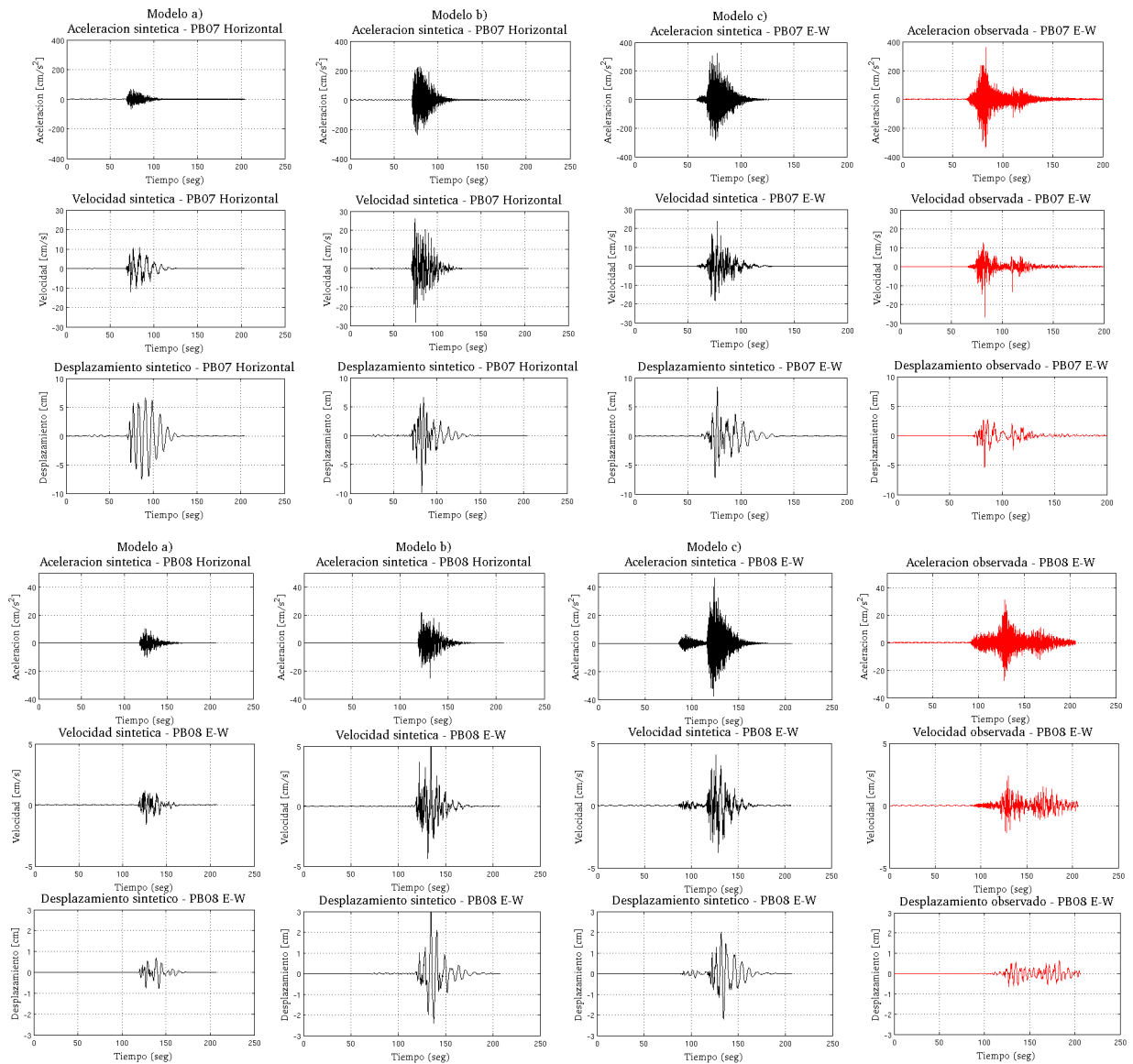


Figura 4.10: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente puntual; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en las estaciones PB07 y PB08 de componente Este-Oeste. Las simulaciones de aceleración, velocidad y desplazamiento para los modelos a) y b) se encuentran en componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método.

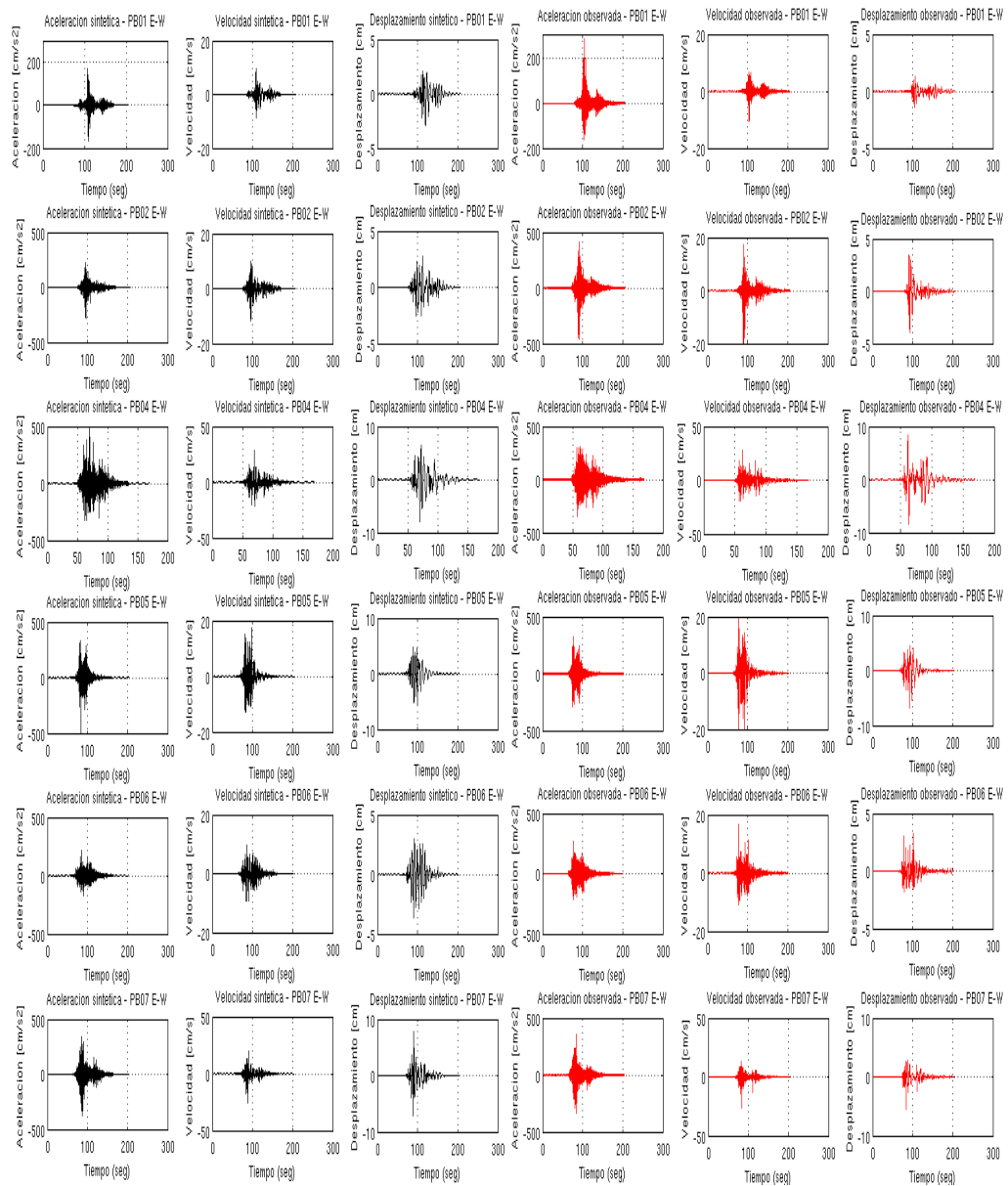


Figura 4.11: Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste, considerando modelo de fuente puntual d) y estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07.

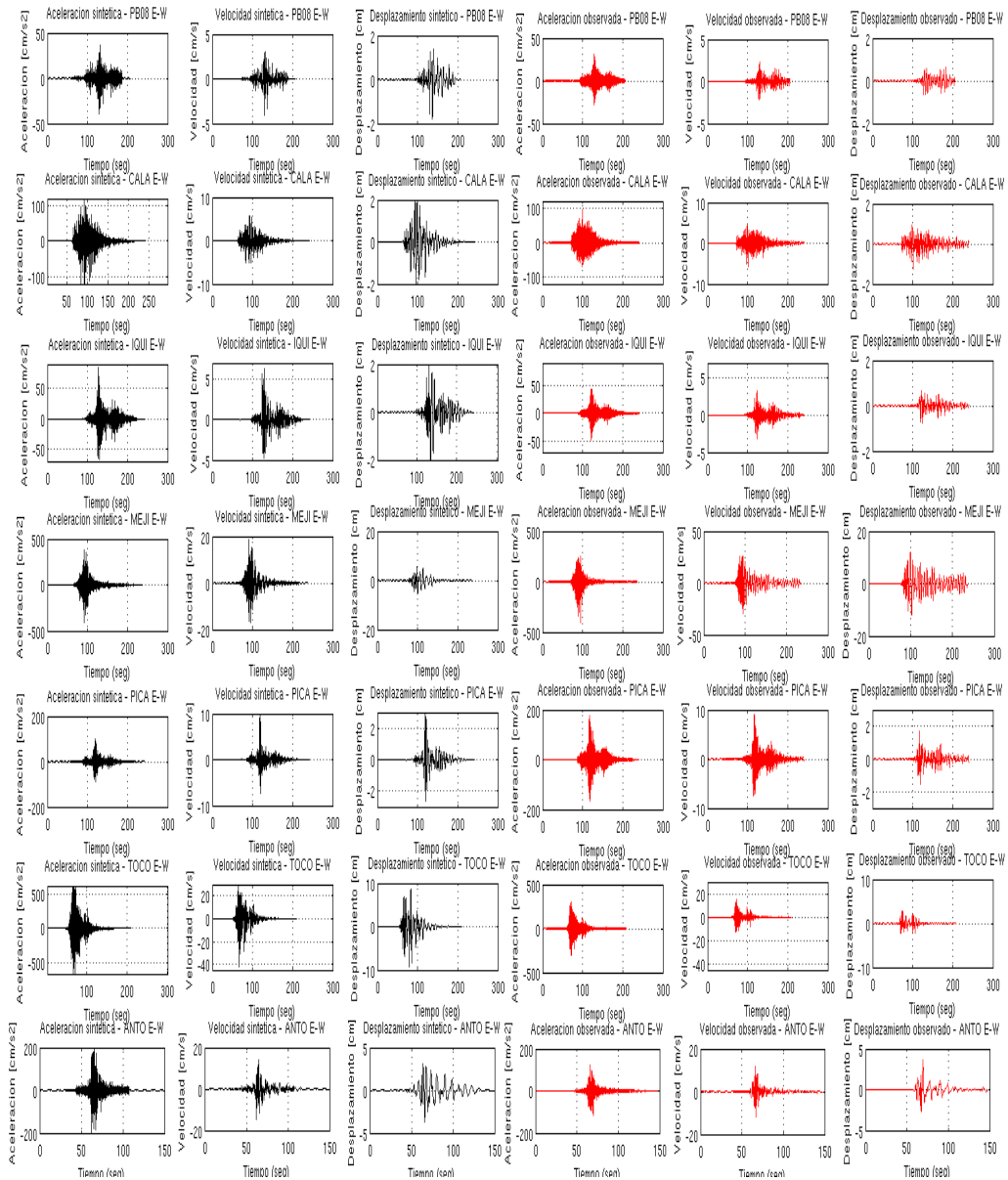


Figura 4.12: Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste, considerando modelo de fuente puntual *d*) y estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO.

El resto de los resultados obtenidos se encuentran en el Apéndice C.2.

4.8.2. Simulaciones de dos fuentes puntuales

Para la simulación de las aceleraciones del suelo considerando dos fuentes puntuales ubicadas en los centros de las dos asperezas elípticas del modelo de deslizamiento usado (Figura 4.7) se aprecia una notable mejora en la forma de los acelerogramas artificiales con respecto a los observados en comparación con los modelos de fuente puntual *a*), *b*) y *c*). Ya que al considerar tiempos de ruptura para cada sub-fuente y velocidades de propagación (promedio) de ondas P, SV y SH ya se aprecia -en buen grado- el efecto de las dos asperezas en la forma de los acelerogramas artificiales, junto con la diferencia en los tiempos de llegada de las ondas P y S, lo cual se hace más notorio en

los registros obtenidos en las estaciones más retiradas de la fuente sísmica (Apéndice C.3.1).

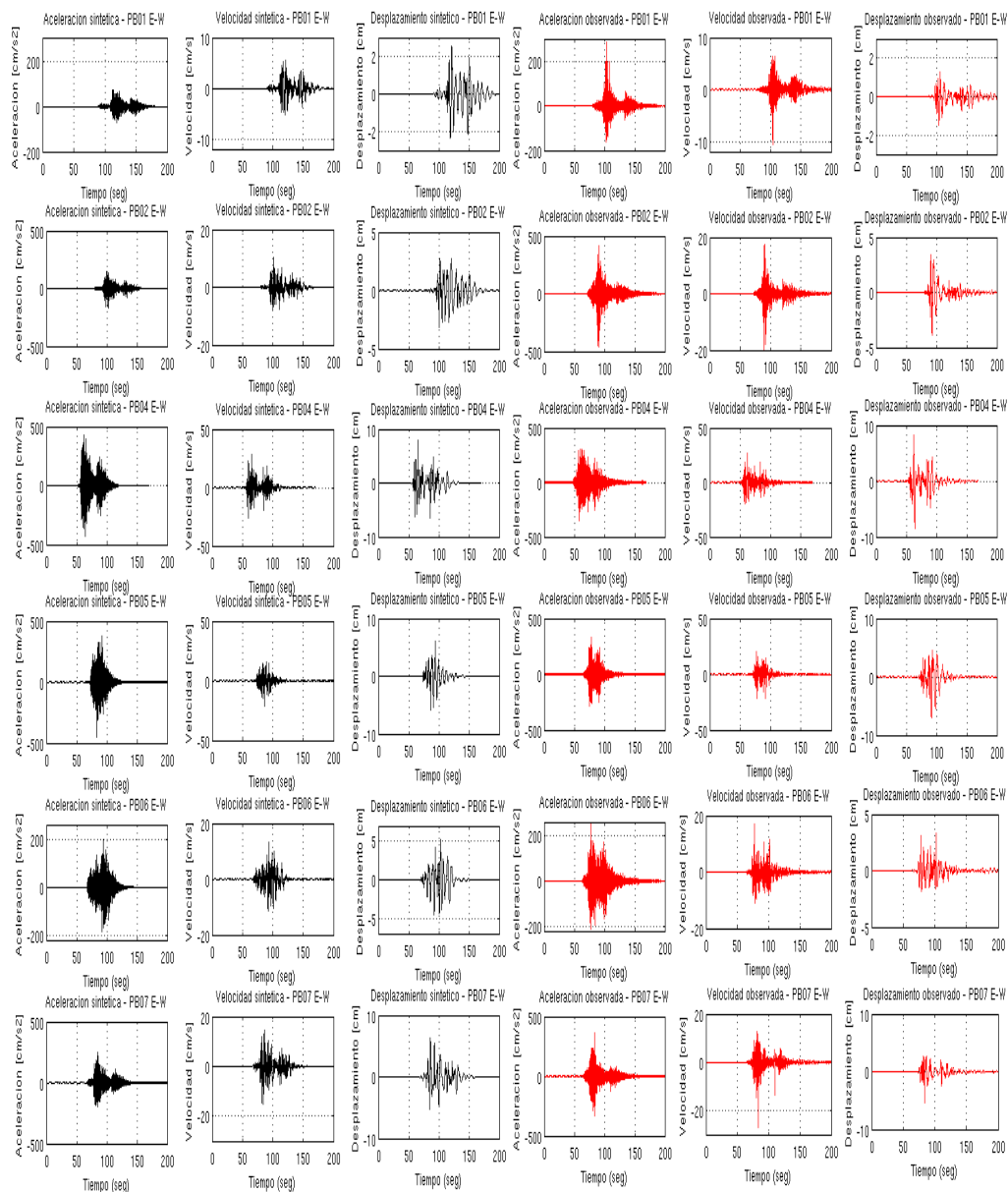


Figura 4.13: Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para un modelo de dos fuentes puntuales, considerando componente Este-Oeste de las estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07.

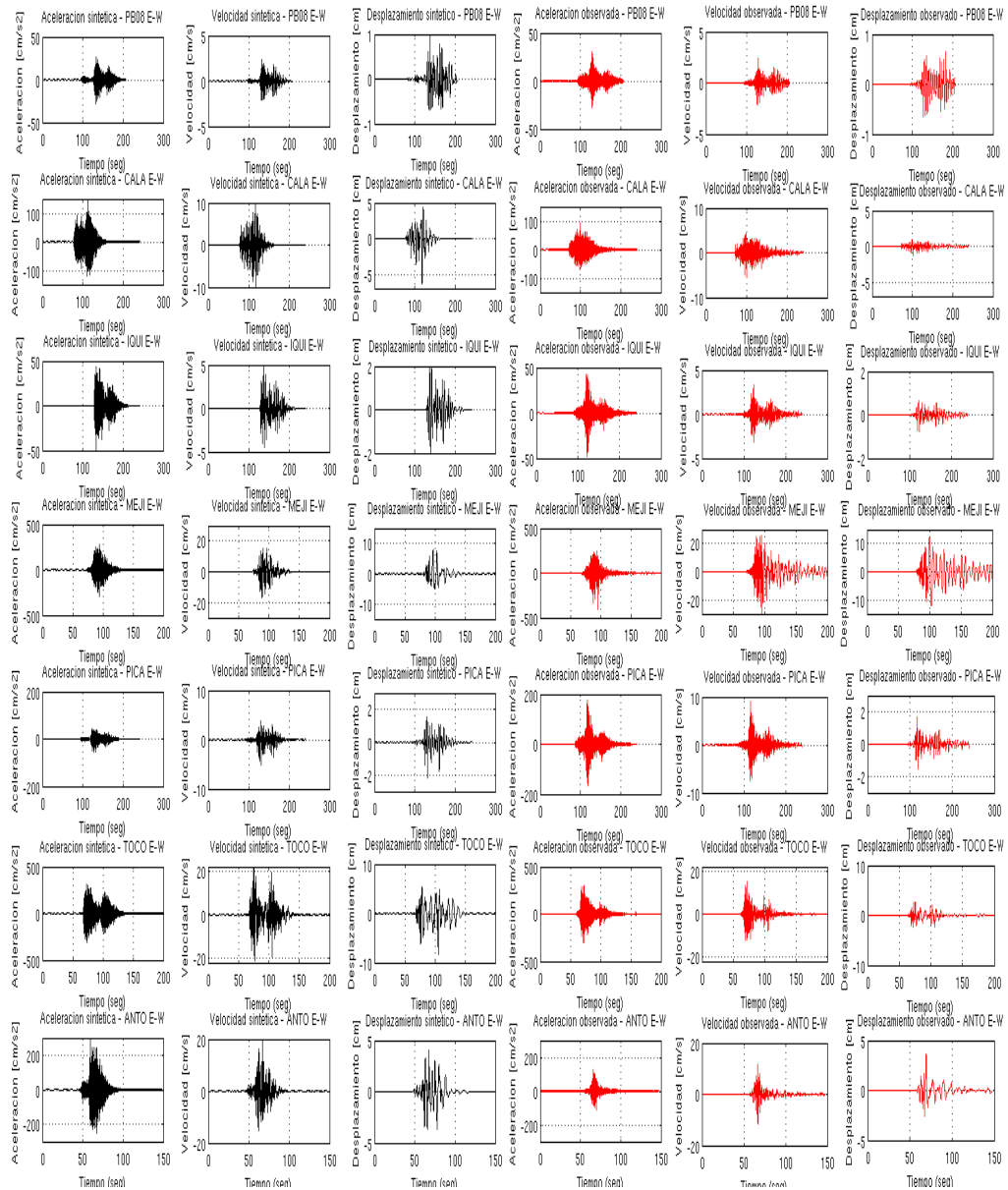


Figura 4.14: Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para un modelo de dos fuentes puntuales, considerando componente Este-Oeste de las estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO.

El resto de los resultados obtenidos se encuentran en el Apéndice C.3.1.

4.8.3. Simulaciones de fuente finita

Para los distintos modelos de fuente finita (sección 4.8.3) se aprecia que el modelo *a*) (Motazedian & Atkinson, 2005) es el que menos logra reproducir las amplitudes y forma de onda en los acelerogramas, dado que al considerar que cada sub-fuente sigue un modelo ω^{-2} de Brune (1970, 1971) se tiene que la contribución de cada una a la aceleración total del terremoto principal produce que esta última también tienda a seguir un modelo ω^{-2} en su forma espectral, subestimando así la amplitud de Fourier del terremoto real (Apéndice C.4). Al igual como se vió para el modelo *a*) de fuente puntual, ocurre que las amplitudes de las ondas en los acelerogramas artificiales no se asemejan a los observados. En cuanto a la forma de los acelerogramas, los simulados tienen cierto parecido a los observados solo para las estaciones más cercanas a la fuente (PB04, PB05, PB06), debido a que en las estaciones más retiradas (PB08, IQUI y PICA) se hace apreciable la contribución de las ondas P. El modelo *b*) por su parte, al incorporar ondas P logra simular bien la diferencia de llegada de ondas P y S, las amplitudes y forma de onda para componentes horizontales, teniendo algunos problemas con la simulación de la componente vertical de la aceleración en estaciones más retiradas de la fuente sísmica (PB08, IQUI y PICA). Cabe señalar que las diferencias de amplitudes entre los acelerogramas observados y sintéticos puede deberse a varios factores no incluidos en la modelación de efectos de fuente, trayecto y sitio, entre ellos mencionar el error que trae solo considerar un patrón de radiación promedio sobre la esfera focal, alta dispersión en el modelo de atenuación (Apéndice B.2), obtención de ángulo de incidencia de rayos sísmicos en la superficie solo considerando propagación de éstos por un medio homogéneo, efectos no-lineales, etcétera. Las componentes Norte-Sur y vertical en el modelo *b*) tienden a perder un poco la forma y la amplitud de las ondas en las estaciones que están más retiradas de la fuente sísmica en comparación con los resultados obtenidos para la componente Este-Oeste, tal como queda de manifiesto en los acelerogramas sintéticos para la estación IQUI. Primeramente se aprecia que la componente E-W prácticamente no logra simular ondas P y SV (Figura 4.33, 4.31 y 4.32), lo cual se justifica considerando que solo en el plano formado por los ejes N-S y Z la contribución de las ondas SV y P generan movimiento de partícula más significativamente, pues la estación IQUI está orientada prácticamente hacia el Norte de las asperezas (Figura 4.2). Por otro lado, se aprecia que en la componente N-S las ondas SH generan muy poca influencia dado que éstas solo generan movimiento de partículas en una dirección transversal a la dirección de propagación del rayo sísmico. Además, como los desplazamientos en el punto de observación producto de las ondas SH no dependen del ángulo de incidencia del rayo sísmico, el acelerograma simulado en la componente E-W simula adecuadamente las amplitudes de las ondas SH, por el contrario, como el movimiento de partícula en superficie producto de ondas SV y P depende del ángulo de incidencia (Figura 3.6, 3.13 y 3.10), el modelo de rayos rectilíneos en parte no permite simular adecuadamente ondas SV y P para las estaciones más retiradas de la fuente sísmica. Esto último explica por qué las amplitudes de las ondas en los acelerogramas N-S y vertical se ven disminuidas al considerar rayos sísmicos rectilíneos. Este efecto se aprecia de menor a mayor medida en las estaciones PB07, PB08, PB01, PICA, PB02 e IQUI tal como se muestra en la Figuras 4.40 y 4.41. De todos modos hay estaciones -como PICA- donde no se logra simular bien la componente EW y deberían tener fuerte influencia de ondas SH, por lo que se infiere que hay efectos aparte del ángulo de incidencia que influyen en la subestimación de las amplitudes de las ondas.

Por último, tanto en las Figuras mostradas donde se comparan los 3 modelos de fuente finita como en el Apéndice C.4.3 se puede apreciar que el modelo *c*) de fuente finita es el que mejor logra simular el terremoto de Tocopilla (2007). Los acelerogramas sintéticos de componente Este-

Oeste se mantienen de manera similar a los del modelo *b*) tanto en amplitud como en forma; los acelerogramas sintéticos componente vertical mejoran en comparación al modelo *b*), dado que logra simular de mejor manera los registros de aceleración en las estaciones más retiradas de la fuente sísmica, junto con el efecto de las dos asperezas, tal como se aprecia en las estaciones PB01, PB02, PB07, PB08 IQUI y PICA (Figuras 4.40, 4.41, 4.42 y 4.43); los acelerogramas de componente Norte-Sur por su parte son los que presentan algunos problemas en algunas estaciones, por ejemplo la amplitud del acelerograma de la estación PB02 no mejora en el modelo *c*) como mejora la componente vertical, lo cual indica que la multiplicación del factor de superficie libre con el de partición de la energía para la componente radial no produjo un aumento significativo en la amplitud de las ondas SV al disminuir el ángulo de incidencia θ , hecho que tiene sentido si se miran los gráficos de partición de la energía (Figura 3.6) y el del factor de superficie libre (Figura 3.13) para ondas SV, cuya disminución se explicaría considerando que los ángulos de incidencia asociados a las estaciones más lejanas estén aproximadamente entre $0,7$ y $[\pi/2]$ [rad], de este modo las ondas SV son multiplicadas por un factor entre 0 y 0.5 aproximadamente (la multiplicación de los factores de superficie libre con los de partición de la energía para cada onda en cada componente corresponde a los gráficos ilustrados en las Figuras 3.9 y 3.12), en cambio la componente vertical de las ondas SV aumenta entre ángulos de incidencia de $0,7$ y $\pi/2$ [rad], de manera que estas ondas son afectadas por un factor entre 0 y 1. Estos inconvenientes se deben en parte a que el modelo de capas planas horizontales considerado es muy simplificado. Dado que solo considera al rayo directo que se refracta al pasar entre las discontinuidades de las capas, no considerando la multitud de rayos reflejados y refractados en ellas. Si bien es cierto, los rayos que sufren varias reflexiones y refracciones antes de llegar al punto de observación pierden bastante energía, en las estaciones más lejanas pueden llegar rayos que generen una importante contribución, como los rayos que solo se reflejan en el moho o sufren refracciones críticas (en esta discontinuidad) para luego subir y arribar en el punto de observación, llegando así con ángulos de incidencia menores a 0.7 [rad]. Esto sugiere la consideración de un modelo que incorpore ondas directas, refractadas y reflejadas.

Comparación de modelos de fuente finita a), b) y c) para estaciones PB01, PB04, PB07 y PB08.

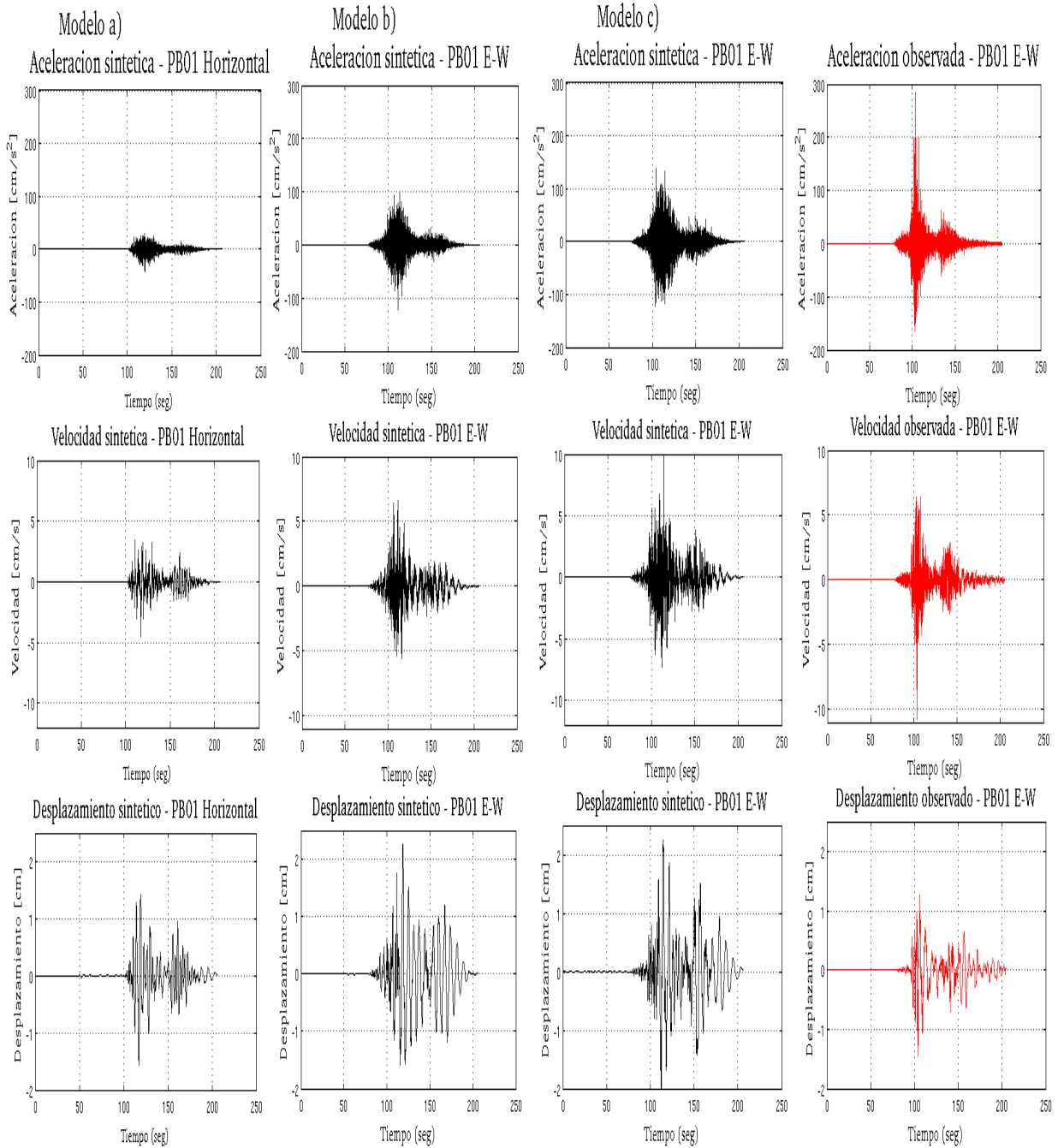


Figura 4.15: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB01 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

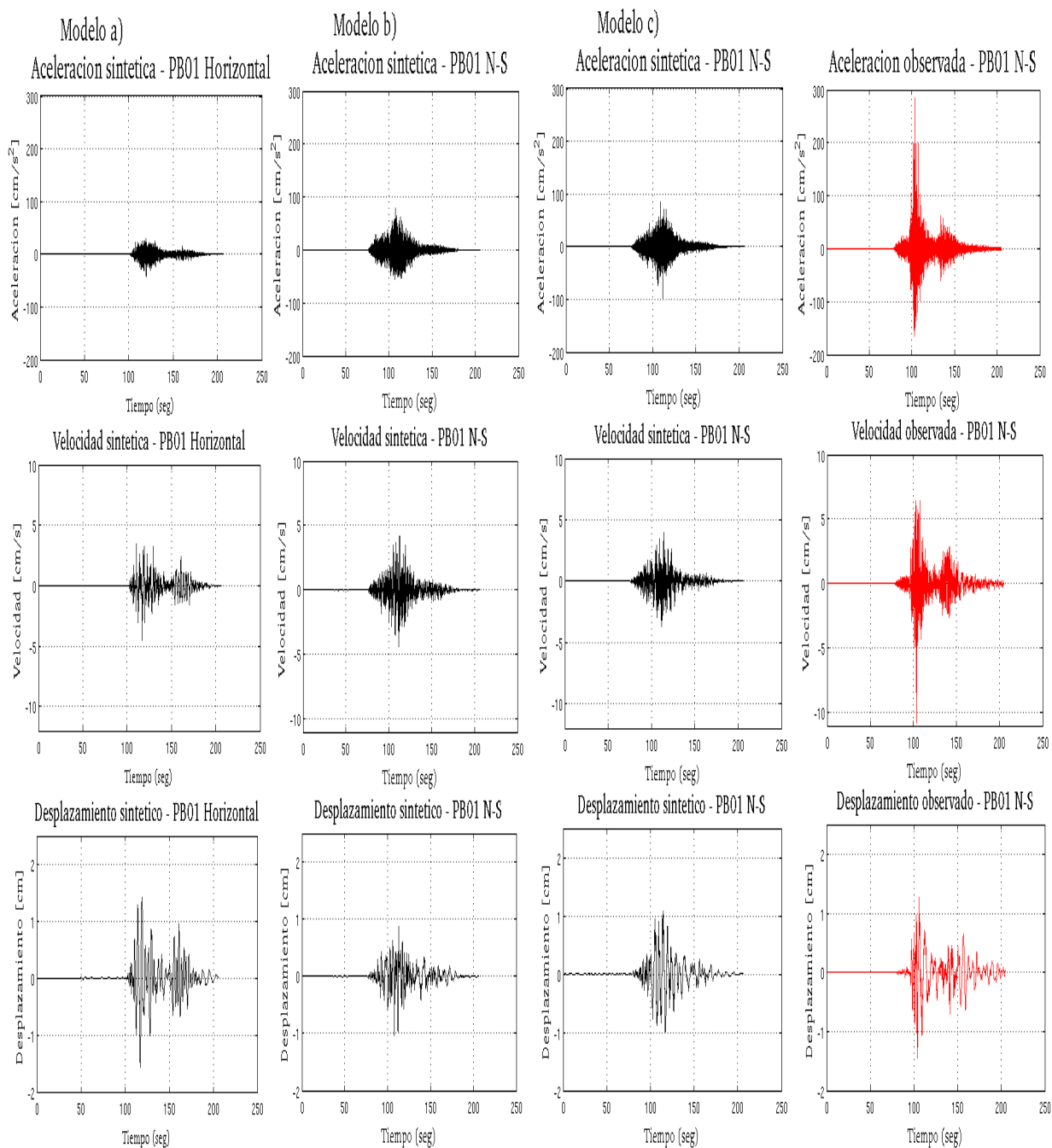


Figura 4.16: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB01 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

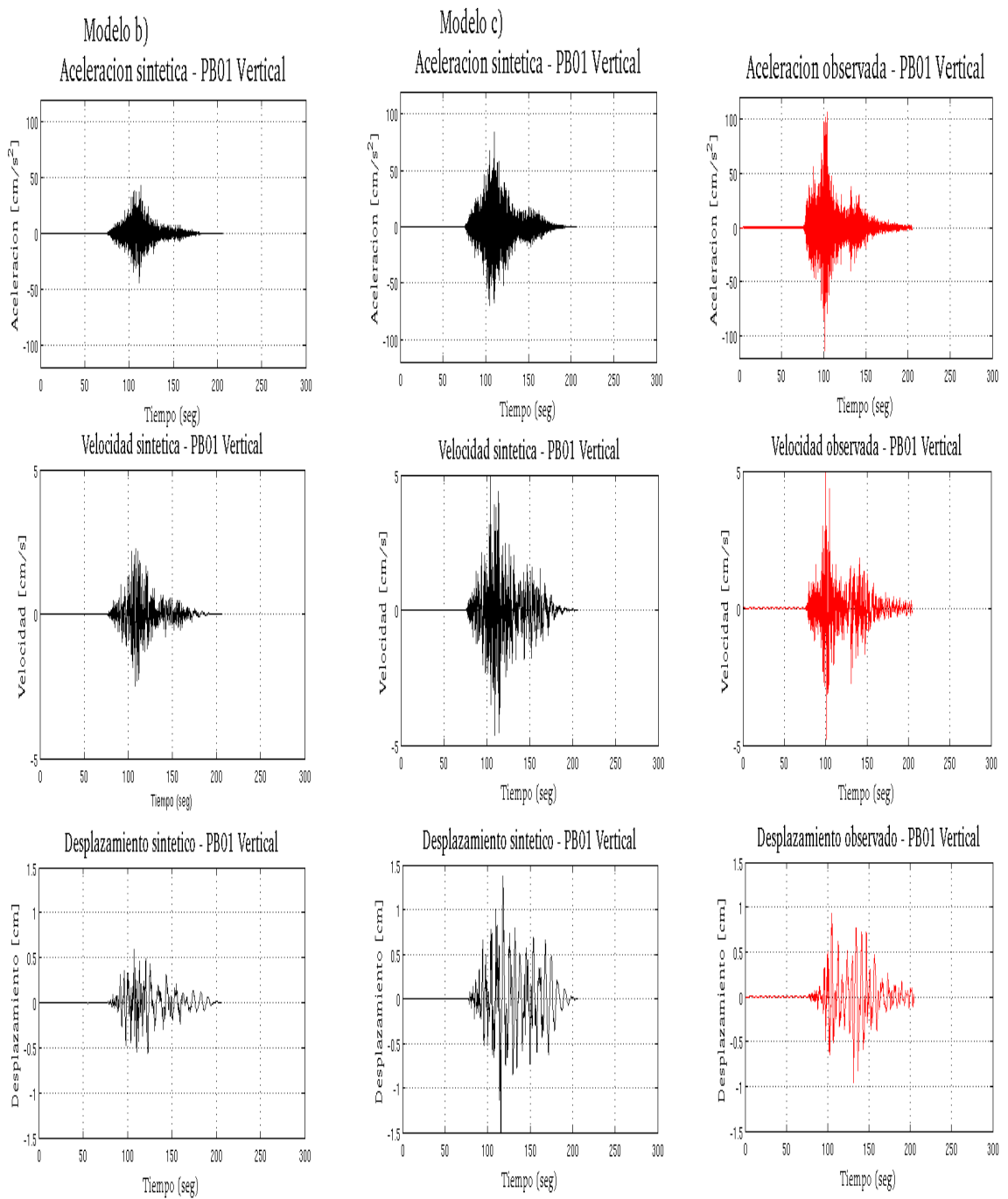


Figura 4.17: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB01 componente vertical.

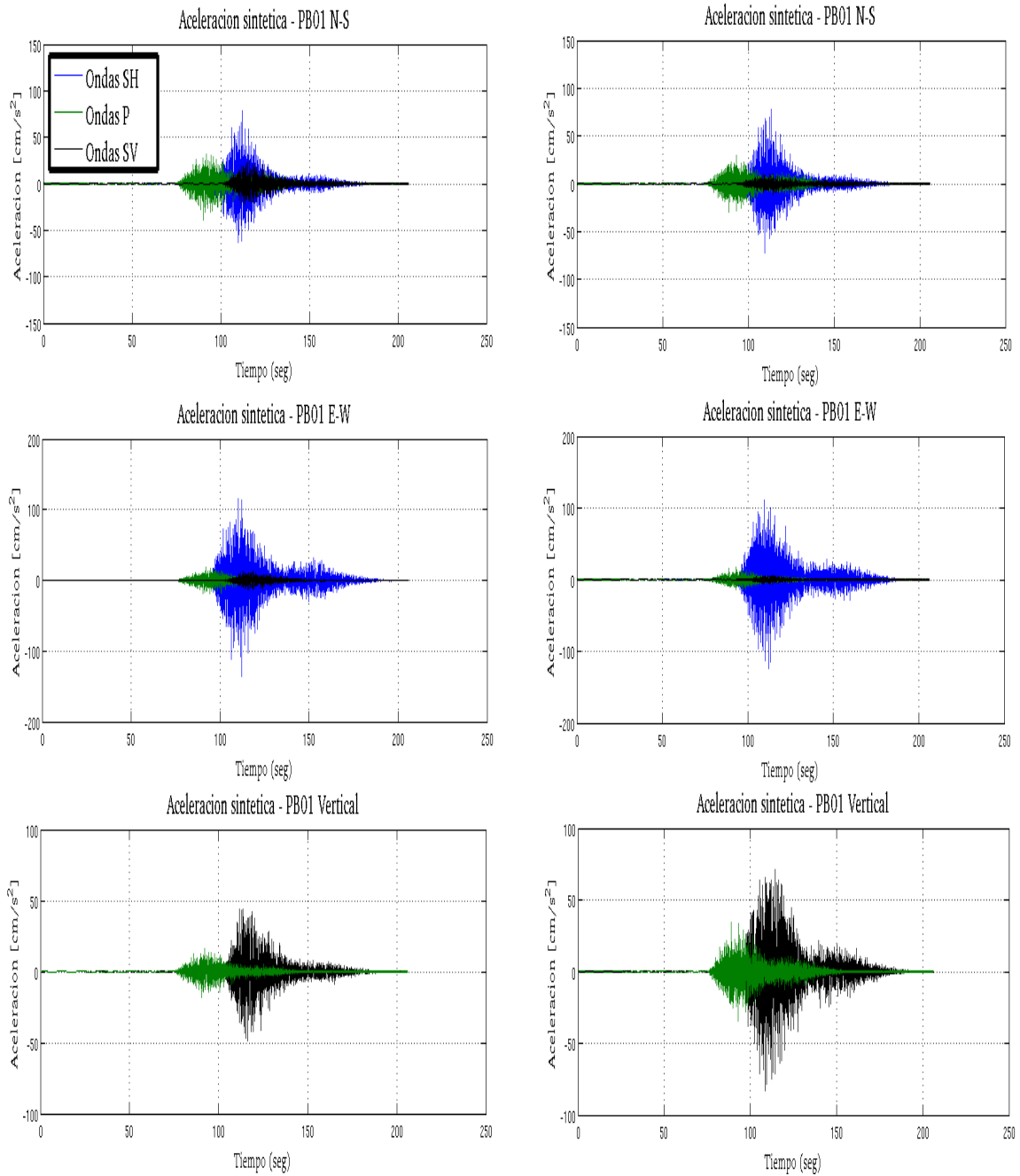


Figura 4.18: Aceleraciones sintéticas para estación PB01 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.

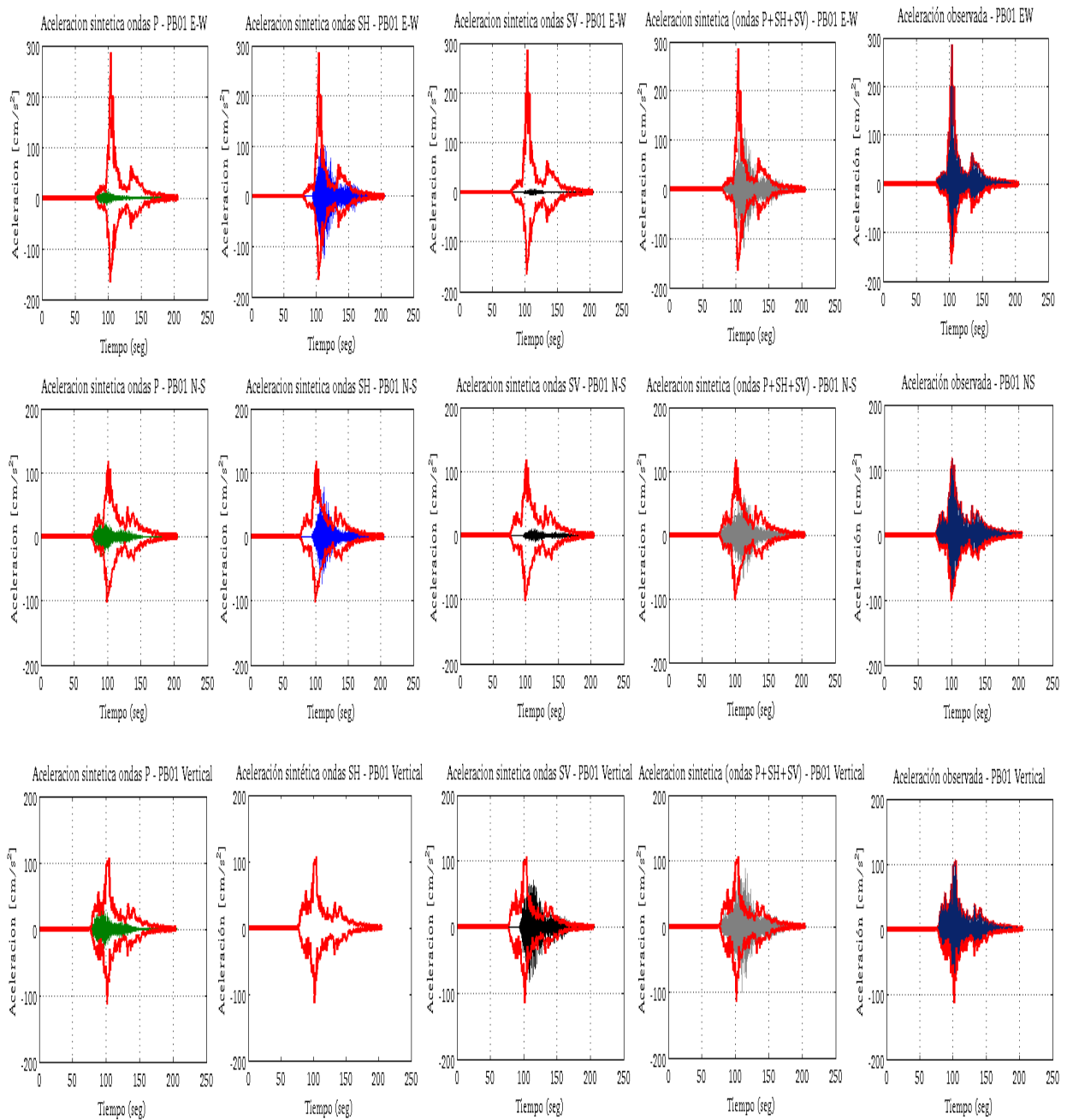


Figura 4.19: Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB01. Usando modelo c de fuente finita.

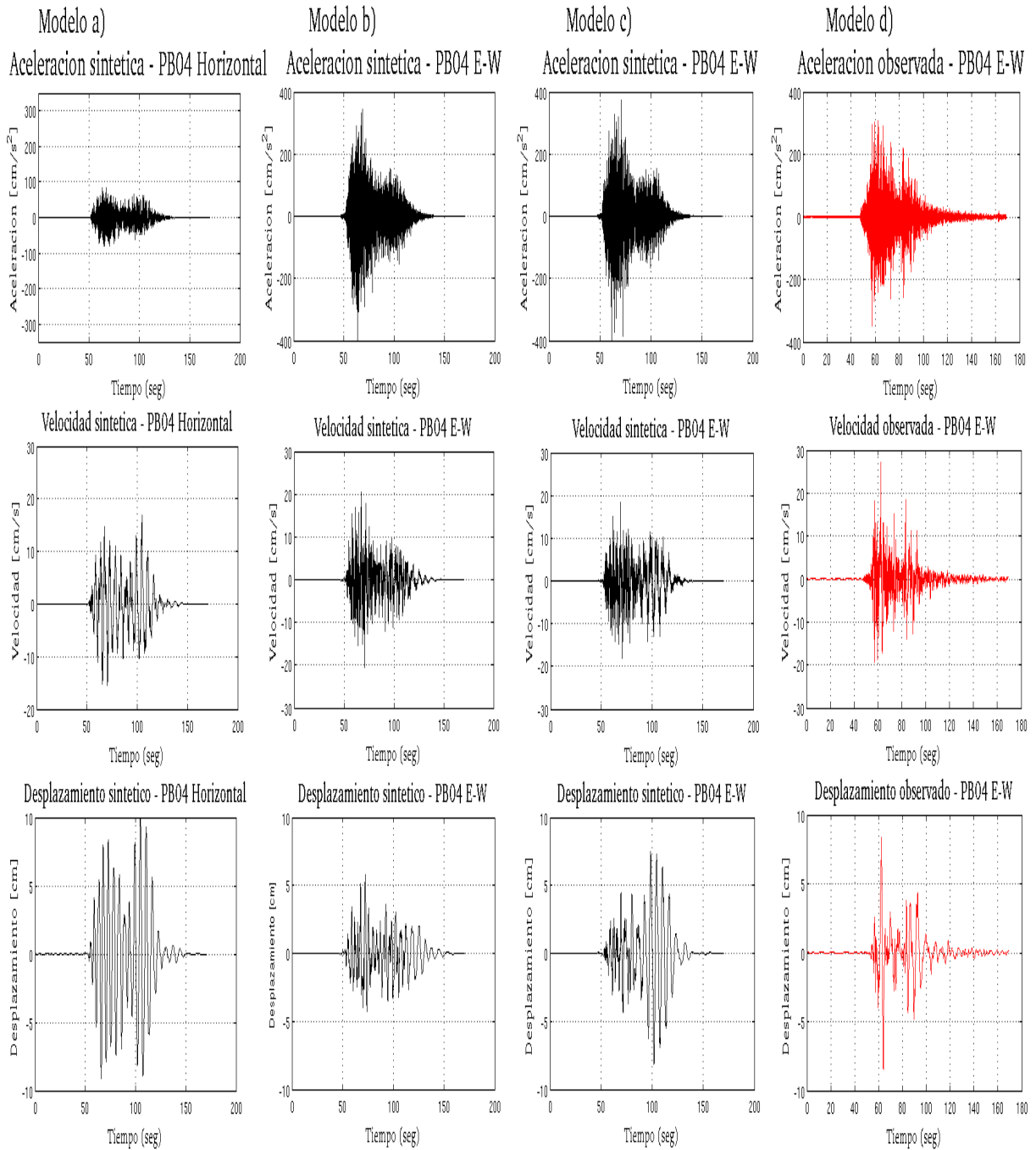


Figura 4.20: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB04 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

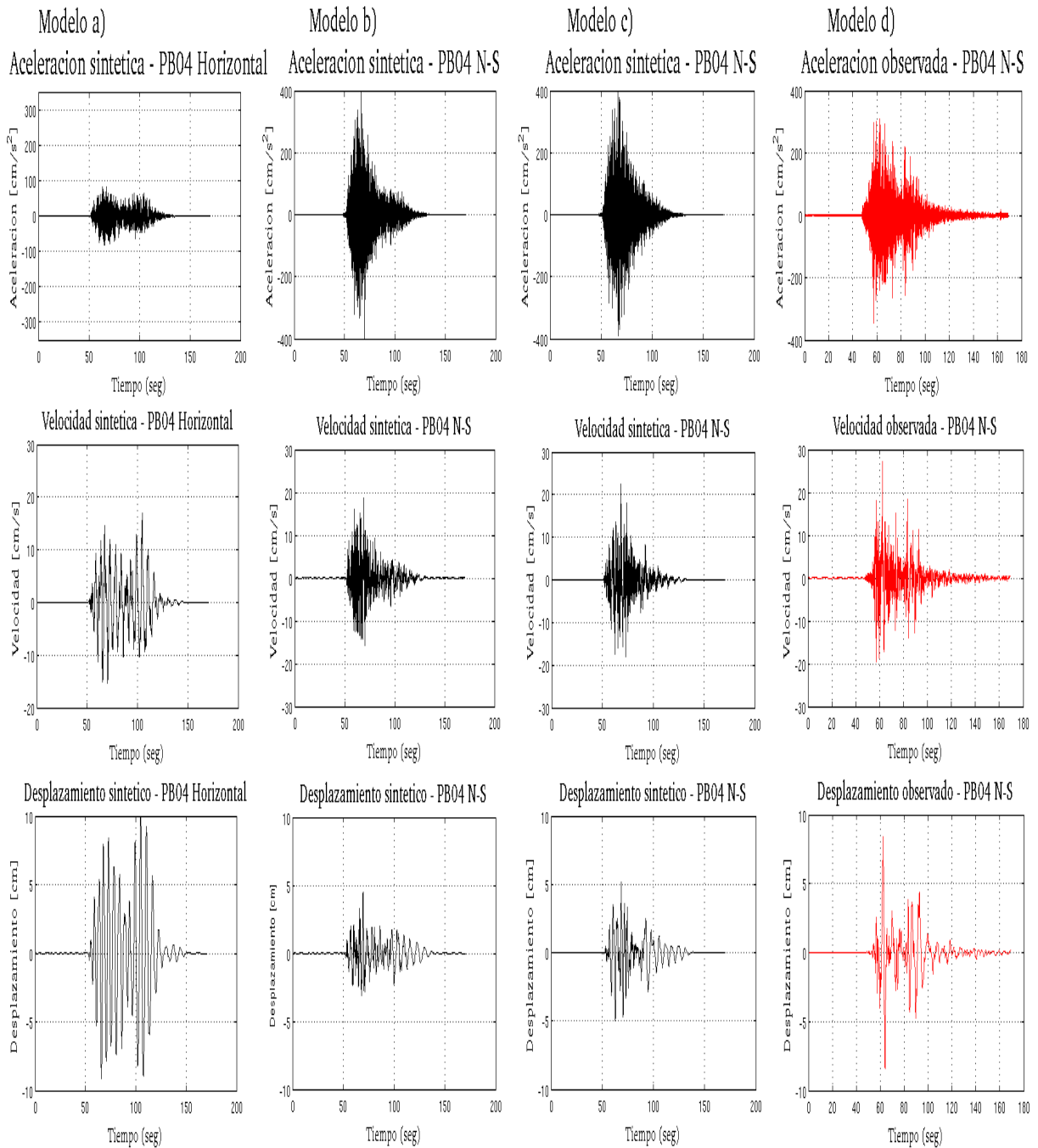


Figura 4.21: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observado en la estación PB04 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

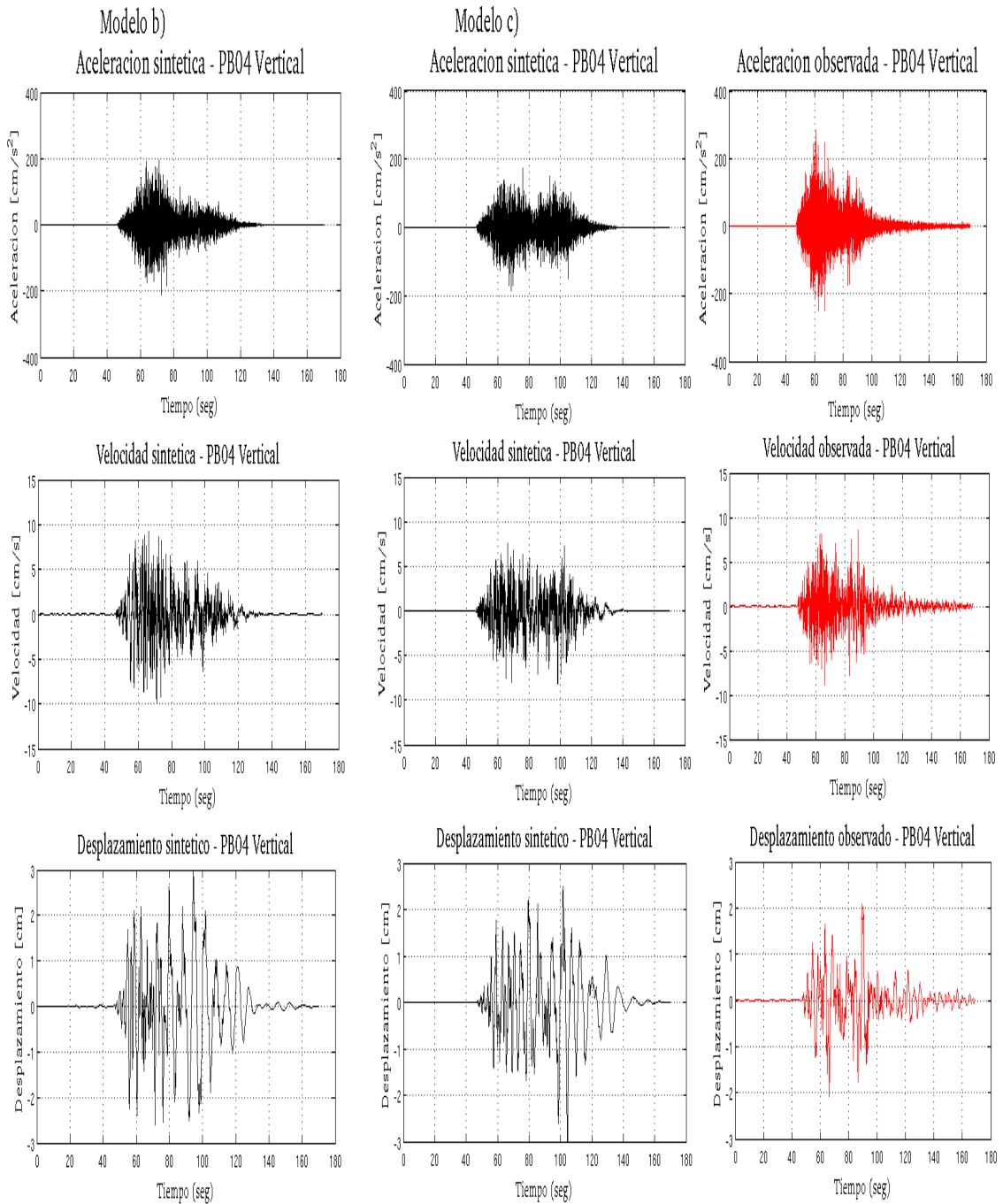


Figura 4.22: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB04 componente vertical.

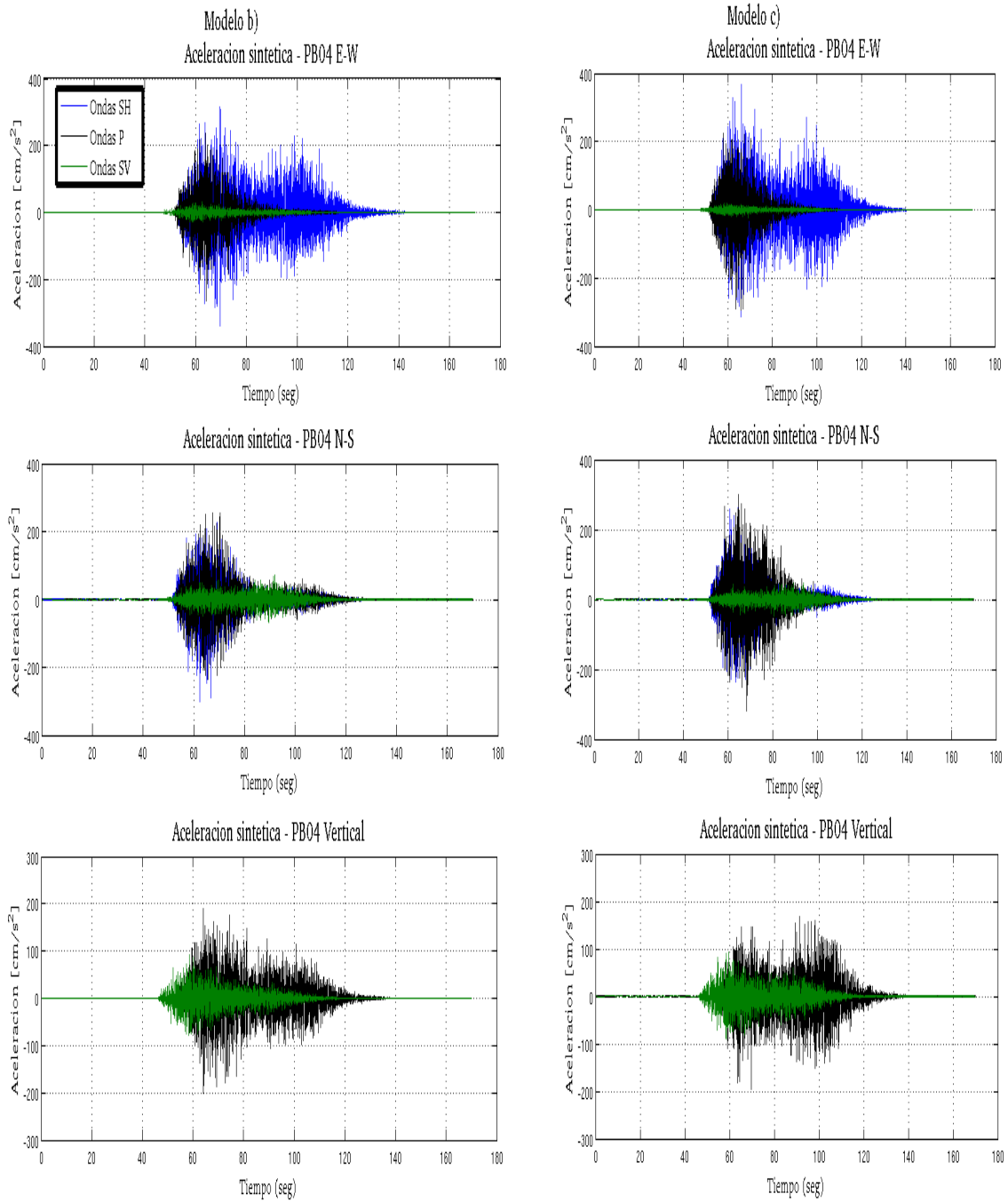


Figura 4.23: Aceleraciones sintéticas para estación PB04 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.

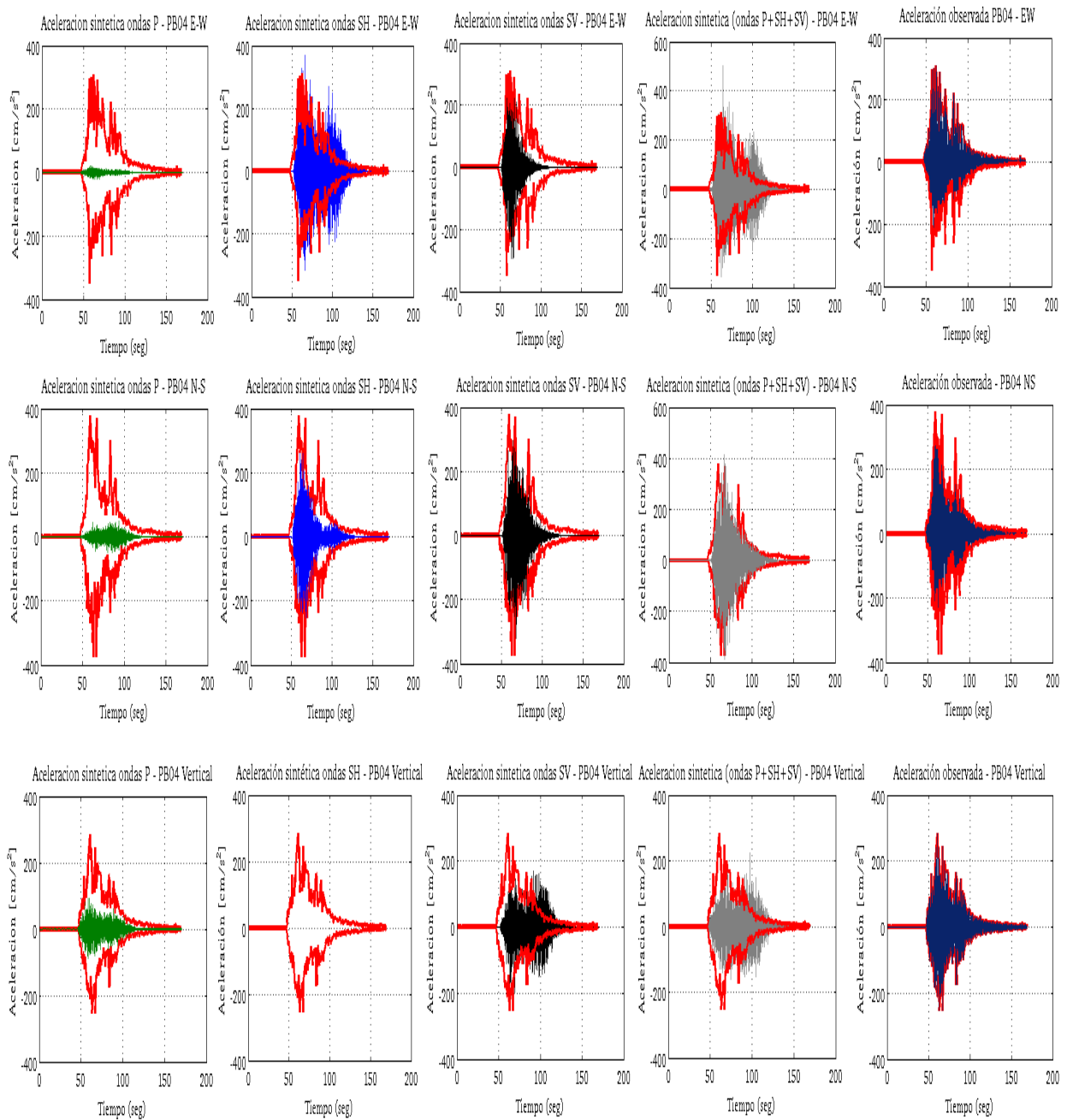


Figura 4.24: Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB04. Usando modelo c de fuente finita.

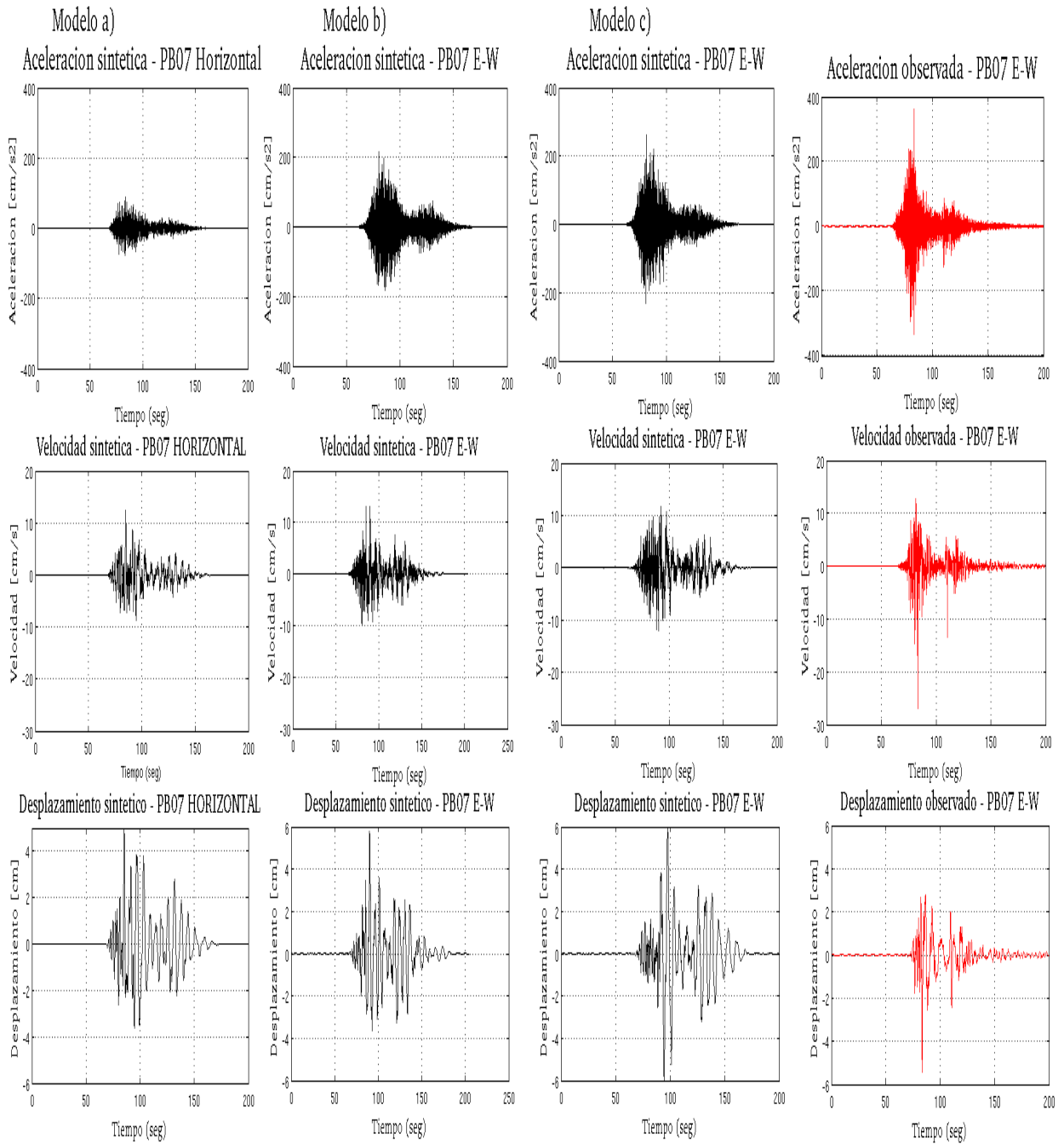


Figura 4.25: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB07 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

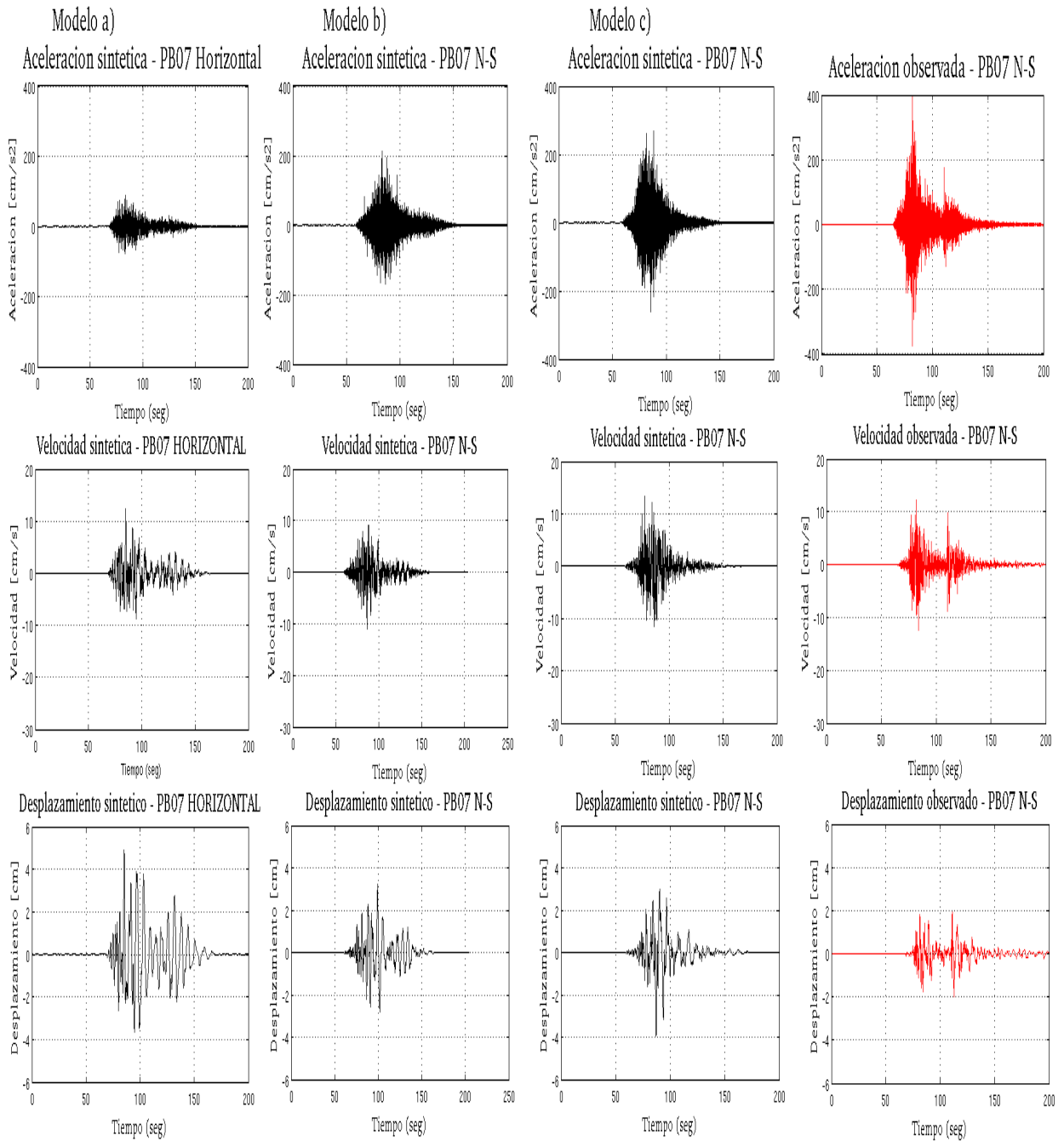


Figura 4.26: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observado en la estación PB07 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

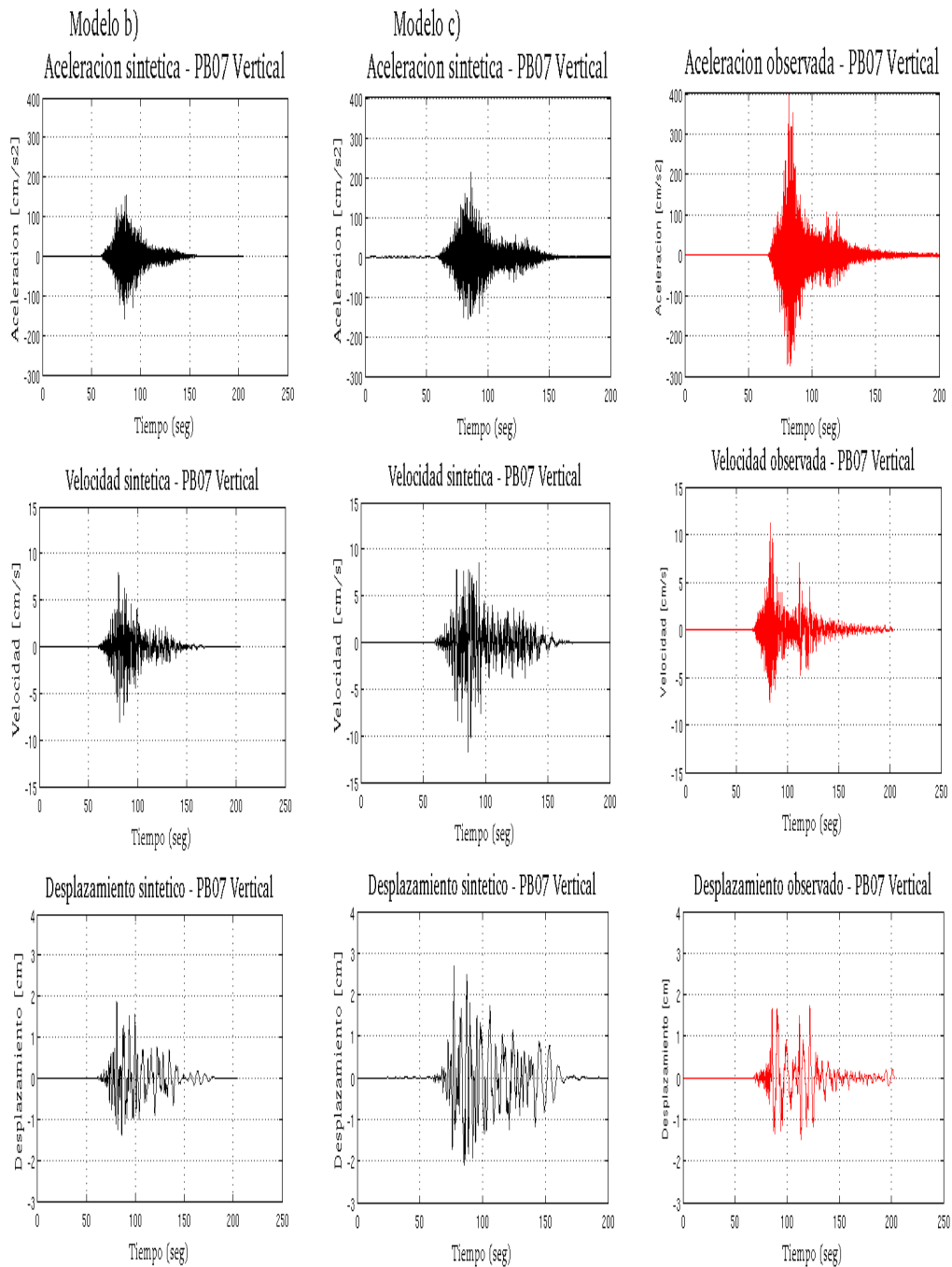


Figura 4.27: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB07 componente vertical.

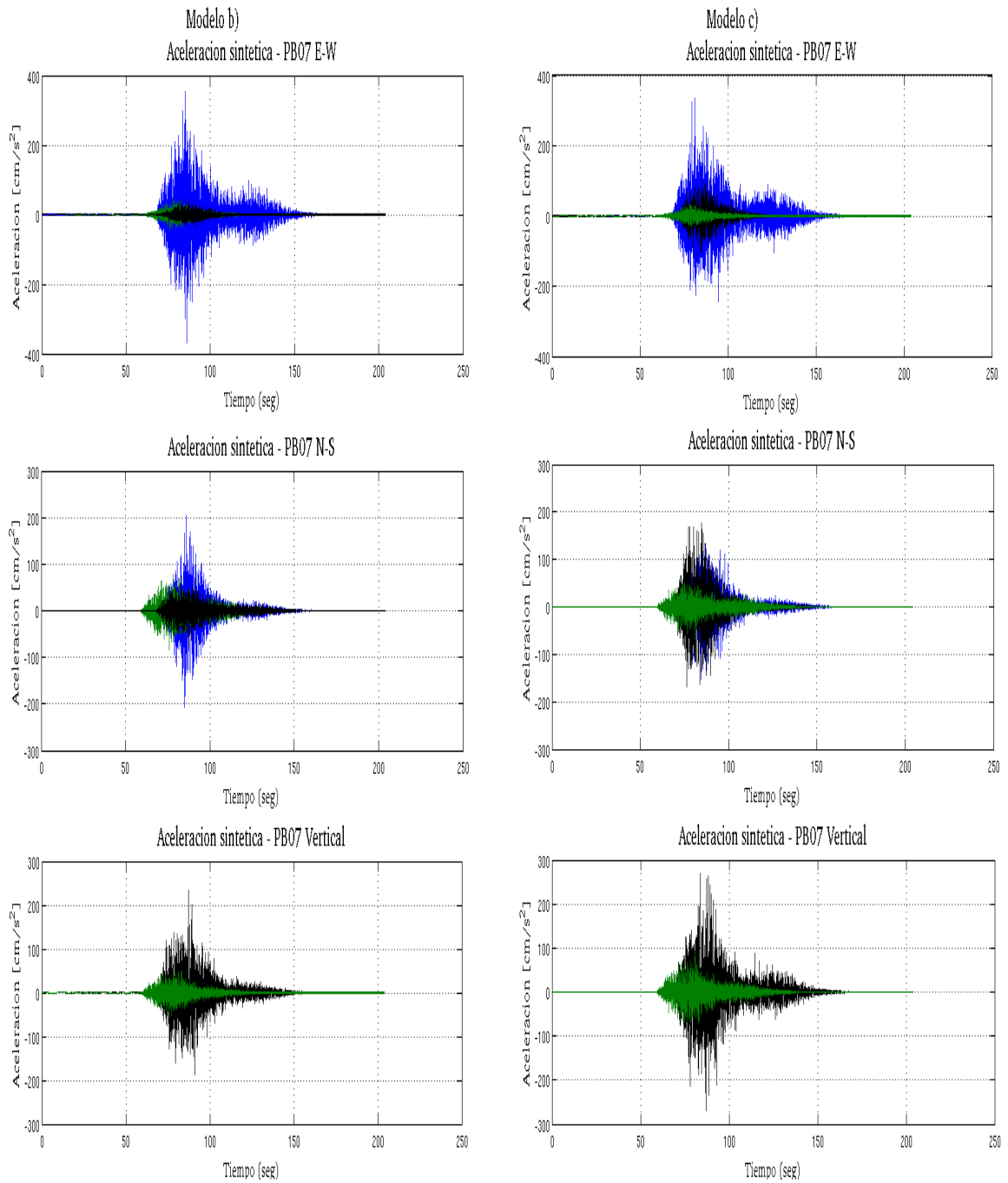


Figura 4.28: Aceleraciones sintéticas para estación PB07 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.

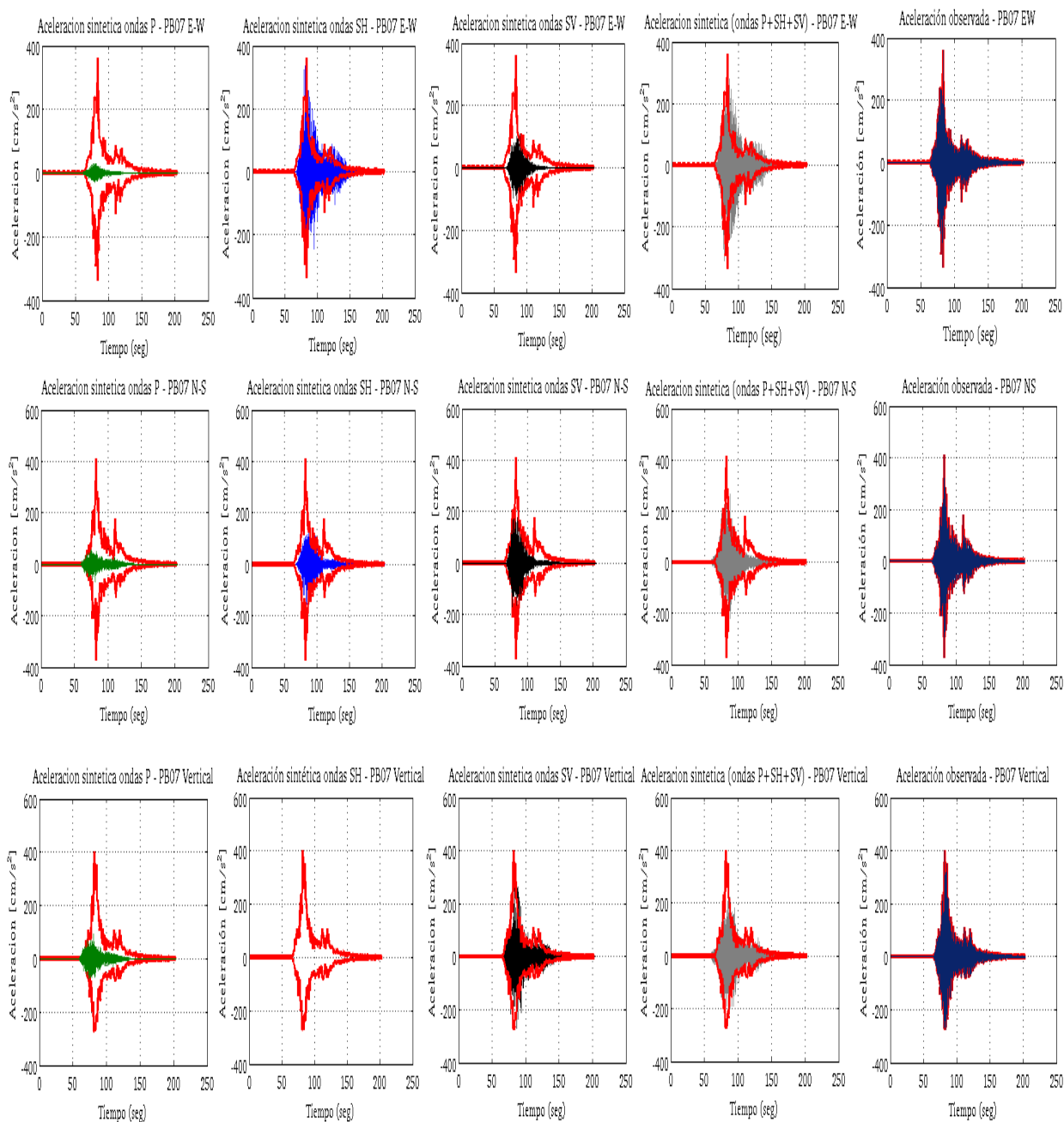


Figura 4.29: Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB07. Usando modelo c de fuente finita.

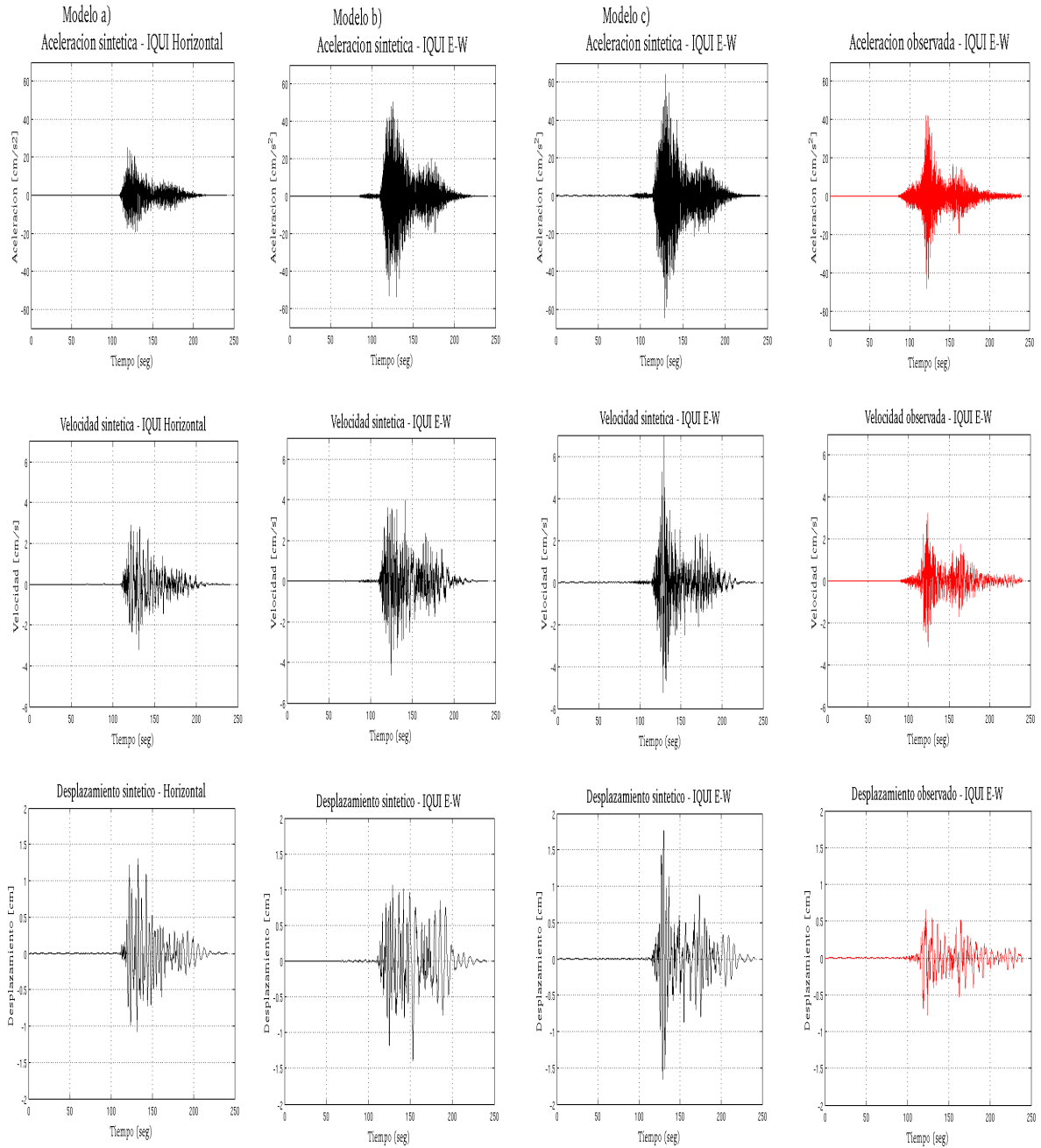


Figura 4.30: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación IQUI componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

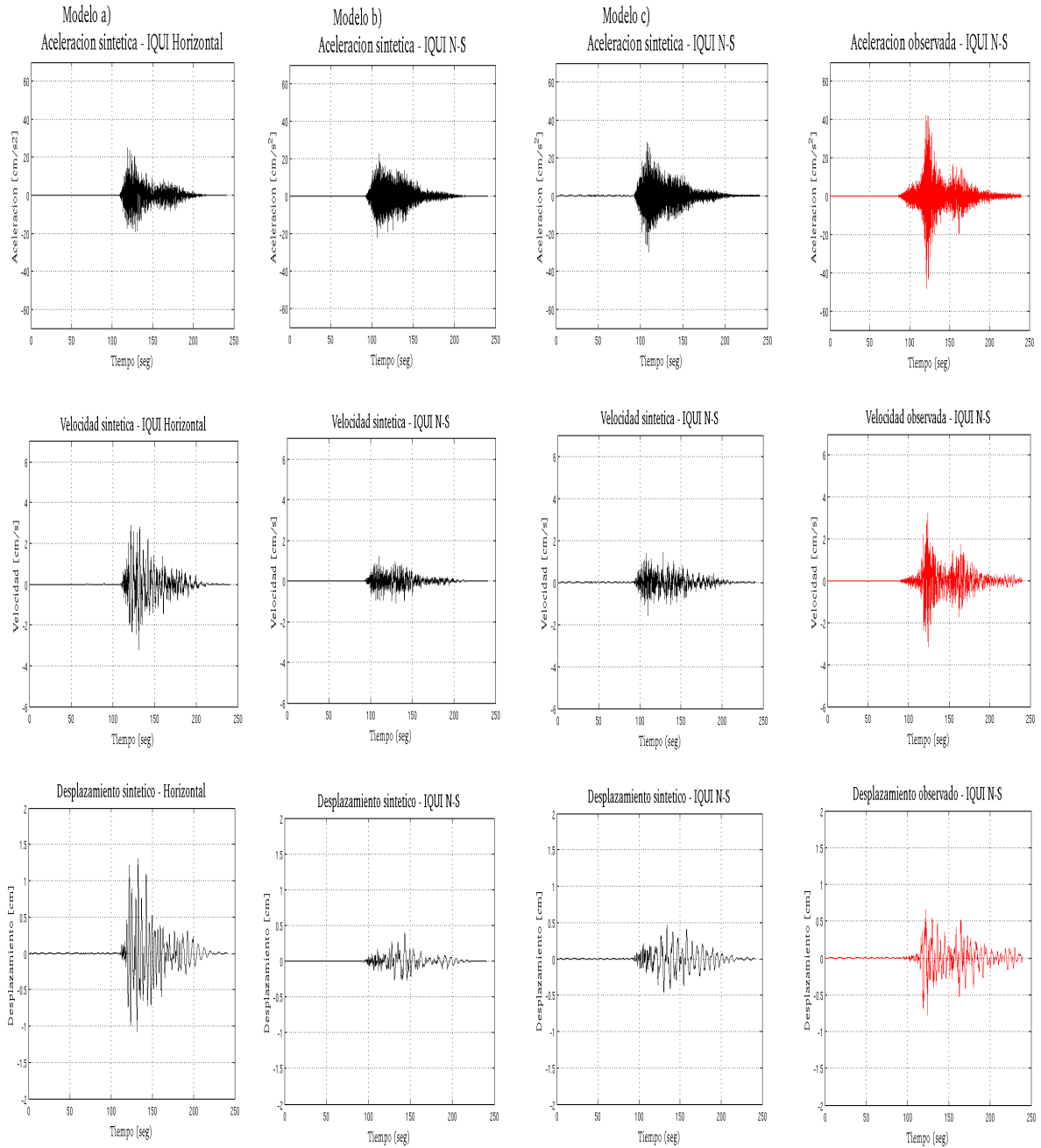


Figura 4.31: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación IQUI componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

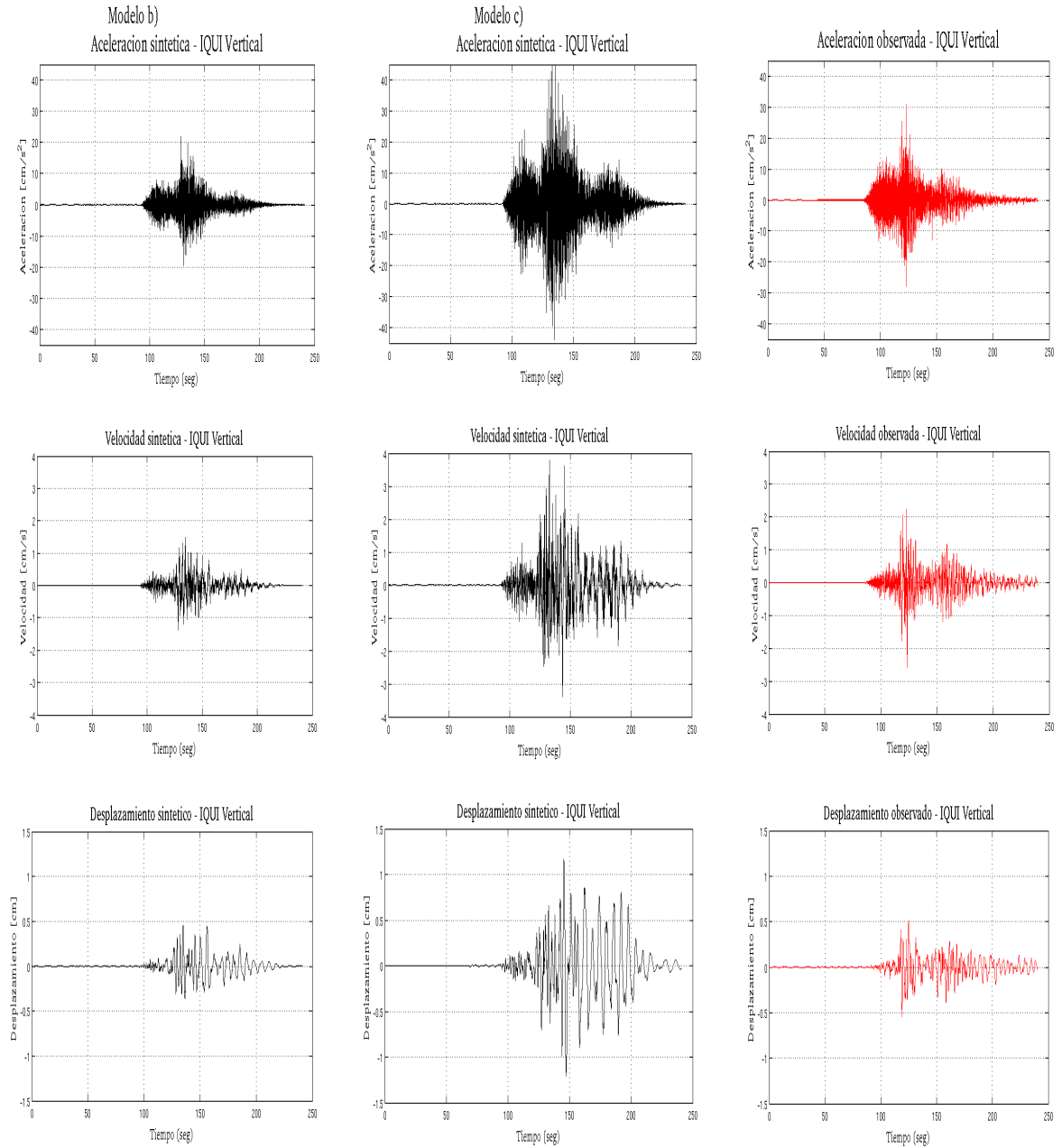


Figura 4.32: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación IQUI componente vertical.

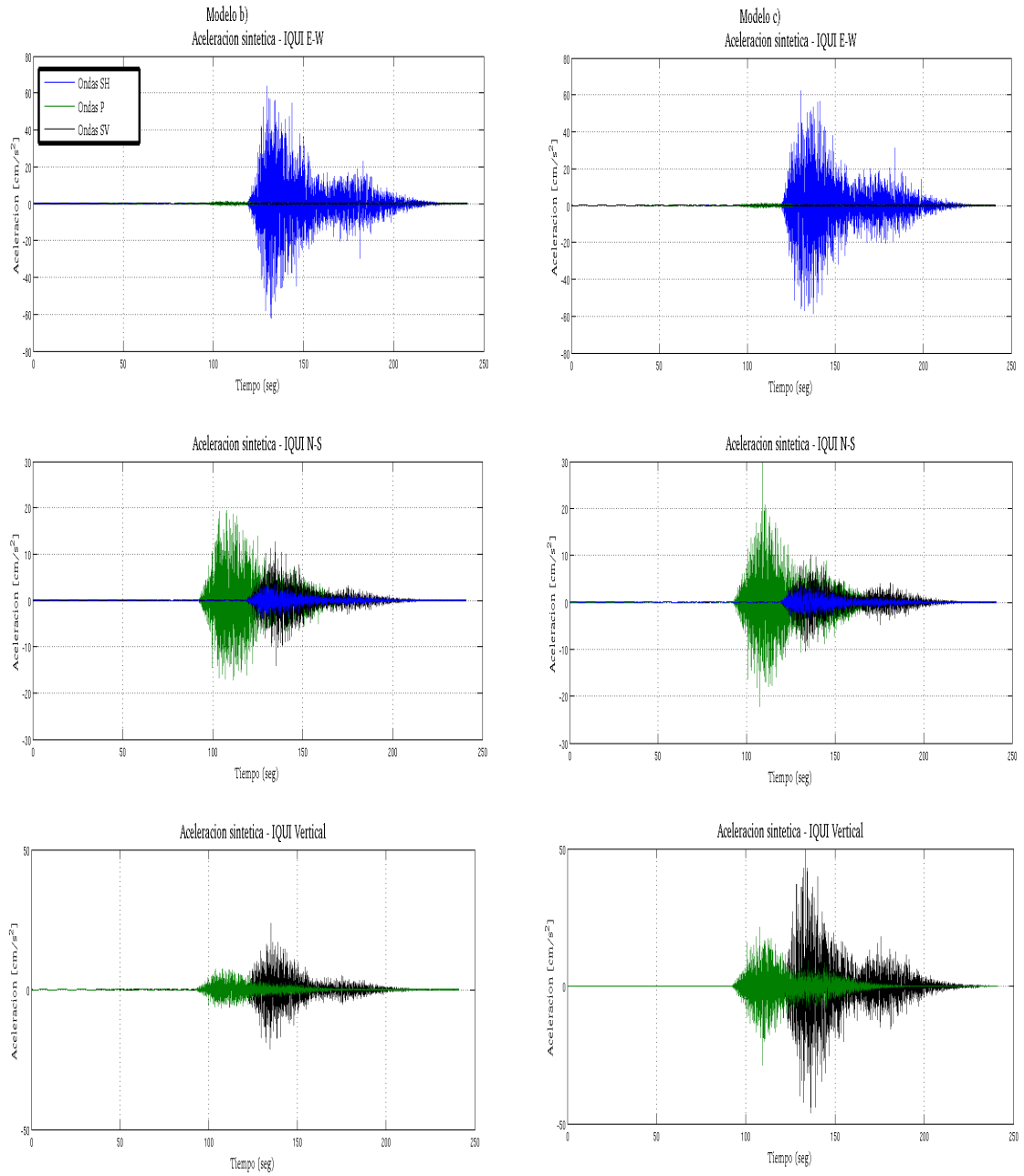


Figura 4.33: Aceleraciones sintéticas para estación IQUI en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.

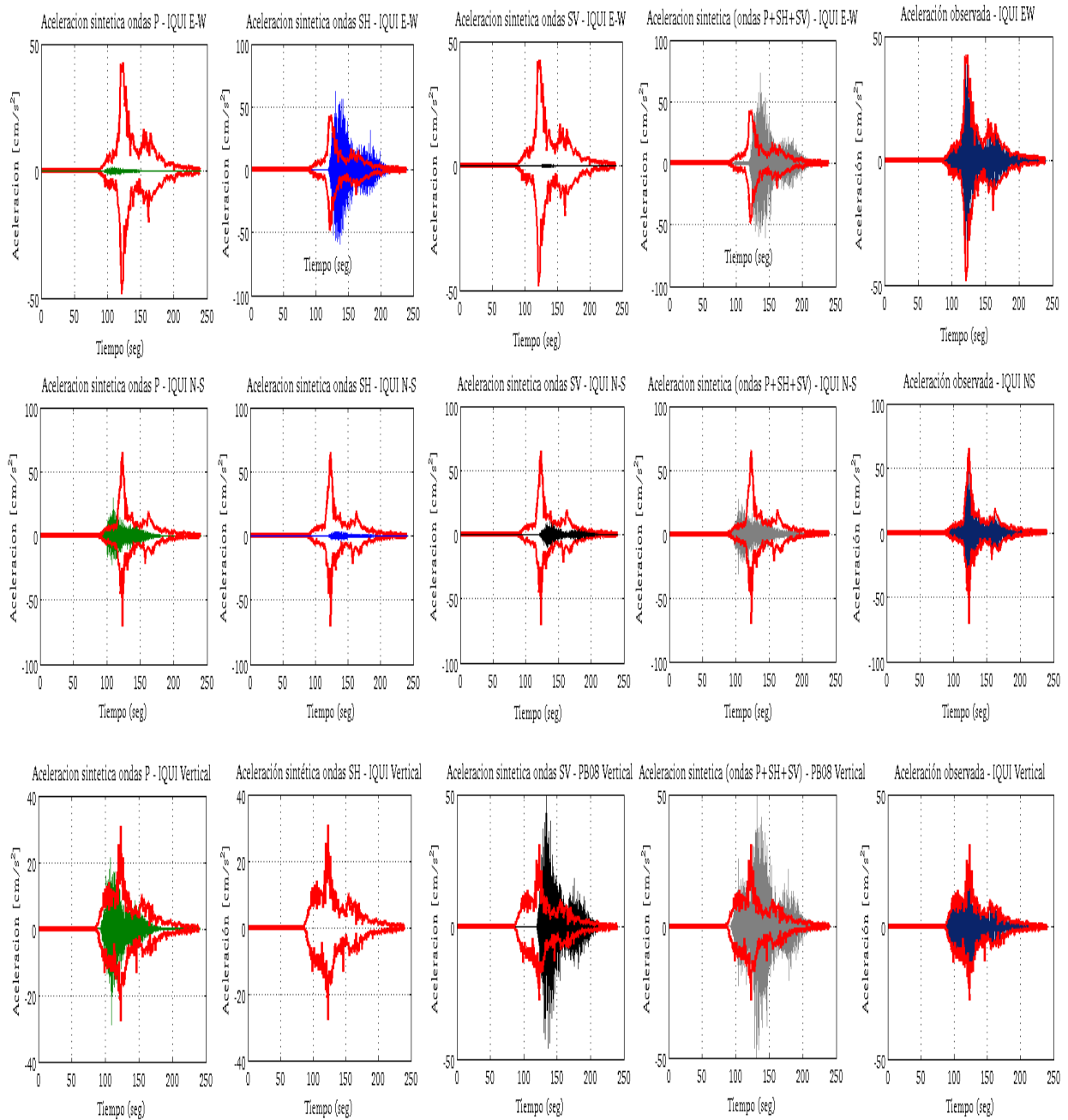


Figura 4.34: Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación IQUI. Usando modelos c de fuente finita.

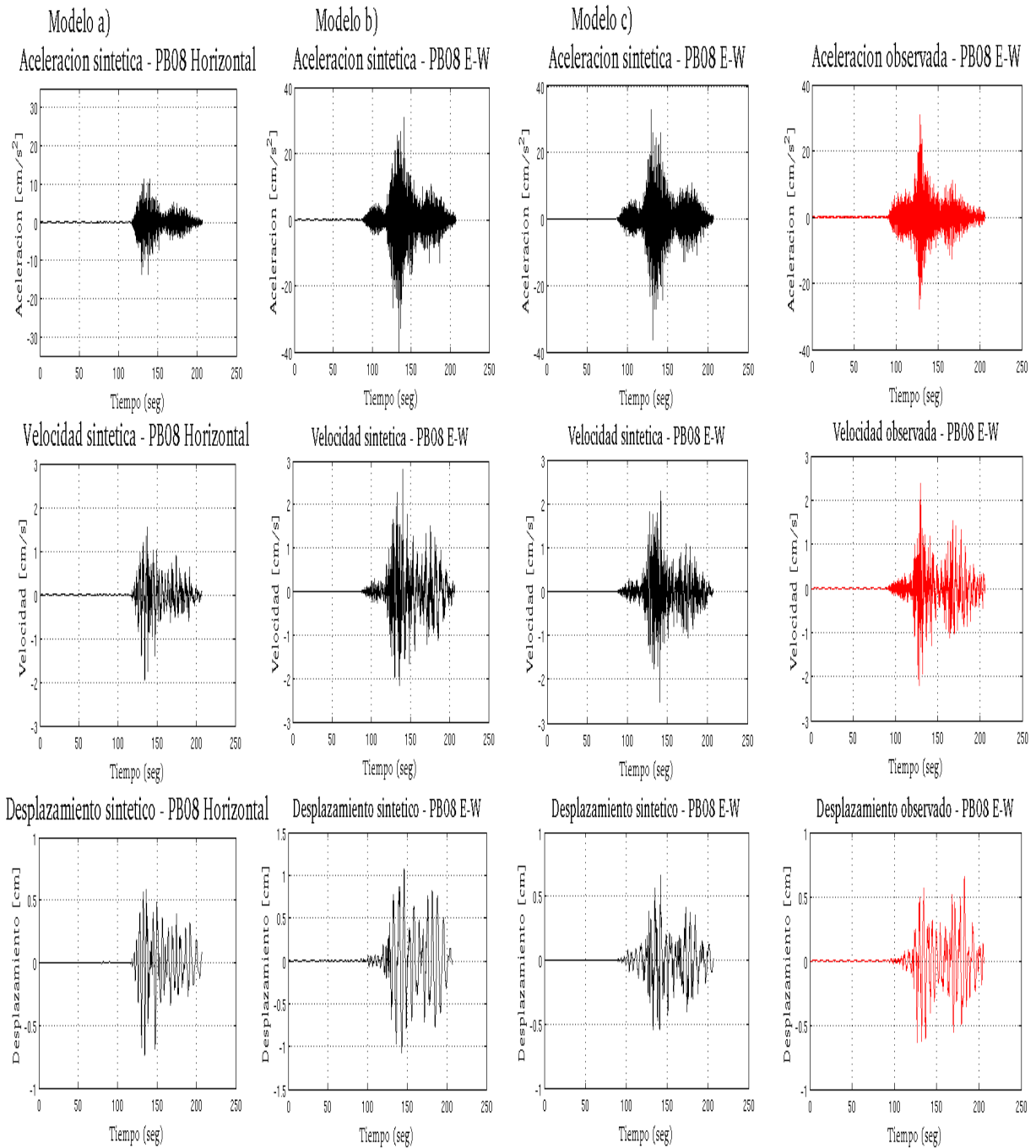


Figura 4.35: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB08 componente Este-Oeste. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

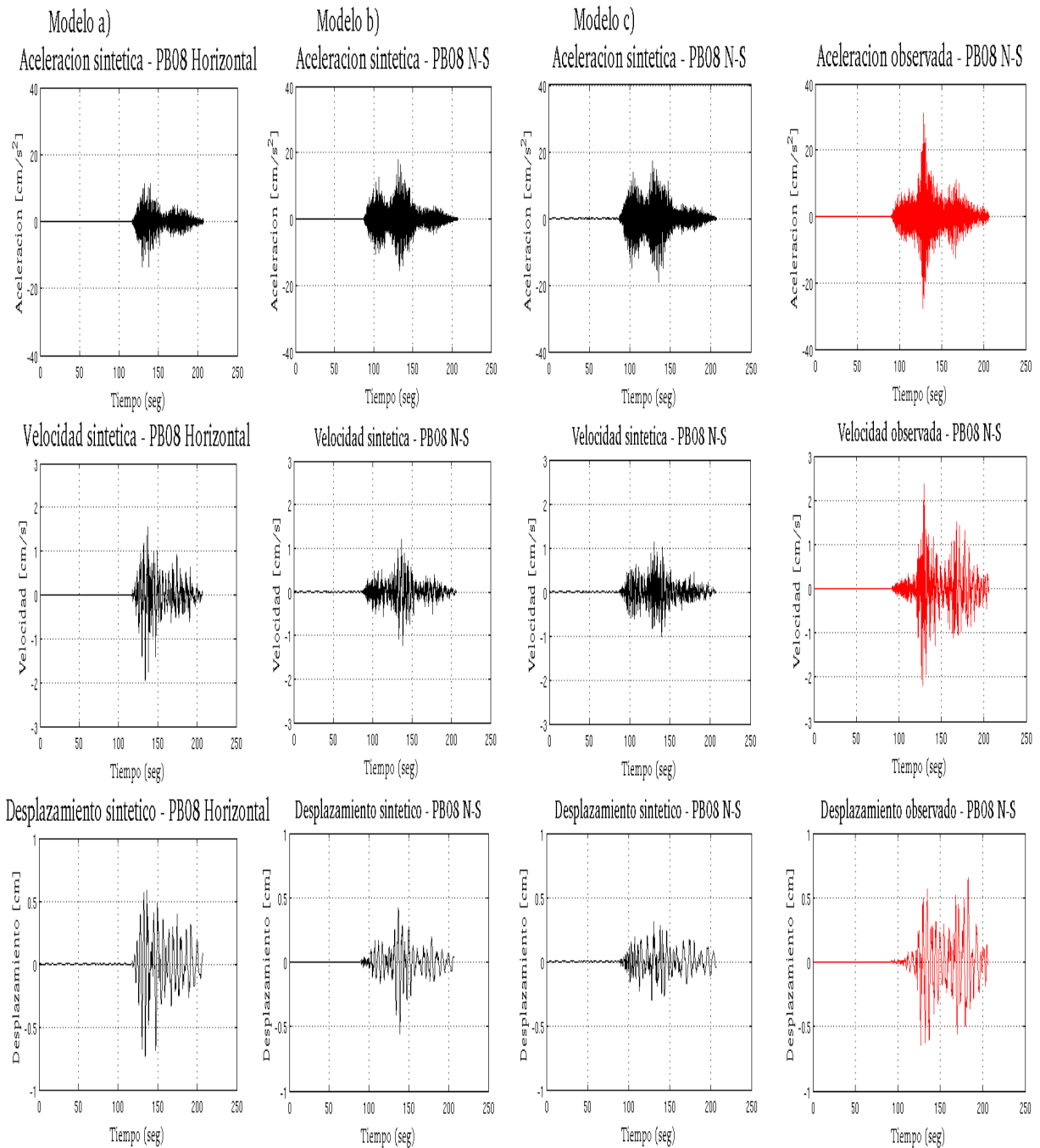


Figura 4.36: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos a), b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo a); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); cuarta columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB08 componente Norte-Sur. Modelo a) solo tiene componente horizontal genérica debido a las limitaciones del método usado.

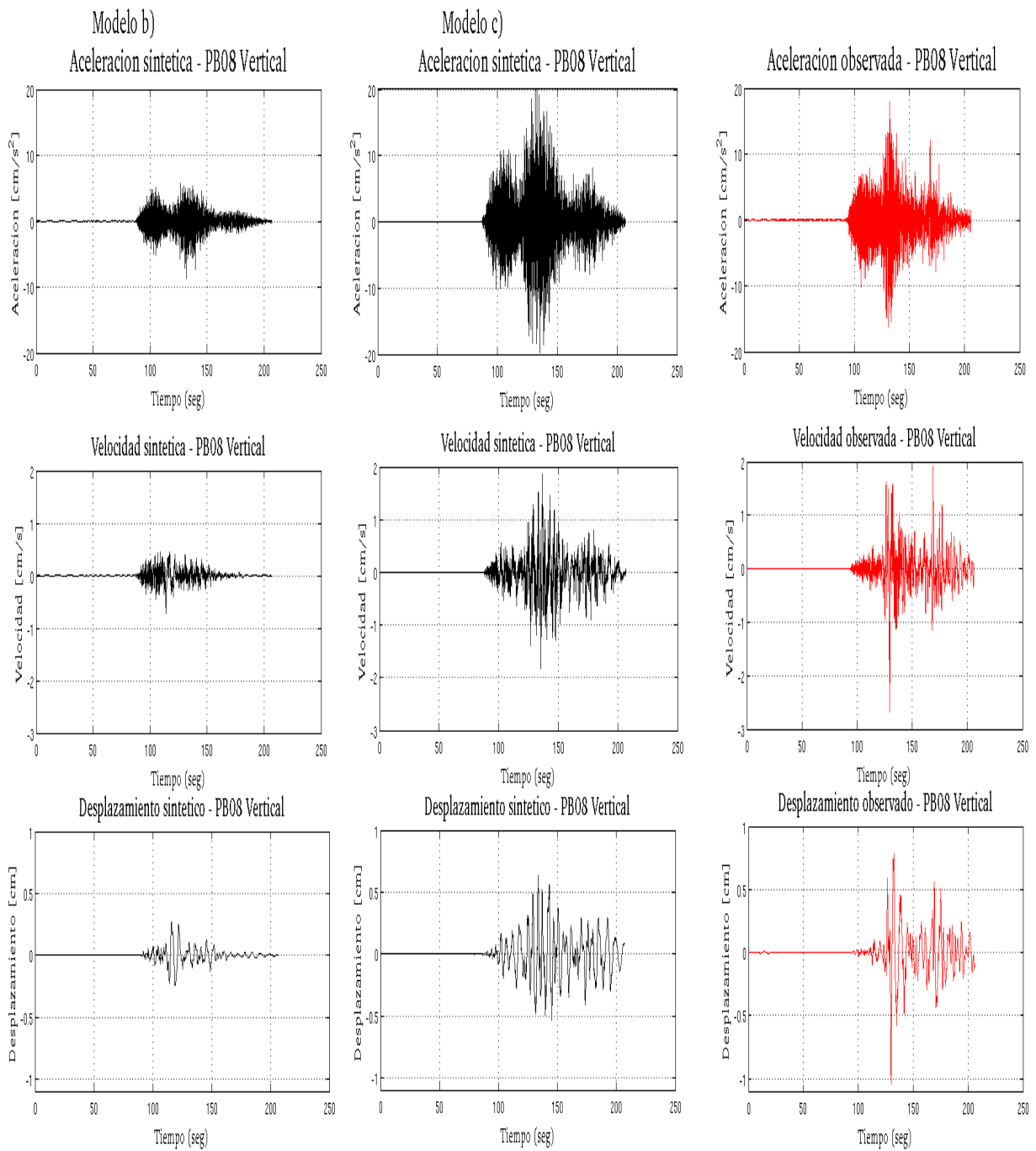


Figura 4.37: Comparación de registros observados y sintéticos para modelos b) y c) de fuente finita; primera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo b); segunda columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para modelo c); tercera columna corresponde a la aceleración, velocidad y desplazamiento para registro observados en la estación PB08 componente vertical.

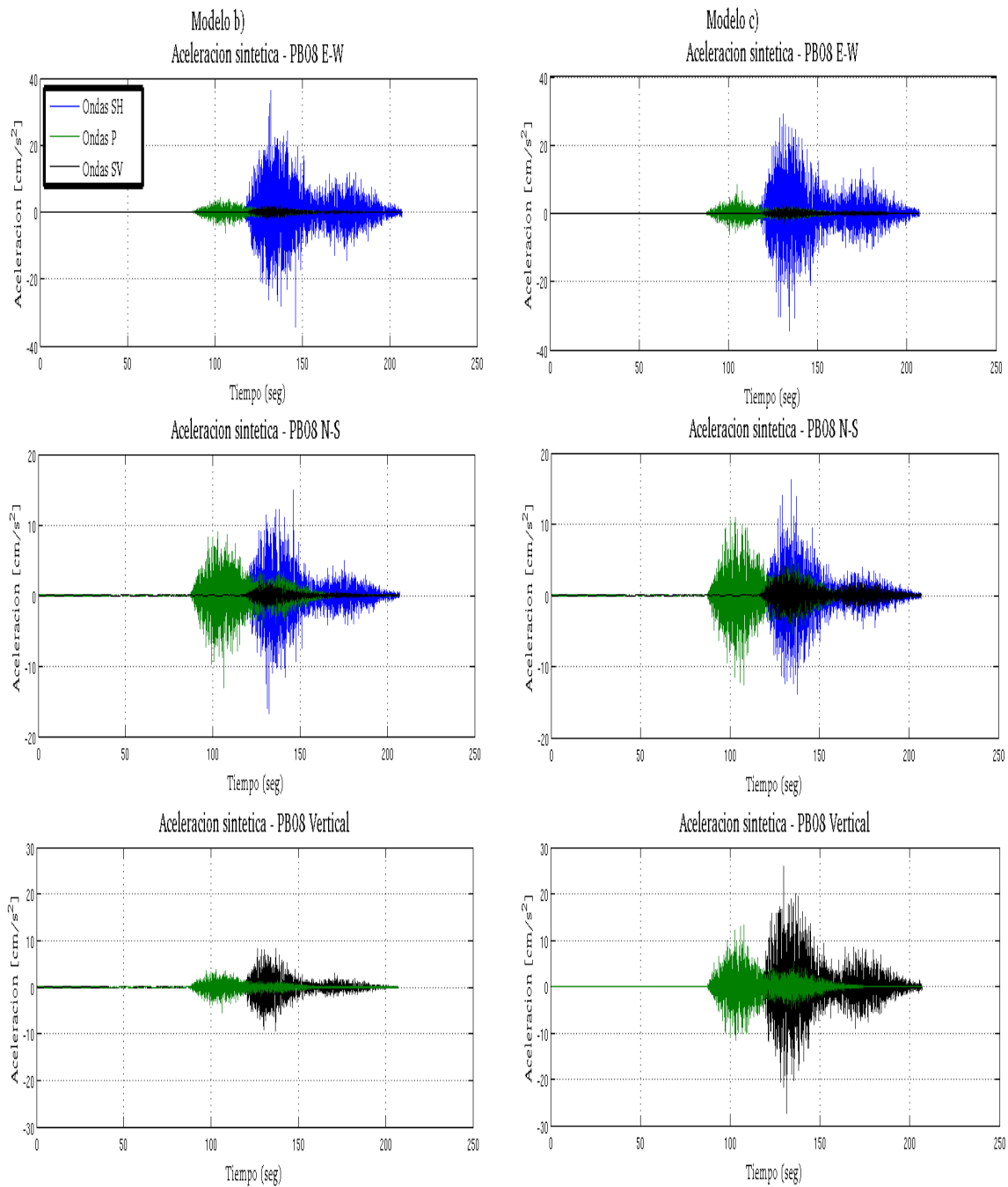


Figura 4.38: Aceleraciones sintéticas para estación PB08 en componentes NS, EW y vertical, producidas por ondas SV, SH y P (por separado) para modelos b) (columna izquierda) y c) (columna derecha) de fuente finita.

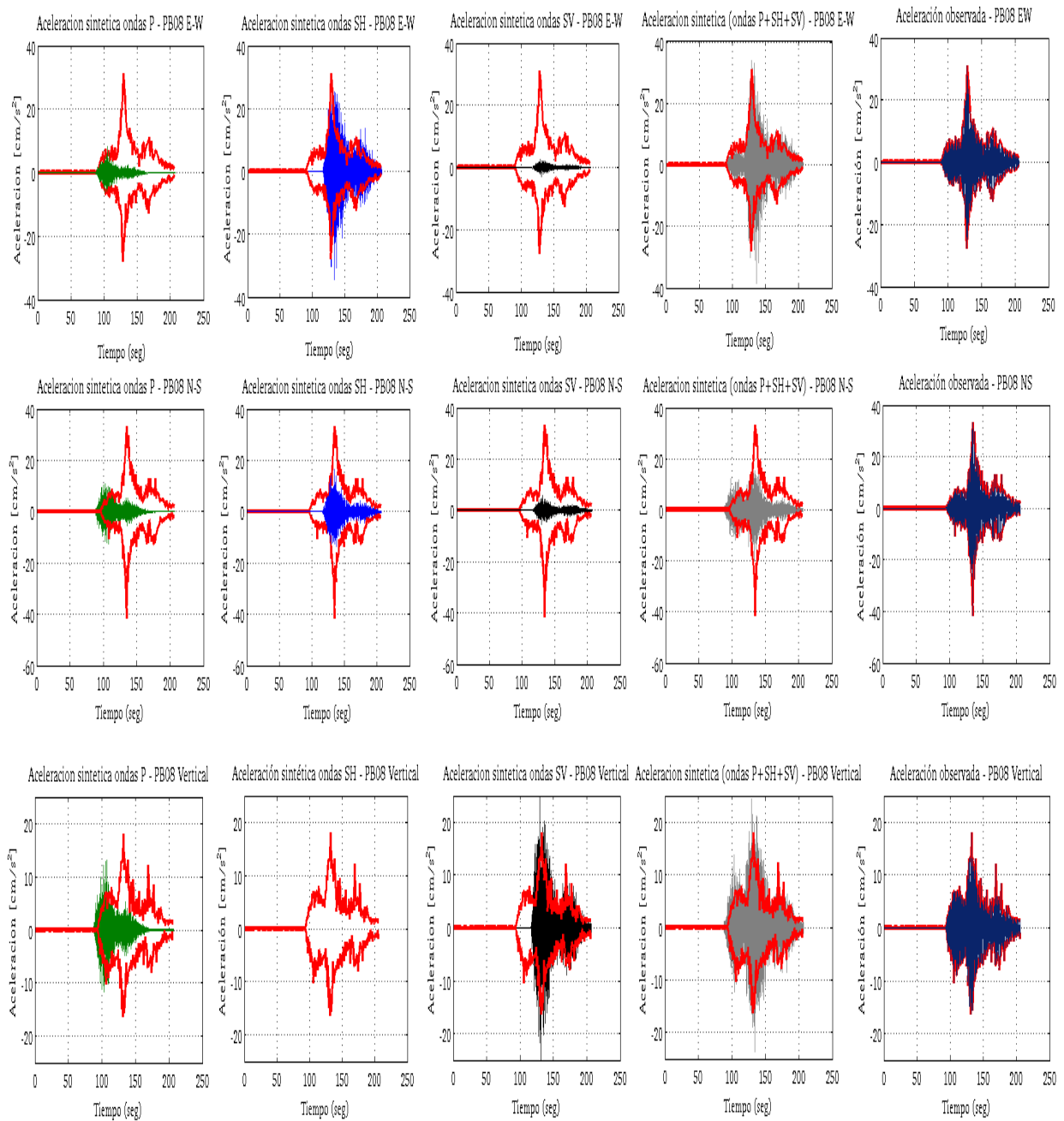


Figura 4.39: Comparación de acelerogramas artificiales para ondas P (verde), SH (azul), SV (negro) y P+SH+SV con envolvente (roja) de acelerograma observado, en componentes EW, NS y vertical de la estación PB08. Usando modelos c de fuente finita.

Simulación de acelerogramas para modelo de fuente finita b)

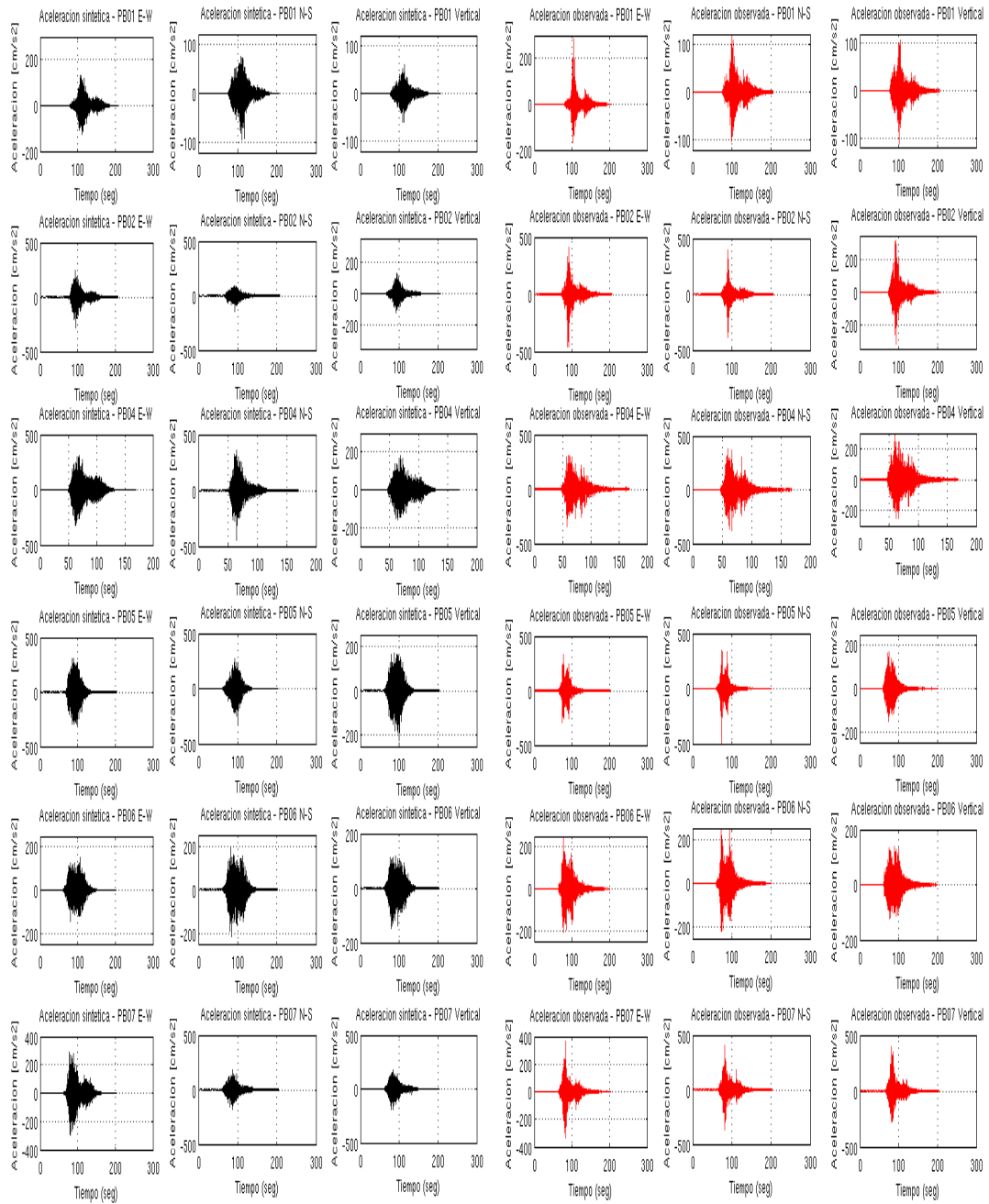


Figura 4.40: Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo b) de fuente finita, para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.

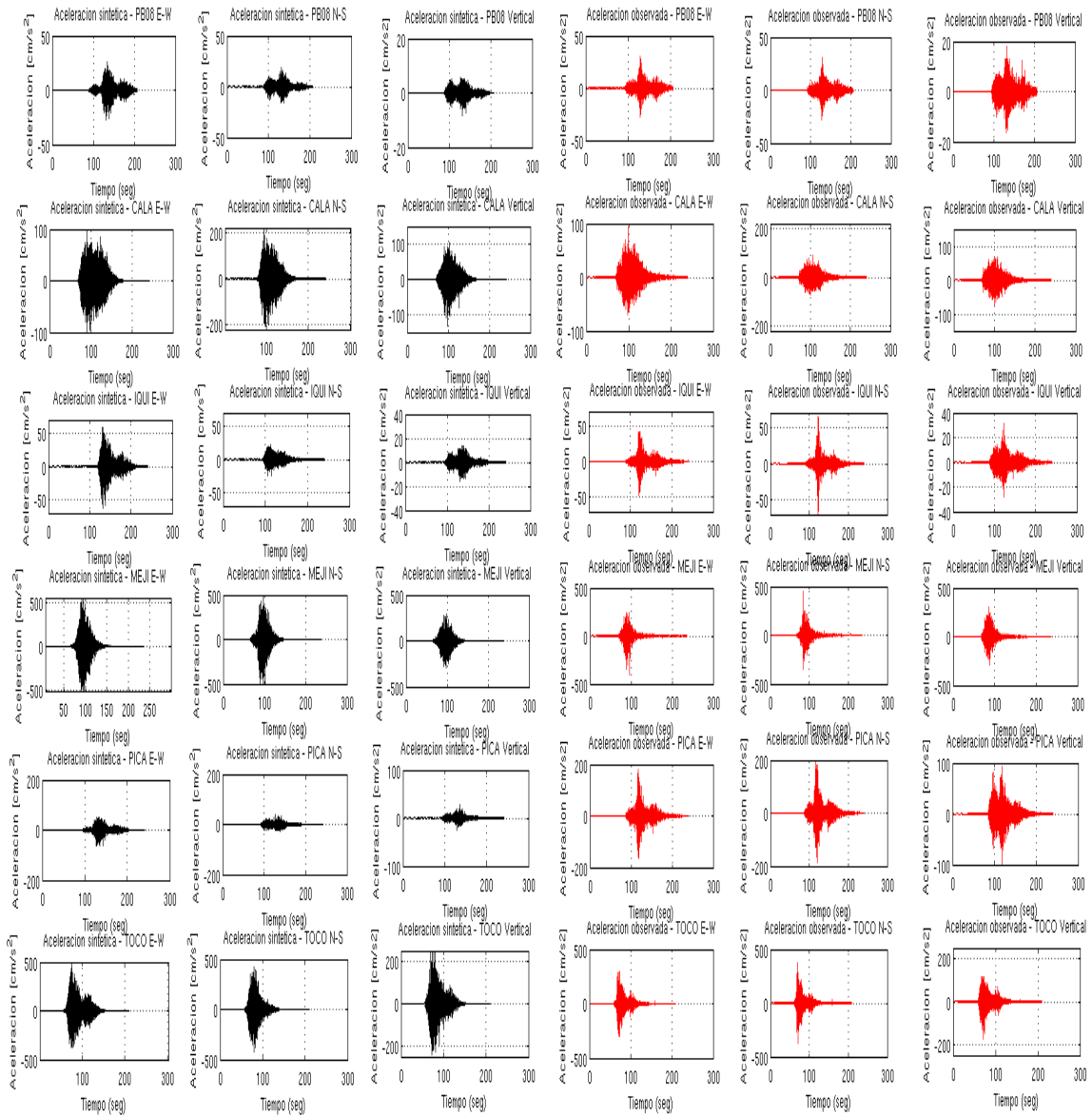


Figura 4.41: Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo b) de fuente finita, para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA y TOCO en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.

Simulación de acelerogramas para modelo de fuente finita c)

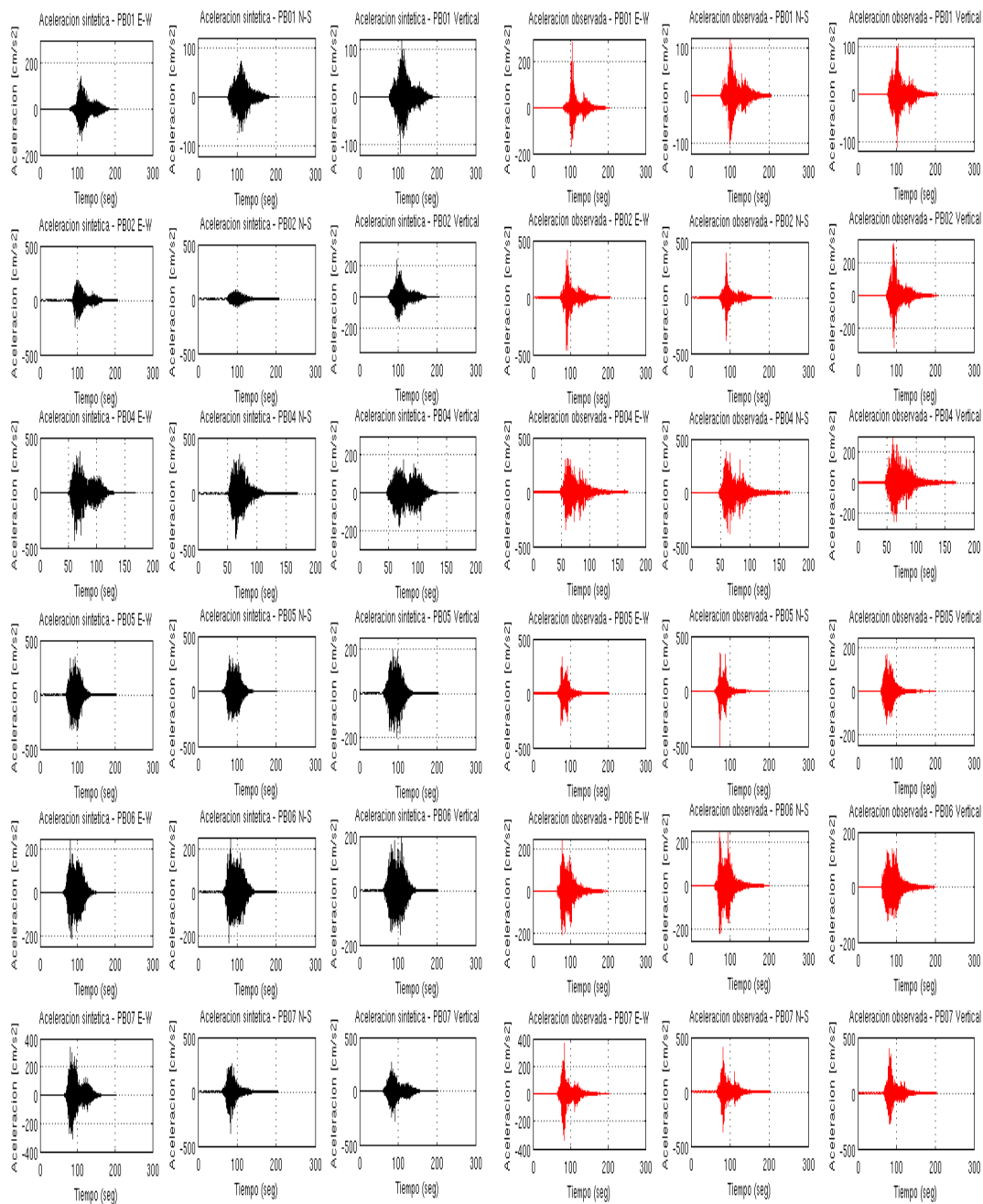


Figura 4.42: Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo c) de fuente finita, para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.

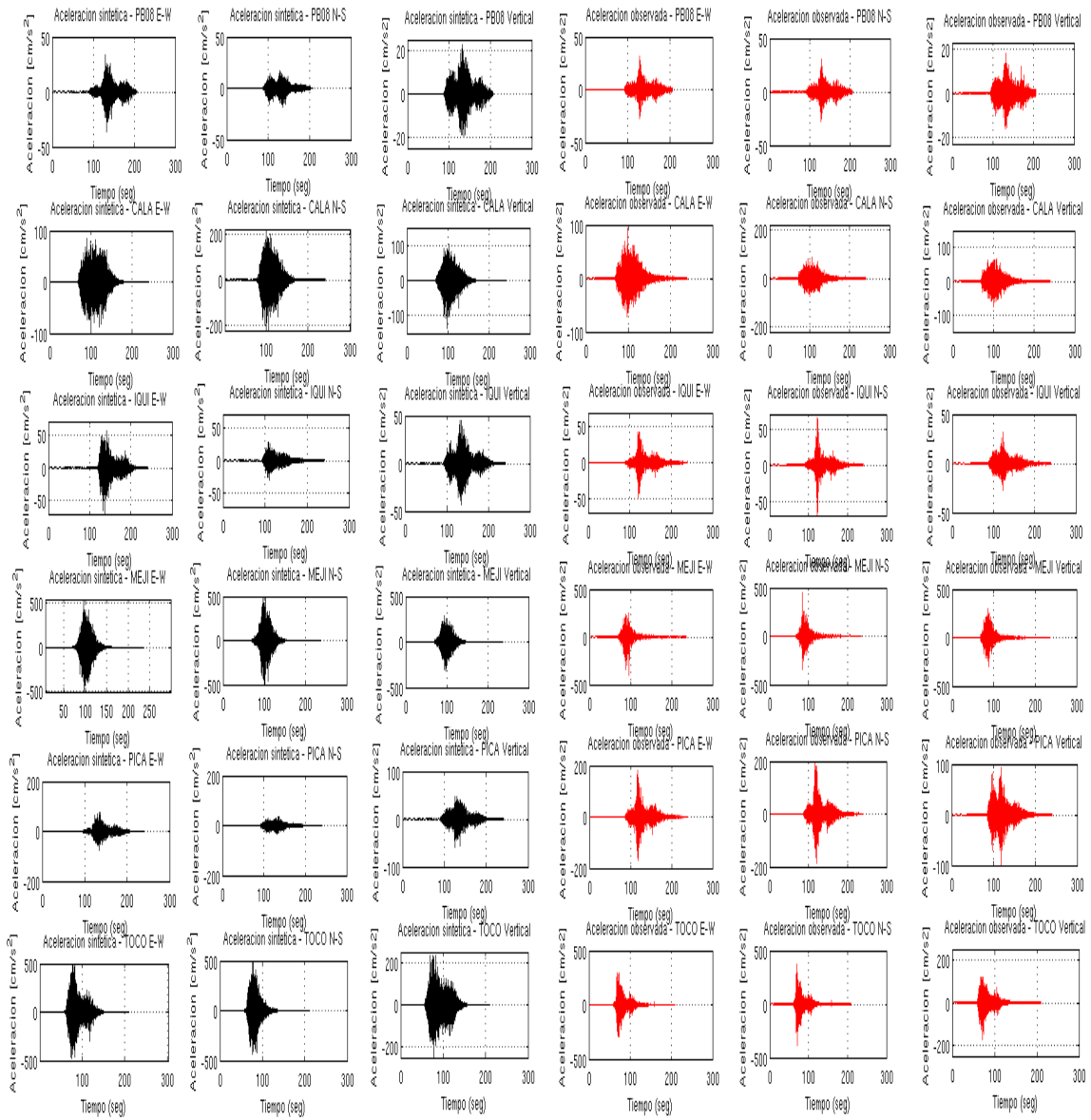


Figura 4.43: Comparación acelerogramas sintéticos (negros) con observados (rojos) generados con el modelo b) de fuente finita, para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA y TOCO en componentes E-W, N-S y vertical respectivamente.

El resto de los resultados se encuentran en el Apéndice C.4.

4.9. Conclusiones

Para los modelos de fuente puntual no se encuentra una diferencia significativa en la simulación de acelerogramas de componente horizontal para el terremoto de Tocopilla (2007) usando la formulación propuesta por Boore (2003) y la propuesta en esta tesis para una misma modelación de efectos de fuente, trayecto y sitio. Esto sugiere que la consideración de una envolvente genérica para modular el ruido blanco Gaussiano no permite simular adecuadamente la forma de los acelerogramas, lo cual queda de manifiesto en la simulación de fuente puntual ocupando la envolvente de los registros observados. Esto sugiere que la envolvente podría diseñarse en función de las asperezas consideradas y la distancia de éstas al punto de observación, usando por ejemplo funciones de Green teóricas.

La simulación de dos fuentes puntuales por otra parte, ya muestra cierta mejora en cuanto a la forma de los acelerogramas sintéticos al compararlos con los observados, logrando plasmar el efecto de las asperezas en la forma de los acelerogramas en la mayoría de las estaciones; siendo un claro indicio que la caracterización de una fuente finita por una serie de sub-fuentes puntuales permite incorporar efectos de un terremoto que repercuten significativamente en la forma de los acelerogramas simulados.

Ahora bien, el método de fuente finita propuesto en esta tesis muestra una mejora en varios aspectos con respecto a la metodología propuesta por Motazedian & Atkinson (2005) para la simulación de las aceleraciones del suelo debidas al terremoto de Tocopilla (2007). Primero se muestra que cuando el terremoto no sigue un modelo ω^{-2} -como ocurre para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$)-, modelar el espectro de aceleración de cada sub-falla con un modelo de Brune produce una subestimación de las amplitudes de Fourier, lo cual repercute en las amplitudes de las ondas simuladas. De manera que al flexibilizar el modelo de fuente propuesto por Motazedian & Atkinson (2005), al considerar que el espectro de Fourier de desplazamiento asociado a cada subfalla sigue un decaimiento $\omega^{-\gamma}$, donde γ (sección 3.3.1) ha sido estimado empíricamente utilizando los registros del terremoto de Tocopilla (2007), se obtiene un mejor ajuste entre lo simulado y observado en las amplitudes de Fourier y las amplitudes de las ondas en los acelerogramas. También se observa que el método logra simular de buena manera la diferencia de llegada de las ondas P y S, diferencia que se hace más apreciable para las estaciones que están más retiradas de la fuente sísmica. Además la incorporación de ondas P a la simulación, junto con una adecuada descomposición de las ondas S en SH y SV, y la consideración de ángulos de incidencia -no necesariamente de 0° (rayos perpendiculares a la superficie)- han permitido justificar tres componentes de aceleración: dos horizontales (Este-Oeste y Norte-Sur) y una vertical, dándole así a los acelerogramas sintéticos una forma similar a los observados (Figuras 4.19, 4.24, 4.29, 4.39, 4.34). De esta manera queda de manifiesto a través de los distintos modelos ocupados cómo los acelerogramas artificiales fueron mejorando al ir incorporando efectos importantes presentes en los grandes terremotos de subducción, como por ejemplo: la geometría de la falla, la distribución de deslizamiento, los tiempos de ruptura de cada subfalla, la velocidad de propagación de las ondas, los efectos de superficie libre y partición de la energía radiada en función del ángulo de incidencia. Efectos que van controlando en gran medida las amplitudes, contenido de frecuencia, duración del movimiento y forma de las señales sísmicas. Por otra parte, como el método estocástico propuesto está tan fuertemente controlado por el ángulo de incidencia de los rayos sísmicos, se considera que una más completa modelación de distintos tipos de rayos sísmicos convergiendo a un punto de observación puede permitir simular de mejor manera las aceleraciones del suelo.

Capítulo 5

Generación de acelerogramas artificiales para el terremoto de Iquique (2014)

5.1. Introducción

Desde el megaterremoto (M_W 8,7) ocurrido el año 1877, los más de 500 [Km] de largo desde Arica (18°S) y la Península de Mejillones ($23,5^\circ\text{S}$) (Figura 1.1) habían tenido reducida actividad sísmica, con solo eventos de moderada magnitud ($M_W < 8$), destacándose los terremotos del año 1967 y 2007 en Tocopilla.

Debido a que la placa de Nazca subducta bajo la sudamericana a una velocidad de 6.6 cm/año, y la poca liberación de energía -lo cual concordaba con estudios de acoplamiento- la zona Norte de Chile era considerada una laguna sísmica, con el potencial de producir un terremoto de gran magnitud en cualquier momento. Es así como el 1 de Abril de 2014 ocurre un sismo de magnitud M_W 8,1 (Ruiz et al., 2014; Lay et al., 2014) en el Norte de Chile, con epicentro localizado según el Centro Sismológico Nacional frente a las costas de Iquique y Pisagua, con coordenadas geográficas de $19,572^\circ$ de latitud Sur y $70,908^\circ$ de longitud Oeste, y con una profundidad hipocentral de 38,9 [km]. Este terremoto contó con una gran actividad precursora en la zona epicentral, destacándose el sismo ocurrido el 16 de Marzo de 2014, el cual tuvo una magnitud de M_W 6,7 (Ruiz et al., 2014; Lay et al., 2014). Posterior a este sismo se destaca el terremoto ocurrido al Sur del área de ruptura del terremoto principal, con una magnitud de M_W 7,7 según el USGS (*United States Geological Survey*). El terremoto del 1 de Abril de 2014 ha sido el mayor terremoto registrado en el Norte de Chile desde 1877 (Figura 1.1). Los mecanismos de foco del sismo principal junto con los sismos precursores y posteriores son consistentes con terremotos interplaca tipo *thrust* (Ruiz et al., 2014) debidos al desplazamiento de la placa de Nazca bajo la placa Sudamerica.

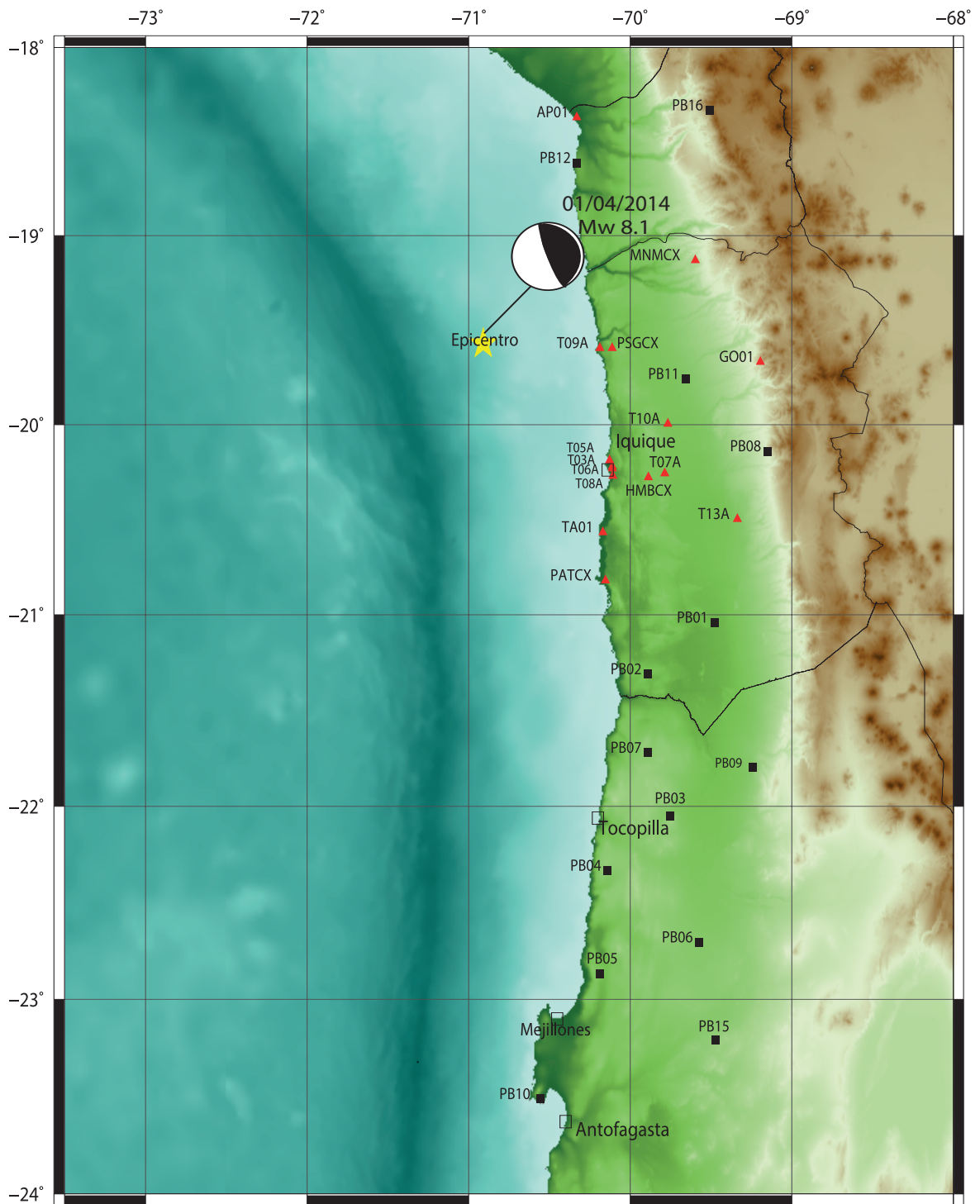


Figura 5.1: Distribución de estaciones utilizadas para la simulación de acelerogramas para el terremoto del 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_w 8,1). Cuadrados negros corresponden a estaciones pertenecientes a la red IPOC y triángulos rojos corresponden a estaciones pertenecientes a la Universidad de Chile y ONEMI. Además se indica la ubicación del epicentro (estrella amarilla), su magnitud y mecanismo focal (Ruiz et al., 2014).

5.2. Metodología

La simulación de acelerogramas para el terremoto del 1 de Abril de 2014 se realiza ocupando el modelo de fuente finita propuesto en esta Tesis (Capítulo 3), considerando propagación de rayos sísmicos directos por un medio de capas horizontales planas homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo (Tabla 5.1) con el fin de estimar el ángulo de incidencia de los rayos sísmicos arribando en algún punto de observación de la superficie de la Tierra.

El ruido blanco Gaussiano es modulado considerando una envolvente dada por la función de Saragoni & Hartz (1974), con valores de $\epsilon = 0,17$, $\eta = 0,06$, $f_{T_{gm}} = 0,2$, $t_\eta = 30$ y una ventana de tiempo de $T_{gm} = 150$ [seg] (Figura 4.3; Boore, 2003). Además, todos los acelerogramas han sido filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].

Tabla 5.1: Modelo de capas planas horizontales, modificado del modelo de velocidad de Husen et al. (1999) y Peyrat et al. (2010). Considerando que las velocidades de ondas P y S en el semi-espacio homogéneo son de 8,1 [Km/s] y 4,45 [Km/s] respectivamente.

Número capa	Espesor capa [km]	Velocidad promedio ondas P (\bar{V}_p [km/s])	Velocidad promedio ondas S (\bar{V}_s [km/s])	Densidad promedio por capa [gr/cm^3]
1	10	5.62	3.24	2.53
2	10	6.58	3.7	2.8
3	10	6.96	3.95	3.0
4	10	7.20	4.07	3.2
5	10	7.70	4.25	3.3

La simulación se calibra y compara ocupando los datos registrados en los acelerógrafos instalados en las estaciones indicadas en la Figura 5.1, los cuales pertenecen a la red IPOC, Universidad de Chile y ONEMI.

Los momentos sísmicos M_{0ij} son derivados del modelo de deslizamiento mostrado en la Figura 5.1, el cual ha sido obtenido a través de una inversión telesísmica, considerando un modelo cinemático de ruptura con una velocidad de ruptura constante de 1,5 [Km/s] y una propagación radial desde el hipocentro. Los parámetros de entrada necesarios para la simulación se indican en la Tabla 5.2. La forma funcional del espectro de desplazamiento de la fuente es modelada ajustando un modelo $\omega^{-\gamma}$ (ecuación 3.93) a los espectros de Fourier de desplazamiento para las estaciones pertenecientes a la red IPOC. De esta manera, y como se puede ver en las Figuras 5.3 y 5.4 se ha elegido un modelo $\omega^{-1,75}$ dado que se considera que ajusta mejor que el modelo ω^{-2} en la mayoría de los espectros de Fourier de desplazamiento considerados. Se han considerado espectros registrados en acelerógrafos instalados principalmente sobre roca, y no han sido corregidos por atenuación dado que se considera baja para la zona (Lancieri et al., 2011), razón por la cual podrían existir efectos de sitio no considerados en algunas estaciones, sobre todo para estaciones pertenecientes a las Universidad de Chile y la ONEMI. Además, para el cálculo del factor de calidad se ha asumido un sólido de Poisson y que no hay disipación de energía en procesos puramente compresivos o de dilatación. Bajo esta hipótesis $\frac{1}{Q_p} = \frac{4}{3} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 \frac{1}{Q_s}$. Finalmente, el patrón de radiación promedio para ondas P, SV y SH se ha obtenido con las expresiones analíticas de Honishe & Korike (2004), considerando un dip de 18° y rake de 90° .

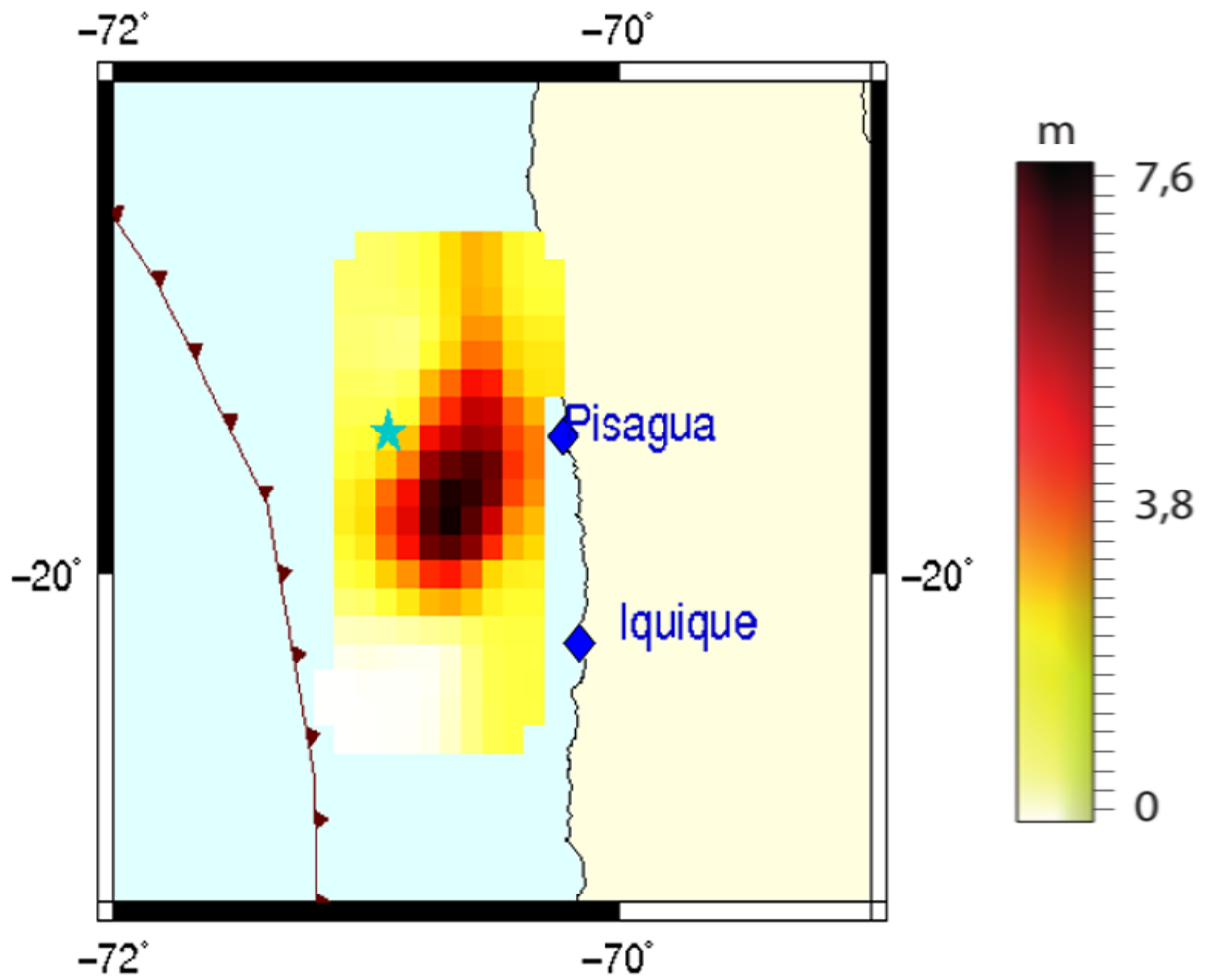


Figura 5.2: Distribución de deslizamiento modificado de Ruiz et al., (2014) para terremoto ocurrido el 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 8,1). Estrella indica el epicentro del terremoto.

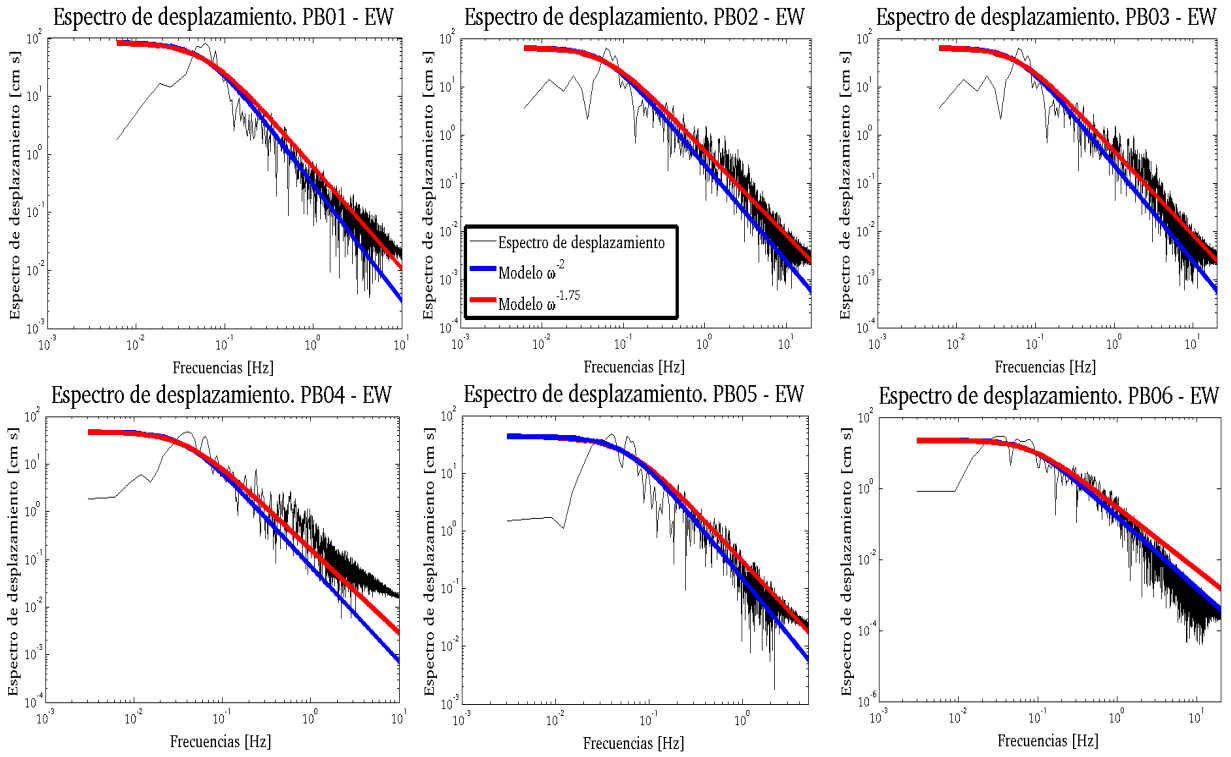


Figura 5.3: Comparación de modelos ω^{-2} y $\omega^{-1.75}$ con espectros de desplazamiento para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05 y PB06.

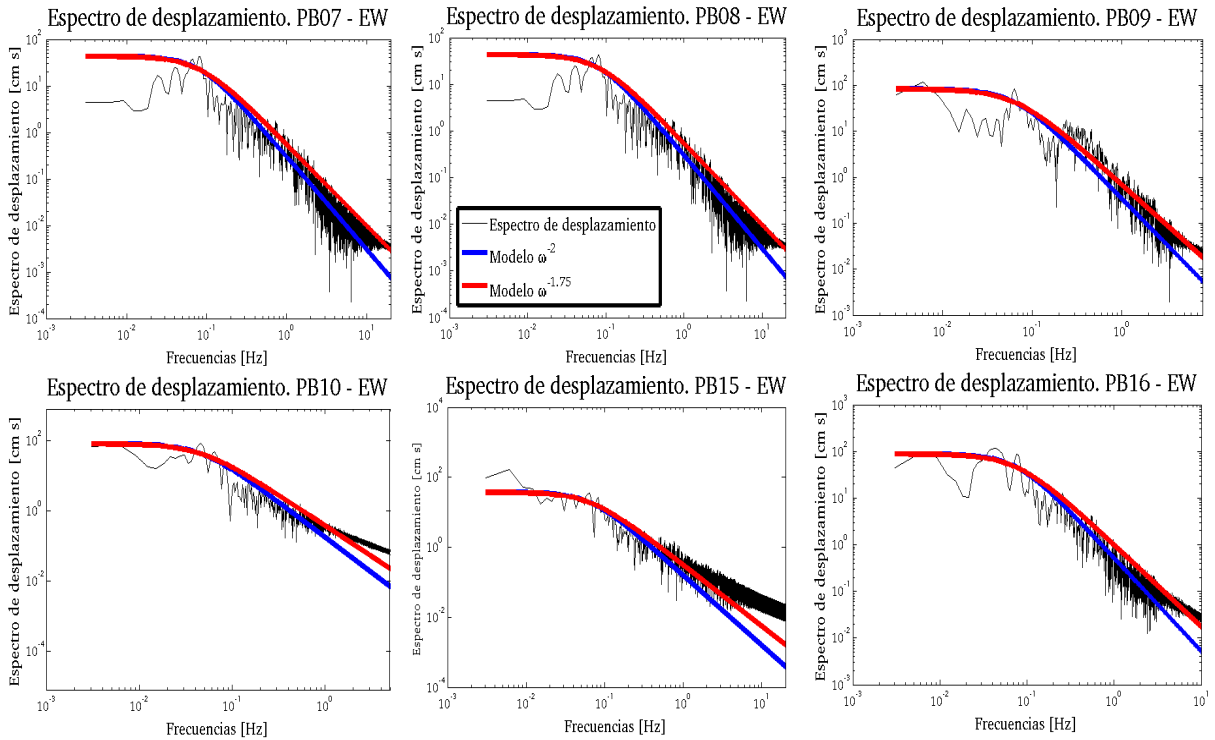


Figura 5.4: Comparación de modelos ω^{-2} y $\omega^{-1.75}$ con espectros de desplazamiento para estaciones PB07, PB08, PB09, PB10, PB15 y PB16.

Tabla 5.2: Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el terremoto de Iquique M_W 8,1.

Factor	Parámetro Modelo	Valor o Función	Referencia
Fuente	Caída de Esfuerzos	25 [bar]	Lay et al., 2014
	Densidad	3.0 gr/cm^3	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas P (vecindad fuente)	6.95 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas S (vecindad fuente)	3.87 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas P	6.2 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas S	3.7 Km/s	Husen et al., 1999
Trayecto	Factor de Calidad (ondas S)	$Q_s(f) = 600f^{0.4}$	Apéndice B.1
	Factor de Calidad (ondas P)	$Q_p(f) = 1350f^{0.4}$	Apéndice B.1
	Atenuación Geométrica	$1/R, R \leq 50$ $(1/50)(50/R)^{-0.2}, 50 \leq R \leq 110$ $(1/50)(50/110)^{-0.2}(110/R)^{1.4}, 110 \leq R$	Apéndice B.1
	Patrón radiación promedio ondas P	$\langle R_{\theta\phi} \rangle^P = 0,5164$	Honishe & Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SV	$\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SV} = 0,3945$	Honishe & Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SH	$\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SH} = 0,3464$	Honishe & Korike, 2004
Sitio	Efecto κ	0.030 s	Lancieri et al., 2011
	Amplificación sitio	$Amp(f) = 1$	Sección 2.7

5.3. Resultados y Discusiones

A continuación se muestran los resultados de la simulación de la aceleración del suelo para las estaciones pertenecientes a la red IPOC (el resto de los resultados se muestran en el Apéndice D.1) y los valores de PGA (*Peak Ground Acceleration*) para todas las estaciones consideradas (Todos los acelerogramas han sido filtrados entre 0,1 y 20 [Hz]):

Comparación de PGA simulado con observado.

Los valores de PGA simulados ajustan bien a los observados para la mayoría de las estaciones. Por otro lado los acelerogramas observados para las estaciones PB11, T07A, T08A, T09A y T10A (entre otras en menos medida), presentan significativos efectos de sitio no son considerados en este trabajo (PGA sobre 0.4 [g] en la componente E-W).

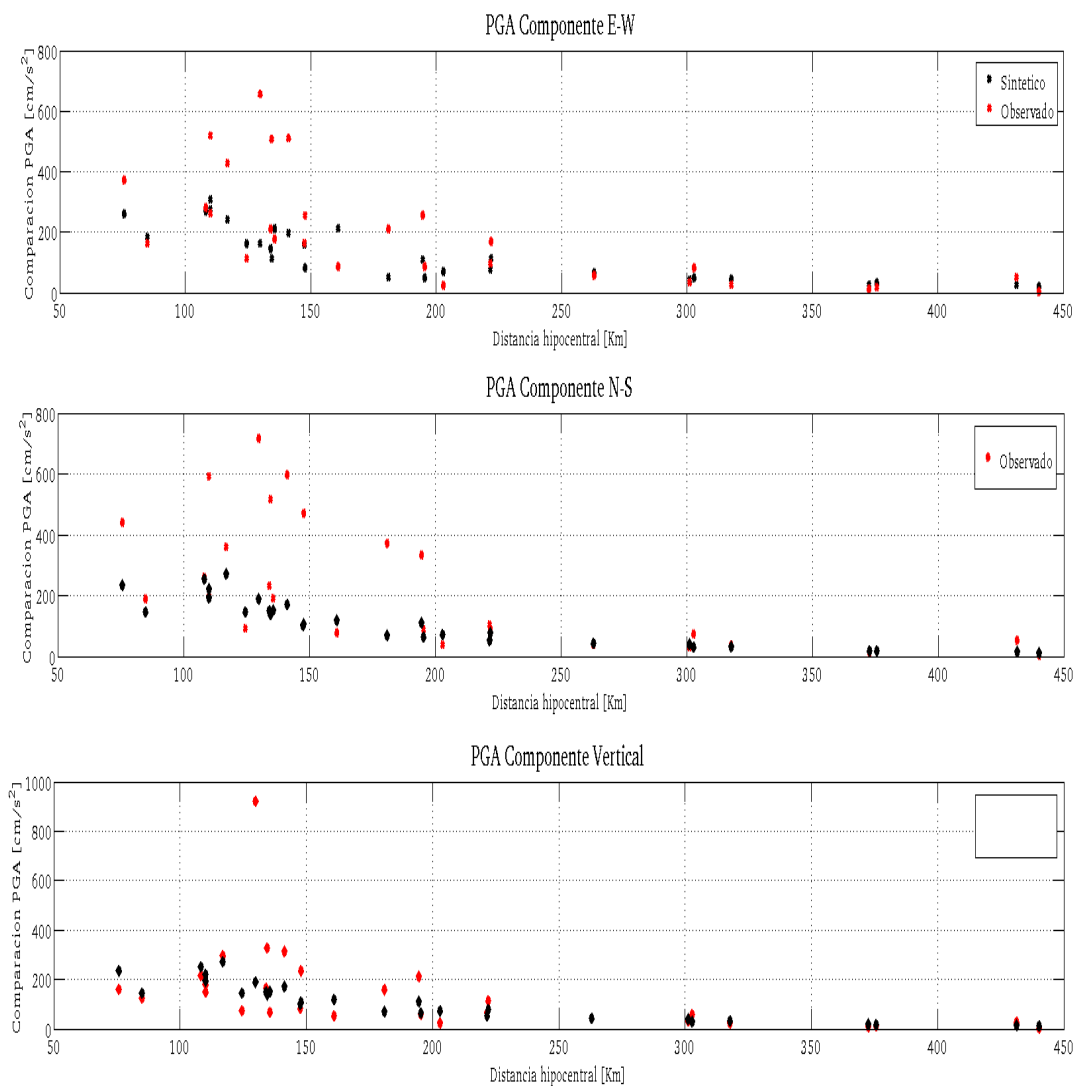


Figura 5.5: Comparación de PGA simulado (negro) y observado (rojo).

Comparación de acelerogramas observados con simulados.

Los acelerogramas simulados ajustan relativamente bien en duración, amplitud y forma de onda en la mayoría de las estaciones pertenecientes a la red IPOC, a excepción de los acelerogramas simulados para las estaciones PB10, PB11 y PB15. Esta diferencia entre lo simulado y observado puede deberse a varios efectos, por ejemplo a efectos de sitio no considerados; a cómo están interfiriendo las ondas sísmicas al propagarse desde la fuente al punto de observación, lo cual depende bastante de cómo esté configurada la estructura interna de la Tierra; al error asociado en la estimación de la atenuación; efectos no-líneales no considerados, etc.

Por otra parte, al no haber considerado efectos de sitio y, considerando que muchas de las estaciones indicadas con triángulos rojos en la Figura 5.1 están instaladas en suelo poco consolidado, éstas no han sido consideradas en esta discusión, pero sus resultados se encuentran en el Apéndice D.1.

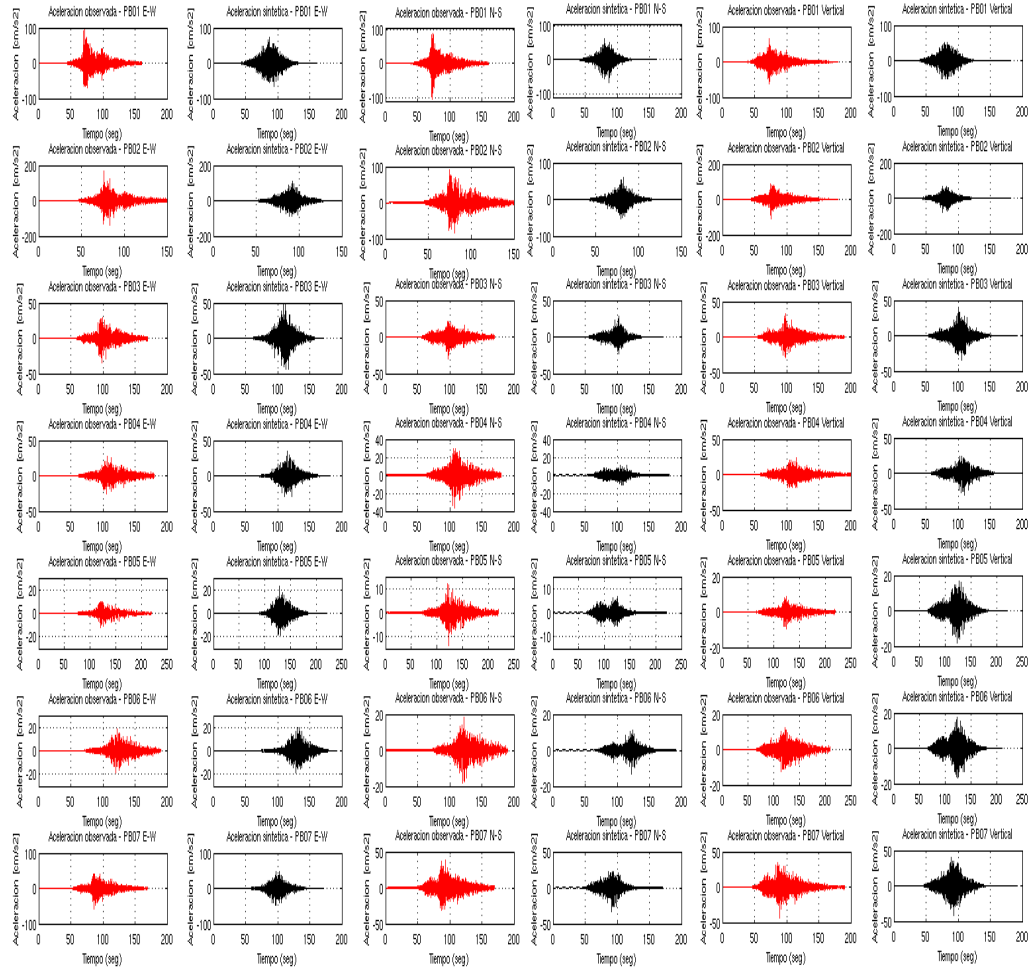


Figura 5.6: Comparación de acelerogramas simulados (negros) con observados (rojos) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componentes E-W, N-S y vertical.

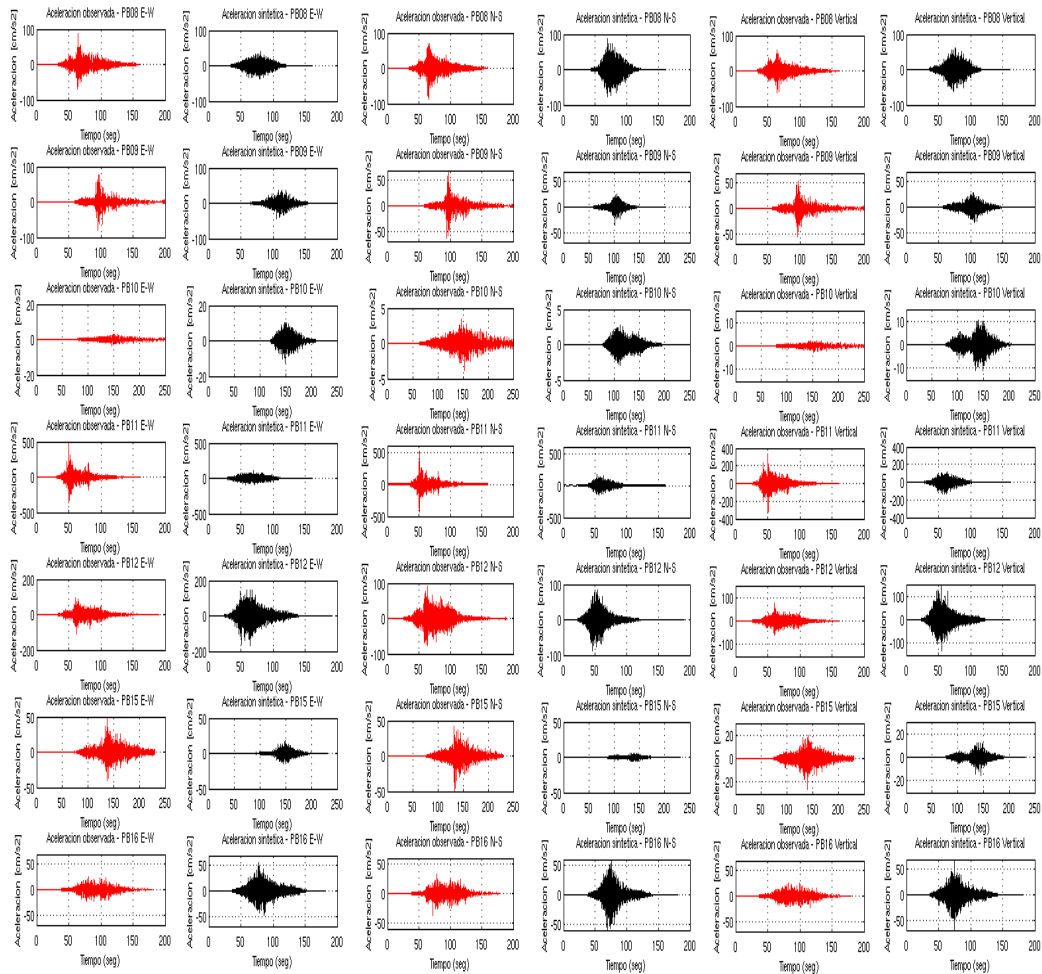


Figura 5.7: Comparación de acelerogramas simulados (negros) con observados (rojos) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente E-W, N-S y vertical.

5.4. Conclusiones

El método propuesto logra simular de manera satisfactoria las aceleraciones del suelo para el terremoto de Iquique ($M_W 8,1$) en tres componentes para acelerógrafos instalados principalmente sobre roca -como en aquellos pertenecientes a la red IPOC-, mostrando algunas dificultades para la simulación de acelerogramas en la componente Norte-Sur, tal como se vió en el Capítulo 4 para la simulación de acelerogramas para el terremoto de Tocopilla (2007). A pesar que hay cierta similitud entre lo observado y simulado la forma de los acelerogramas simulados no se asemeja tan bien a lo observado en comparación a lo obtenido en la simulación de acelerogramas para el terremoto de Tocopilla (2007) (Figuras 4.42 y 4.43), lo cual tiene que ver con qué tan bien describe el proceso de ruptura el modelo de deslizamiento y cinemático utilizado, que en este caso fue inferido utilizando datos telesísmicos (Ruiz et al., 2014).

Capítulo 6

Acelerogramas artificiales para el terremoto de 2010 en el Maule (M_W 8.8)

6.1. Introducción

El 27 de Febrero de 2010 en la región del Maule, en Chile Central, ocurrió uno de los más grandes terremotos que se tenga registro en el Mundo. Este terremoto produjo un devastador tsunami, el cual causó grandes daños a zonas costeras de Chile Central y en la Isla de Juan Fernandez. Este terremoto fue de mecanismo inverso tipo *thrust* y tuvo una magnitud de M_W 8,8, cubriendo una zona de ruptura de alrededor de 500 km de largo por 140 km de ancho. Este sismo ha sido bien registrado por instrumentos modernos como acelerógrafos, sismógrafos de banda ancha, GPS, cGPS y otros, lo que ha permitido que sea estudiado por varios autores (Madariaga et al., 2010; Delouis et al., 2010; Lay et al., 2010; Moreno et al., 2011; Tong et al., 2011; Lorito et al., 2011; Vigny et al., 2011; Pullido et al., 2011; Ruiz et al., 2012; y otros).

El área de ruptura del megaterremoto del Maule (2010) cubrió la laguna sísmica de Darwin asociado al terremoto de 1835 (Campos et al., 2002), parte del área de ruptura del terremoto de Talca de 1928 (M_W 7,7) y del terremoto de Concepción del 21 de Mayo de 1960 (M_W 8,2), a su vez está limitada al Sur por el área de ruptura del mega-terremoto de Valdivia de 1960 (M_W 9,5) y al Norte por la del mega-terremoto de Valparaiso de 1906 (M_W 8,5) y el terremoto de 1985 en Valparaiso (M_w 8,0).

Las zonas que presentaron mayor intensidad para el terremoto del Maule se encontraron al Norte de la zona de la ruptura (Astroza et al., 2012), concordando las zonas de mayor deslizamiento consísmico con las de mayor intensidad de Mercalli (Ruiz et al., 2012).

En este capítulo se simula acelerógrafos de este sismo en las estaciones indicadas en la Figura 6.1, sin considerar efecto de sitio para evaluar si el método estocástico de falla finita propuesto en el capítulo 3 es adecuado para simular un mega-terremoto

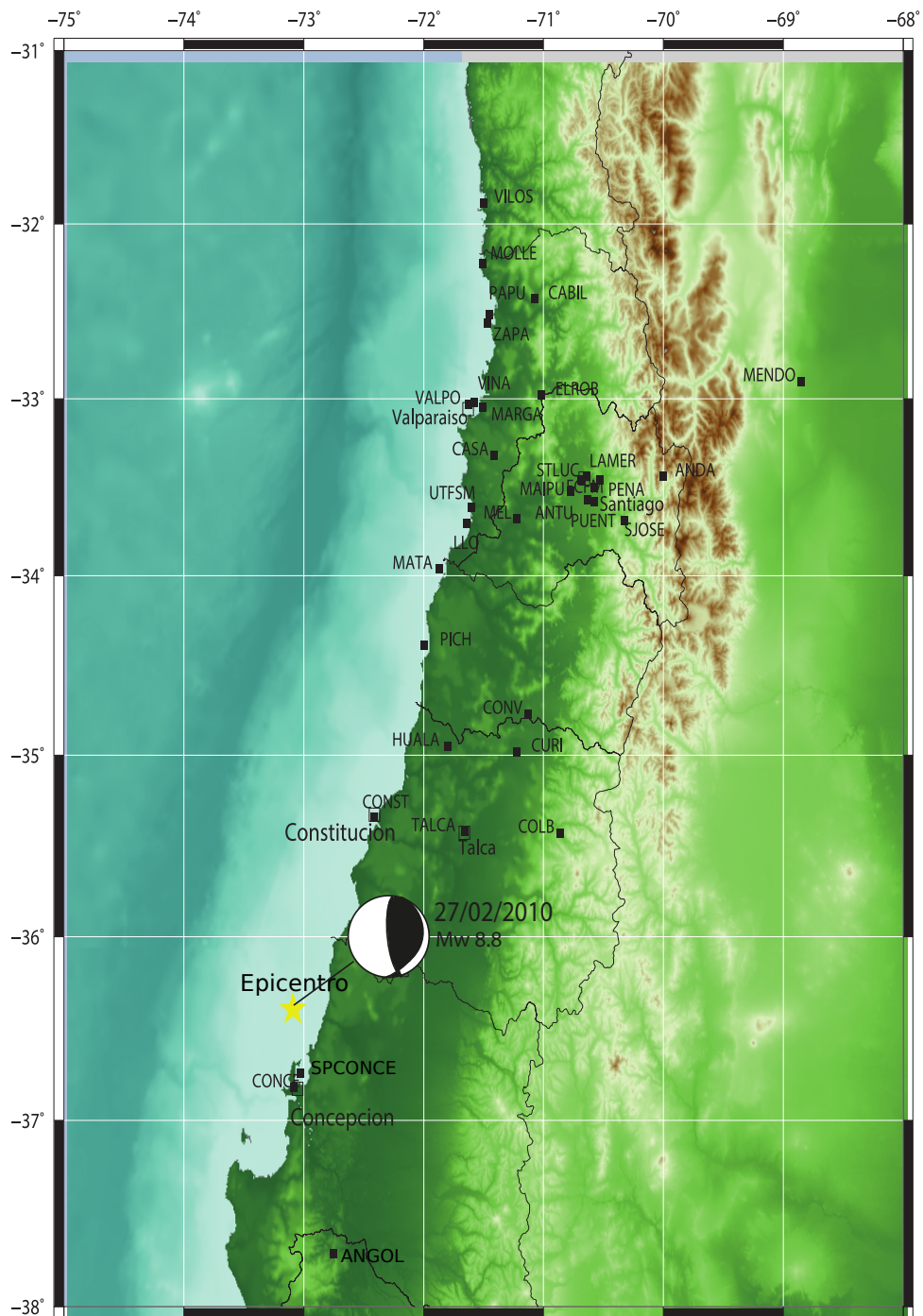


Figura 6.1: Distribución de acelerógrafos (cuadrados negros) que registraron bien el terremoto ocurrido el 27 de Febrero de 2010 en la región del Maule 2010 (M_w 8,8). Además se indica su epicentro (estrella amarilla), mecanismo focal y magnitud (Ruiz et al., 2012).

6.2. Ambiente tectónico y sismicidad

A lo largo del margen de Chile Central subducta la placa de Nazca con una tasa de convergencia de aproximadamente 6,6 cm/año bajo la placa Sudamericana, con un ángulo azimutal de $\sim 78^\circ\text{E}$ (Angermann et al., 1999). La zona de subducción de Chile Central es una de las más activas del mundo. Grandes terremotos han ocurrido en esta zona (Figura 6.2), entre ellos el mayor terremoto del que se tenga registro en el mundo ocurrió el 22 de Mayo de 1960, el cual tuvo una magnitud de $M_W 9,5$, rompiéndose alrededor de 1000 km de largo, desde la península de Arauco (límite Sur de área de ruptura del terremoto del Maule, 2010) en el Norte al punto de unión triple en el Sur.

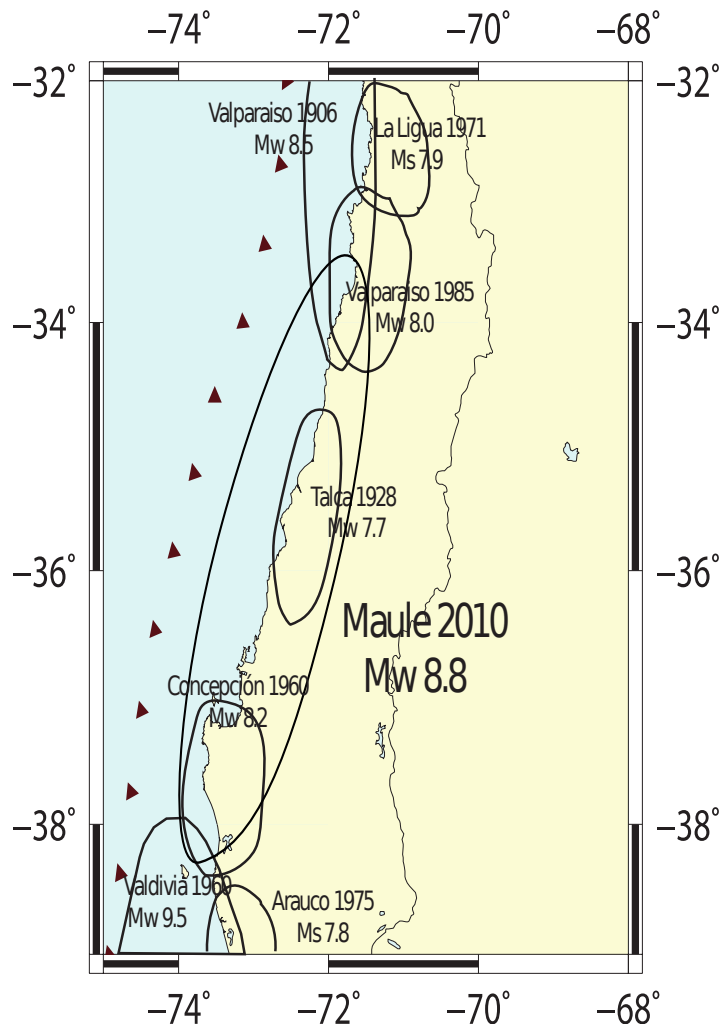


Figura 6.2: Terremotos históricos para la zona central de Chile obtenidos de Ruiz et al. (2012).

6.3. Modelo de deslizamiento para terremoto del Maule 2010

El modelo de deslizamiento usado corresponde al obtenido por Ruiz et al., (2012). Este modelo de deslizamiento se obtuvo invirtiendo datos de cGPS, usando dos parches elípticos con una distribución Gaussiana de deslizamiento. El deslizamiento para cada elipse es definido como:

$$D(x,y) = D_m e^{-\left(\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2}\right)} \quad (6.1)$$

donde D_m corresponde a la amplitud máxima de deslizamiento. Se asume que la ruptura comienza en el hipocentro y luego se propaga con velocidad constante, de manera que el tiempo de ruptura se obtiene considerando la razón entre la distancia al hipocentro y la velocidad de ruptura constante V_r . En el modelo directo cada elipse es descrita por 7 parámetros: dos coordenadas del centro, dos semi ejes a y b , un ángulo de orientación, una amplitud máxima de slip D_m y la velocidad de ruptura V_r . Para simular la propagación de ondas desde la fuente al punto de observación se usó el código AXITRA (Countant, 1990; Bouchon, 1981). Con esto presente el mejor ajuste entre lo observado (Obs) y sintético (Synth) fue medido con una norma $L2$:

$$\chi^2 = \frac{\sum_i (Obs_i - Synth_i)^2}{\sum_i (Obs_i)^2} \quad (6.2)$$

de este modo la Figura (6.3) muestra el mejor resultado para la distribución de deslizamiento. El cual se obtuvo con un error (misfit) de $\chi^2 = 0,43$. Se encontró un máximo deslizamiento mayor a 10 [m] en la zona Norte, y una velocidad de ruptura cercana a 2,5 [km/hr].

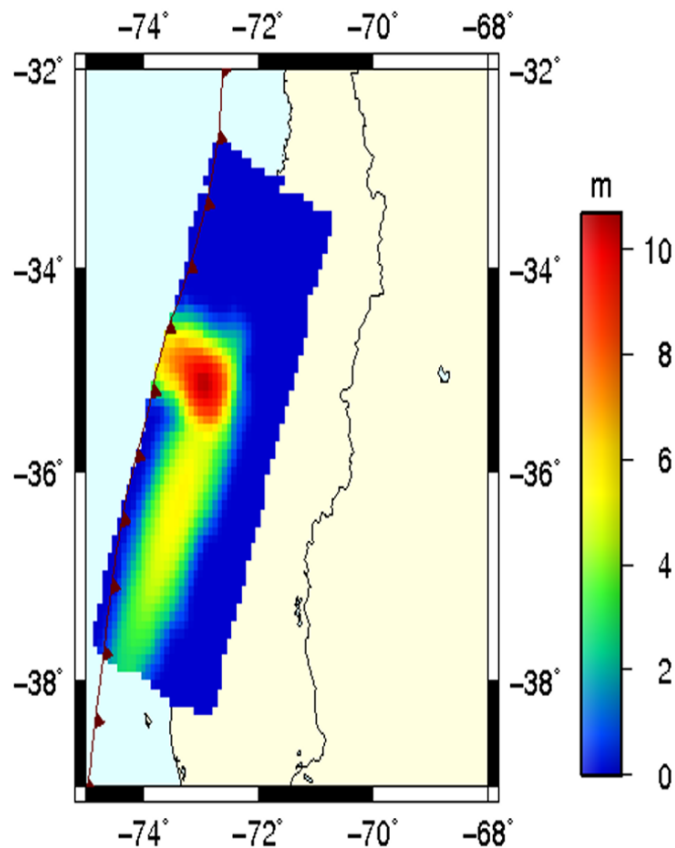


Figura 6.3: Distribución de deslizamiento para el Terremoto del 27 de Febrero de 2010 en el Maule (M_W 8,8).

6.4. Metodología

Las aceleraciones del suelo para el terremoto del Maule (2010) son simuladas utilizando datos acelerográficos, cuyas ubicaciones se encuentran indicadas en la Figura 6.1. La simulación se realiza ocupando el modelo de fuente finita descrito en el capítulo 3 considerando propagación de rayos sísmicos directos por un medio homogéneo para obtener el ángulo de incidencia.

Los momentos sísmicos M_{0ij} son inferidos desde el modelo de deslizamiento mostrado en la Figura 6.3, y los parámetros de entrada del modelo corresponden a los indicados en la Tabla 6.1.

La forma del espectro de Fourier de desplazamiento de la fuente es modelada considerando un modelo $\omega^{-\gamma}$, el cual se ajustó considerando el decaimiento de los espectros de desplazamiento de algunas estaciones cercanas como: CONST (Constitución), SPCONCE (San Pedro de Concepción), CONCE (Concepción), TALCA (Talca), HUALA (Hualañe), ANGOL (angol) y CURI (Curicó), (Figuras 6.4 y 6.5), eligiéndose un decaimiento dado por $\omega^{-1,625}$, el cual corresponde a un decaimiento promedio entre los modelos $\omega^{-1,5}$ y $\omega^{-1,75}$. El Patrón de radiación promedio para ondas P, SV y SH se ha obtenido con las expresiones analíticas de Honishe and Korike (2004), considerando un dip de 12° y rake de 112° . Además, se ha asumido un sólido de Poisson y que no hay disipación de energía en procesos puramente compresivos o de dilatación. Bajo esta hipótesis

$$\frac{1}{Q_p} = \frac{4}{3} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 \frac{1}{Q_s}.$$

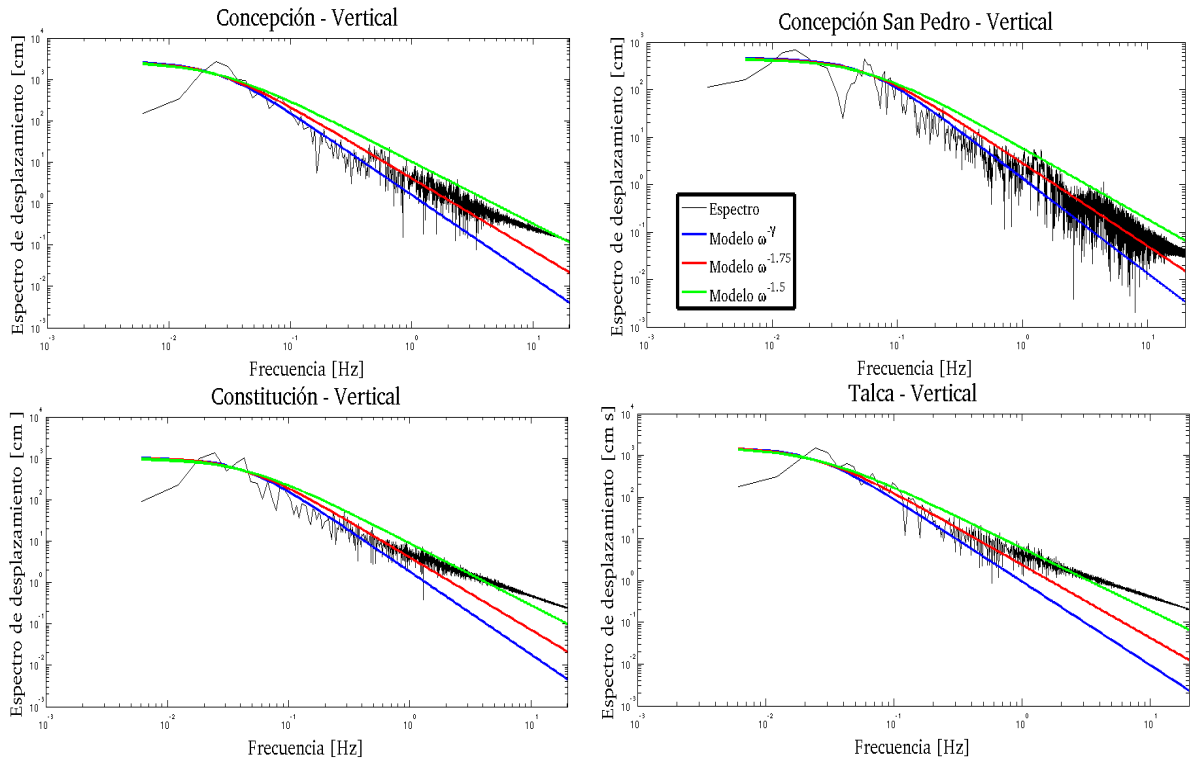


Figura 6.4: Comparación de modelos ω^{-2} , $\omega^{-1,75}$ y $\omega^{-1,5}$ con espectros de desplazamiento para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE, TALCA.

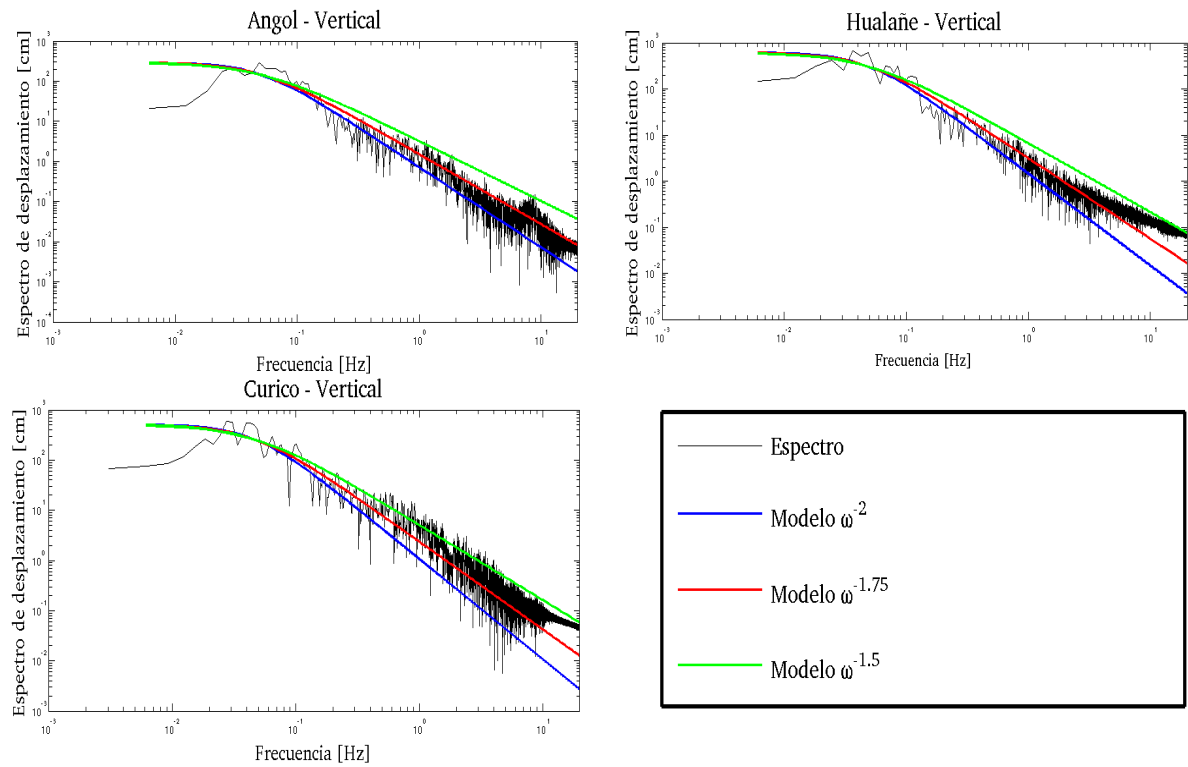


Figura 6.5: Comparación de modelos ω^{-2} , $\omega^{-1.75}$ y $\omega^{-1.5}$ con espectros de desplazamiento para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE, TALCA.

Tabla 6.1: Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el terremoto del Maule (2010)

Factor	Parámetro Modelo	Valor o Función	Referencia
	Magnitud de Momento M_W	8.8	Centro Sismológico Nacional
Fuente	Caída de Esfuerzos	40 [bar]	Tetsuzo Seno, 2014
	Densidad	3.1 cm/gr^3	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas P (vecindad fuente)	7 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas S (vecindad fuente)	4 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas P	6.4 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas S	3.8 Km/s	Husen et al., 1999
Trayecto	Factor de Calidad (ondas S)	$Q_s(f) = 600f^{0.5}$	Apéndice B.1
	Factor de Calidad (ondas P)	$Q_p(f) = 1350f^{0.5}$	Udias, 1999
	Atenuación Geométrica	1/R	Atenuación geométrica para medio homogéneo e isotrópico.
	Patrón radiación promedio ondas P	$\langle R_{\theta\theta} \rangle^P = 0,5164$	Honishe and Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SV	$\langle R_{\theta\theta} \rangle^{SV} = 0,3928$	Honishe and Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SH	$\langle R_{\theta\theta} \rangle^{SH} = 0,35$	Honishe and Korike, 2004
Sitio	Efecto κ	0.030 s	Calibración considerando valores usuales.
	Amplificación sitio	No se ha considerado	Sección 2.7

6.5. Resultados y Discusión

A continuación se muestran los resultados obtenidos para la simulación de acelerogramas en algunas de las estaciones más cercanas a la fuente (Los acelerogramas han sido filtrados entre 0,1 y 20 [Hz]):

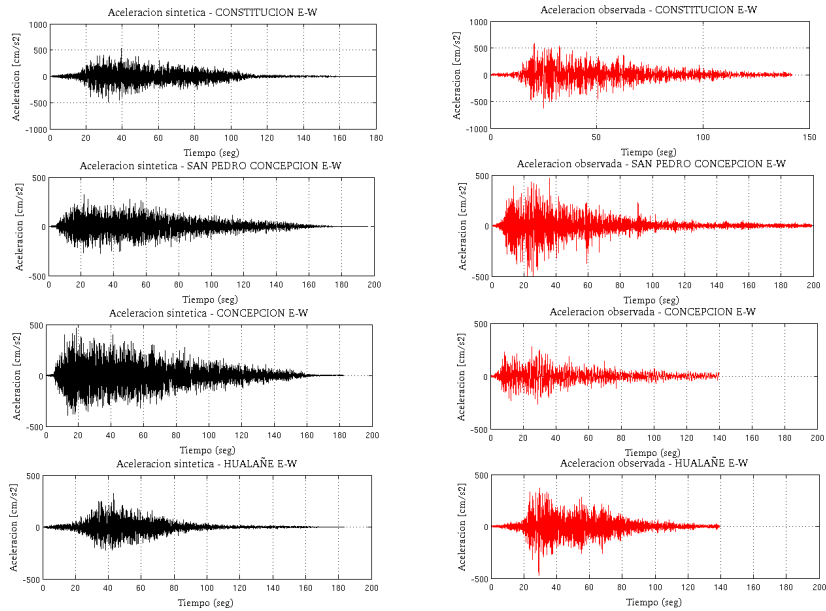


Figura 6.6: Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente E-W.

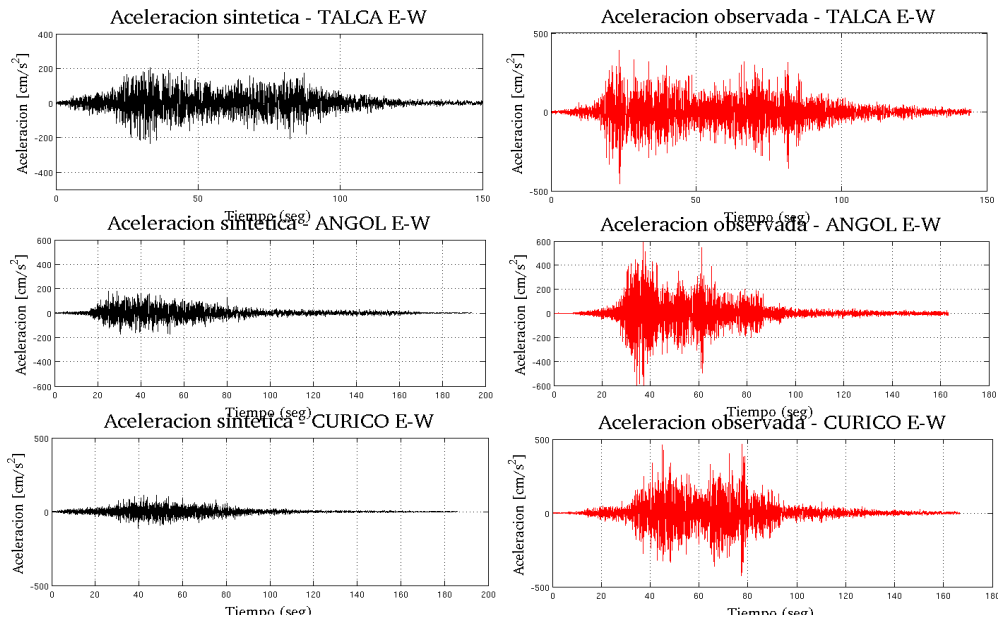


Figura 6.7: Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPCONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente E-W.

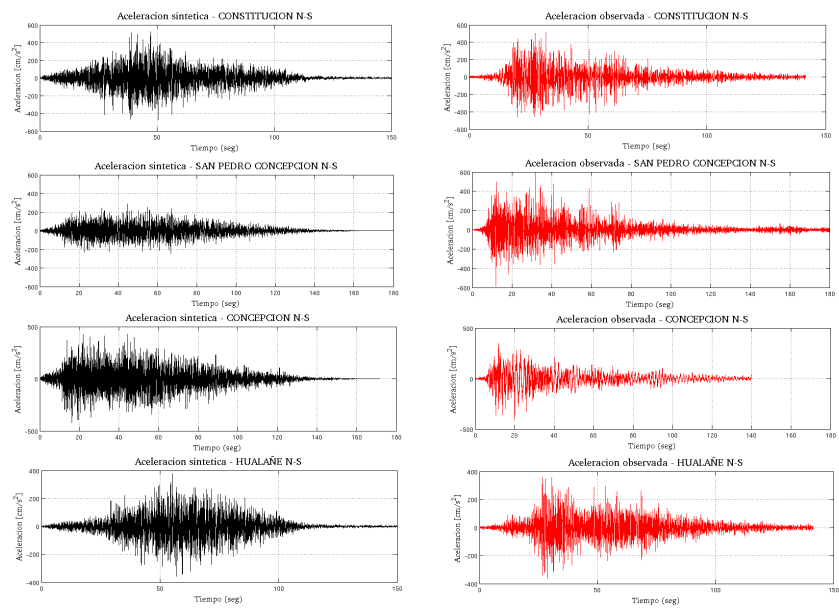


Figura 6.8: Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente N-S.

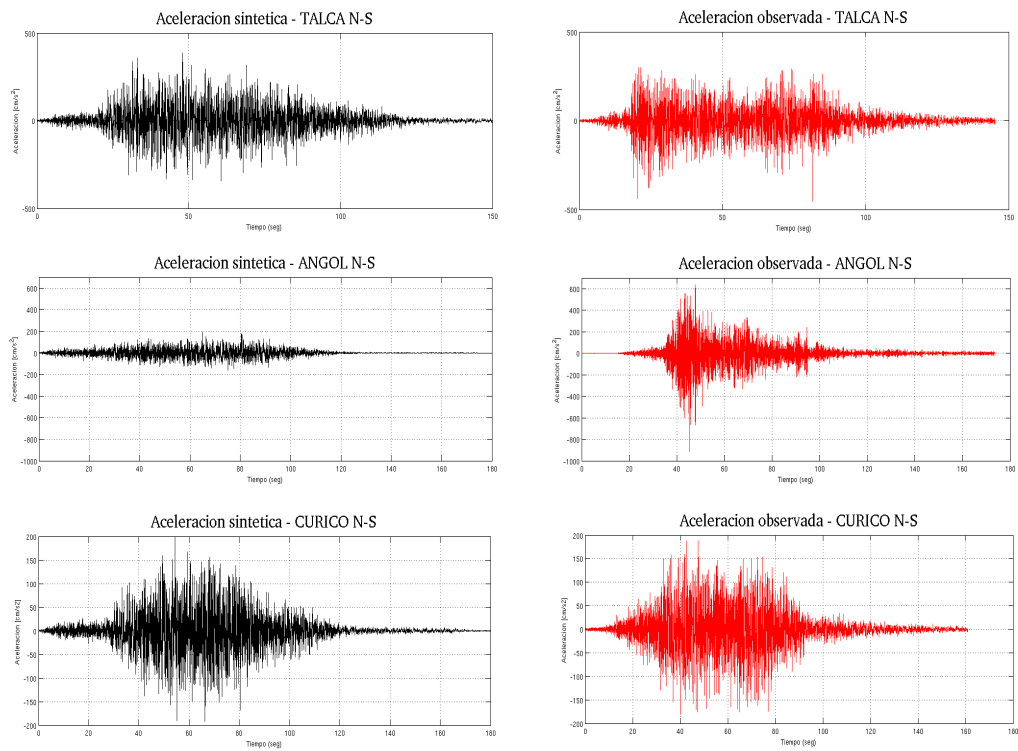


Figura 6.9: Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente N-S.

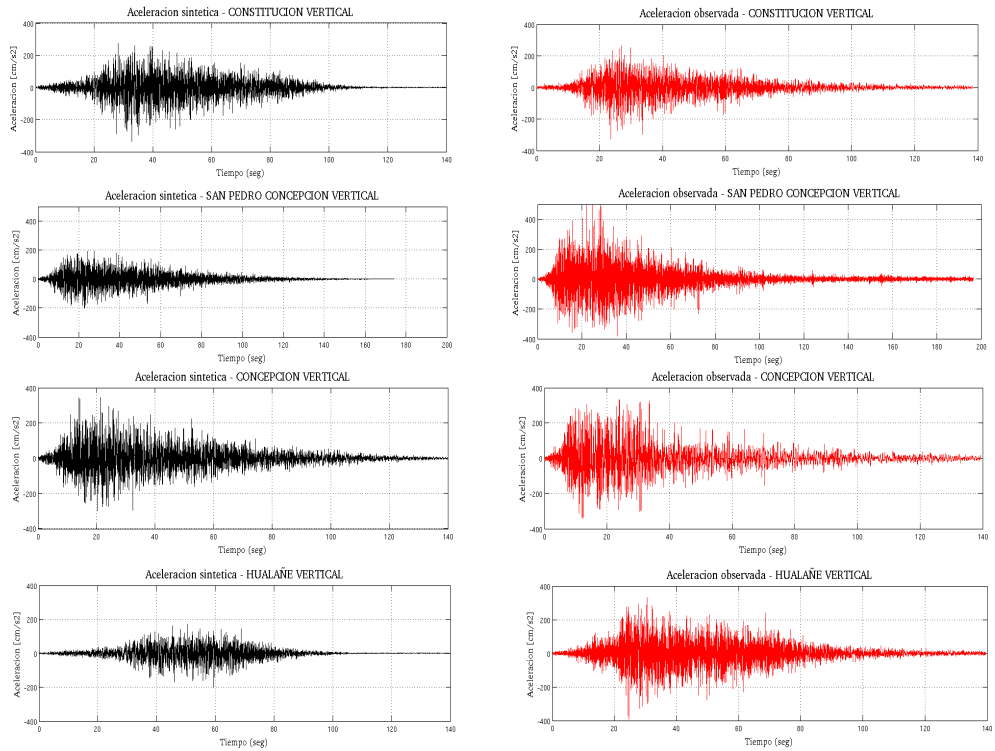


Figura 6.10: Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente vertical.

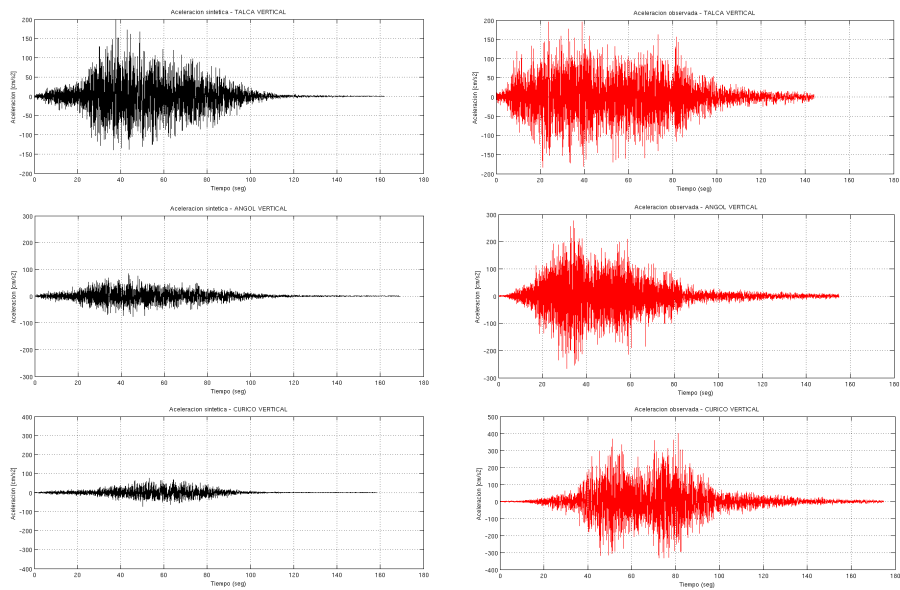


Figura 6.11: Comparación de acelerogramas artificiales (negros) y observados (rojos) para estaciones: CONST, SPONCE, CONCE y HUALAÑE. Componente vertical.

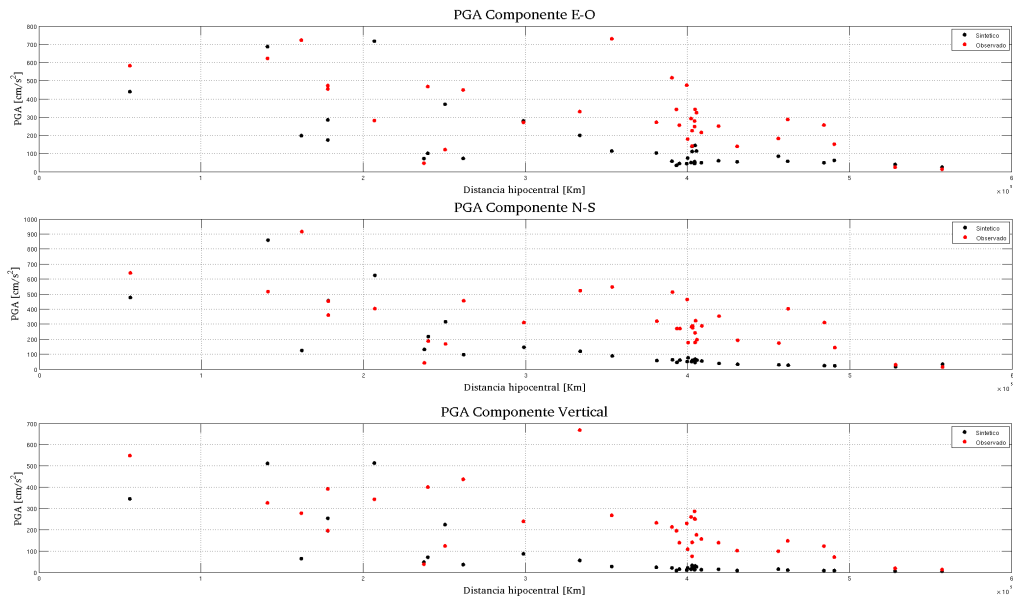


Figura 6.12: PGA en función de la distancia hipocentral para componente E-W.

La simulación de las aceleraciones del suelo para el terremoto del Maule (2010) se ha efectuado asumiendo que el ángulo de incidencia de los rayos sísmicos que provienen de cada sub-fuente describe una trayectoria recta desde ésta al punto de observación (modelo que entrega buenos resultados cuando las estaciones se encuentran relativamente cerca de la ubicación de las asperezas según lo visto en el capítulo 4), y que las ondas se atenúan geoméricamente como $\frac{1}{r}$ (corresponde a la atenuación geométrica para ondas propagándose por un medio homogéneo e isótropo en la aproximación de campo lejano). Estas simplificaciones muestran no ser una buenas para estaciones con distancia epicentrales mayores a 300 [km] (todas las estaciones al norte de la estación HUELA y CURI, ver Figura 6.3), donde se encuentran diferencias de PGA (*Peak Ground Acceleration*) demasiado significativas como para atribuir las a efectos exclusivos del sitio (Figura 6.12).

Como las asperezas para el terremoto del Maule (Figura 6.3) cubren una gran superficie, a modo de ejemplo en este capítulo se consideró solo algunas estaciones que están a distancias epicentrales menores a ~ 300 [km] (Figura 6.1), las cuales son: CONST, SPCONCE, CONCE, HUALA, TALCA, ANGOL y CURI, donde ANGOL es la única estación -de las consideradas en este análisis- más retirada de las asperezas a pesar de estar a una distancia epicentral de 137 [km]. Además, ANGOL es la única estación en que los acelerogramas artificiales en las dos componentes horizontales subestiman a los acelerogramas observados (Figuras 6.7, 6.9 y 6.11), lo cual puede deberse a variadas causas, por ejemplo: al hecho que solo se consideraron ángulos de incidencia para rayos rectilíneos, lo cual afecta a los factores de superficie libre y partición de la energía, y por consiguiente a la amplitud de las ondas P y SV para el método propuesto; ondas que bajan, se reflejan (o refractan críticamente) y luego suben al punto de observación interfiriendo constructivamente con ondas directas; a un aporte significativo de ondas superficiales (no consideradas) en las amplitudes; a efectos de sitio no considerados. Estos efectos a excepción del sitio pueden ser incorporados indirectamente y de manera simplificada en la expresión para la atenuación o dispersión geométrica propuesta por Boore (2003) [ecuación 2.6] dado que ésta puede ser deducida empíricamente basándose en el estudio de registros sísmicos en la zona de interés (Atkinson & Boore, 2014; Apéndice B.1).

Por otra parte, se aprecia que la amplitud de las ondas en el acelerograma simulado para la estación CURI se ve subestimada para la componente E-W en comparación con la N-S, lo cual tiene sentido si se considera que la componente N-S tiene una mayor contribución de ondas SH en comparación a las ondas SV y P dada la ubicación de la estación con respecto a las asperezas, puesto que las ondas SH no varían dependiendo del ángulo de incidencia de los rayos sísmicos, en cambio la contribución de las ondas SV y P sí se ven afectadas al estar considerando rayos propagándose por un medio homogéneo, lo cual puede mejorar si se considera al rayo propagándose por un medio en que la velocidad de las ondas sísmicas varíe con la profundidad, o bien considerando rayos reflejándose en el moho e interfiriendo constructivamente con ondas directas.

En este estudio no se consideró una expresión más compleja para la atenuación geométrica debido a que las estaciones que registraron el terremoto del Maule en la zona de interés están instaladas principalmente en lugares donde no se pueden despreciar los efectos de sitio, lo que implicaría corregir los registros sísmicos por este efecto, lo cual escapa a los objetivos de esta tesis. A pesar de lo anterior los acelerogramas artificiales logran simular relativamente bien a los observados en el resto de las estaciones (Figuras 6.6, 6.8 y 6.10), donde se consideró que el decaimiento de los espectros de desplazamiento tienden a ajustar a un modelo $\omega^{-\gamma}$, con $\gamma = 1,625$, correspondiente al promedio de los valores 1,5 y 1,75 (Figura 6.4 y 6.5). Si se hubiese elegido el clásico modelo ω^{-2} la amplitud de Fourier se hubiese subestimado en altas frecuencias, lo que se traduciría en que las ondas con periodos más cortos se verían disminuidas en amplitud en los acelerogramas artificiales.

La componente vertical para las estaciones HUALA, ANGOL y CURICO se ve afectada en la amplitud de las ondas P y SV al estar considerando el ángulo de incidencia de rayos rectilíneos directos, lo cual afecta la amplitud de las ondas P y SV en componente vertical (la amplitud por unidad de amplitud incidente corresponde a la multiplicación de los factores superficie libre [Figura 3.13 y 3.10] y partición de la energía [Figura 3.6] en sus respectivas componentes), donde ámbos son bajos para ángulos de incidencia cercanos a $\pi/2$ (Figura 3.9 y 3.12). Por lo que considerar un modelo de capas horizontales planas o un modelo de variación de la velocidad con la profundidad generan que el rayo disminuya el ángulo (θ) con el que llega a superficie, lo que se traduce que para la componente vertical habrá un aumento en la amplitud de las ondas P, y un aumento de la amplitud de las ondas SV hasta el ángulo crítico, luego empieza a disminuir nuevamente hasta hacerse cero para un ángulo de incidencia de 0° (rayo llegando verticalmente).

6.6. Conclusiones

En este capítulo queda de manifiesto la importancia de considerar los efectos de sitio y una expresión más compleja -en vez de $1/r$ - para la atenuación o dispersión geométrica, como la propuesta por Boore (2003), o bien modelar esta última como $1/r$, pero considerando un modelo que incorpore distintos trayectos de ondas sísmicas interfiriendo constructivamente en el punto de observación, como por ejemplo ondas directas y reflejadas en el moho, lo cual permitiría que las aceleraciones para las estaciones más lejanas a las asperezas puedan ser simuladas de mejor manera en cuanto a su amplitud. También se observa la importancia de considerar rayos con ángulo de incidencia menores a los obtenidos con la propagación rectilínea, tal como se muestra en el capítulo 4, en el cual se trabaja con acelerógrafos instalados principalmente sobre roca.

Capítulo 7

Simulación de acelerogramas para un mega-terremoto en el Norte de Chile (M_W 9.0)

7.1. Introducción

El Norte de Chile es reconocido como laguna sísmica desde la década del 70, donde el último mega-terremoto (M_W 8,8) ocurrió en 1877 (Comte & Pardo, 1991). Los más de 500 km entre Arica por el Norte y la península de Mejillones por el Sur han tenido reducida actividad sísmica, destacándose los sismos de 1967 (M_W 7,4) y 2007 (M_W 8,1) ocurridos en la ciudad de Tocopilla y, los recientes sismos de magnitud M_W 8,1 y M_W 7,6 ocurridos el 1 y 3 de Abril del presente año en la ciudad de Iquique (Lay et al., 2014; Yagi et al., 2014). El terremoto de 1967 (M_W 7,4) fue localizado por Malgrange & Madariaga (1983) al Norte del terremoto de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7), ámbos terremotos rompieron en la parte Sur de la zona de ruptura del mega-terremoto de 1877 (Peyrat, 2010; Figura 1.1). Por otro lado, el terremoto del 1 de Abril de 2014 ha sido el de mayor magnitud en el Norte de Chile desde 1877. Este terremoto rompió ~ 150 [km] de largo de la laguna sísmica, liberando una significativa parte de la energía acumulada. El terremoto del 3 de Abril por su parte rompió al sur del área de ruptura del terremoto del 1 de Abril de 2014 (Figura 7.2).

Debido a que la energía liberada por los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique solo corresponde a una parte de la energía que se estimaba acumulada en la zona (Figura 7.1, 7.2 y 1.1), un megaterremoto (M_W 9,0) podría ocurrir en cualquier momento en el Norte de Chile.

En el presente capítulo se proponen dos posibles escenarios de ruptura para luego simular las aceleraciones del suelo debido a un megaterremoto. Los escenarios de ruptura se eligen considerando las áreas de ruptura de los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique y estudios de acoplamiento previos a estos terremotos (Chlie et al., 2011; Metois et al., 2013).

7.2. Escenarios de ruptura

Para modelar los escenarios de ruptura se asumirá que el momento sísmico acumulado puede inferirse de modelos de acoplamiento.

El acoplamiento en la zona, ha sido estudiado por varios autores: algunos proponen modelos donde la zona Norte de Chile está -prácticamente- uniformemente acoplada (Chlieh et al., 2011), mientras que otros consideran modelos heterogéneos de acoplamiento para la zona (Metois et al., 2013; Schurr et al., 2014). Con el objeto de considerar estos modelos de acoplamiento, en este trabajo se eligen los estudios de Chlieh et al. 2011 y Metois et al., 2013, cuyos modelos se muestran en las Figuras 7.1 y 7.2.

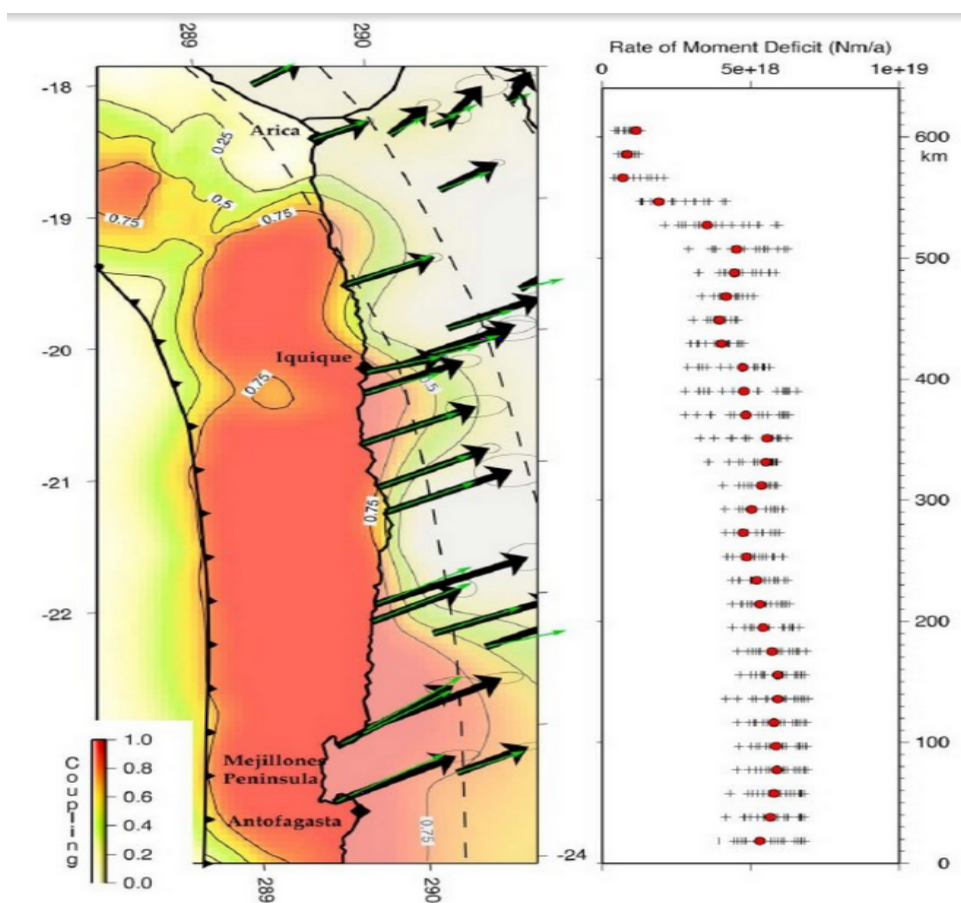


Figura 7.1: Modelo de acoplamiento prácticamente homogéneo en la zona de interés (Norte de Chile), basado en el estudio de Chlieh et al., 2011.

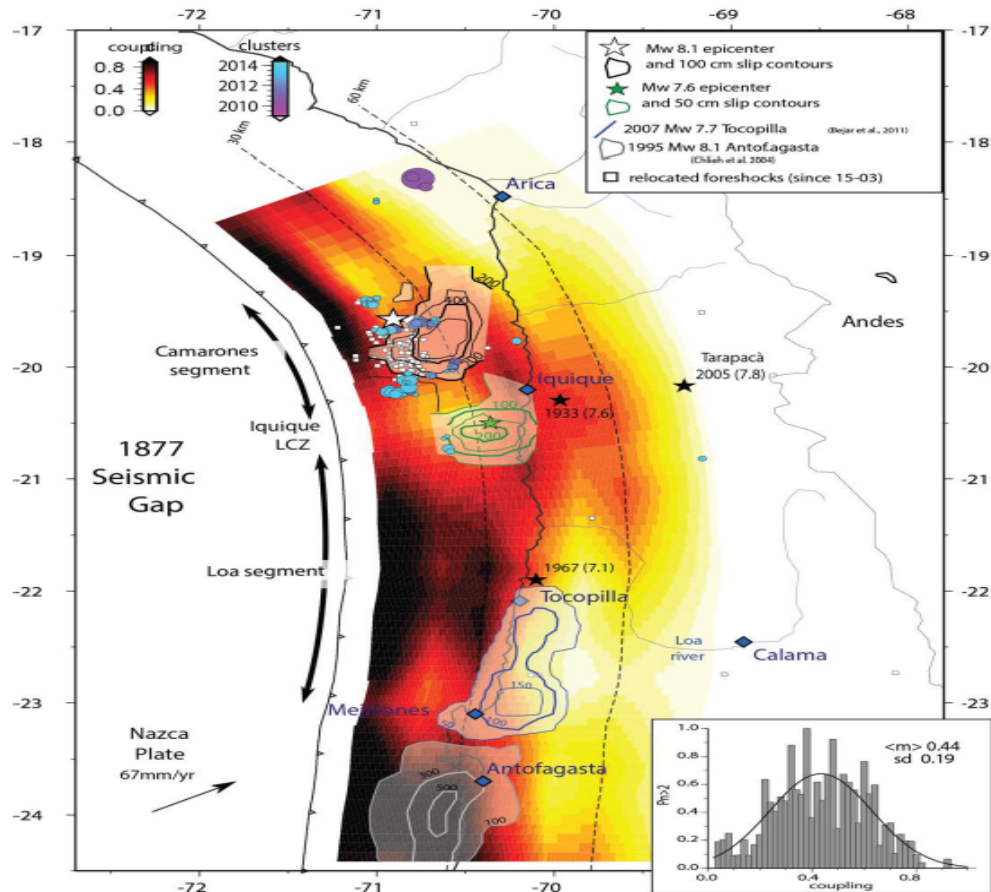


Figura 7.2: Modelo de acoplamiento heterogéneo en la zona de interés (Norte de Chile), basado en el modelo de Metois et al. (2013). Además se indican áreas de ruptura y distribución de deslizamiento para terremotos de Iquique, Tocopilla y Antofagasta (modificado de Ruiz et al., 2014).

De modo que basándose en estos estudios de acoplamiento y, considerando las zonas de ruptura de los recientes terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 (Figura 7.2), en este estudio se proponen los siguientes escenarios de ruptura para un megaterremoto interplaca de magnitud M_W 9,0 en el Norte de Chile:

- Modelo de ruptura considerando una gran aspereza rectangular con distribución de deslizamiento homogénea. Este modelo se basa en el modelo de acoplamiento homogéneo indicado en la Figura 7.3. El cual ha sido deducido considerando que la ruptura parte en el hipocentro (estrella azul) y se propaga radialmente con una velocidad constante de 2,5 [km/s]. El hipocentro se encuentra ubicado a los $-21,5^\circ$ de Latitud, $-70,4^\circ$ de longitud y 35 [km] de profundidad. El plano de falla considerado tiene 500 [km] de largo por 100 [km] de ancho, subdividido en 250 subfallas, donde cada una tiene 20 [km] de largo por 10 [km] de ancho.

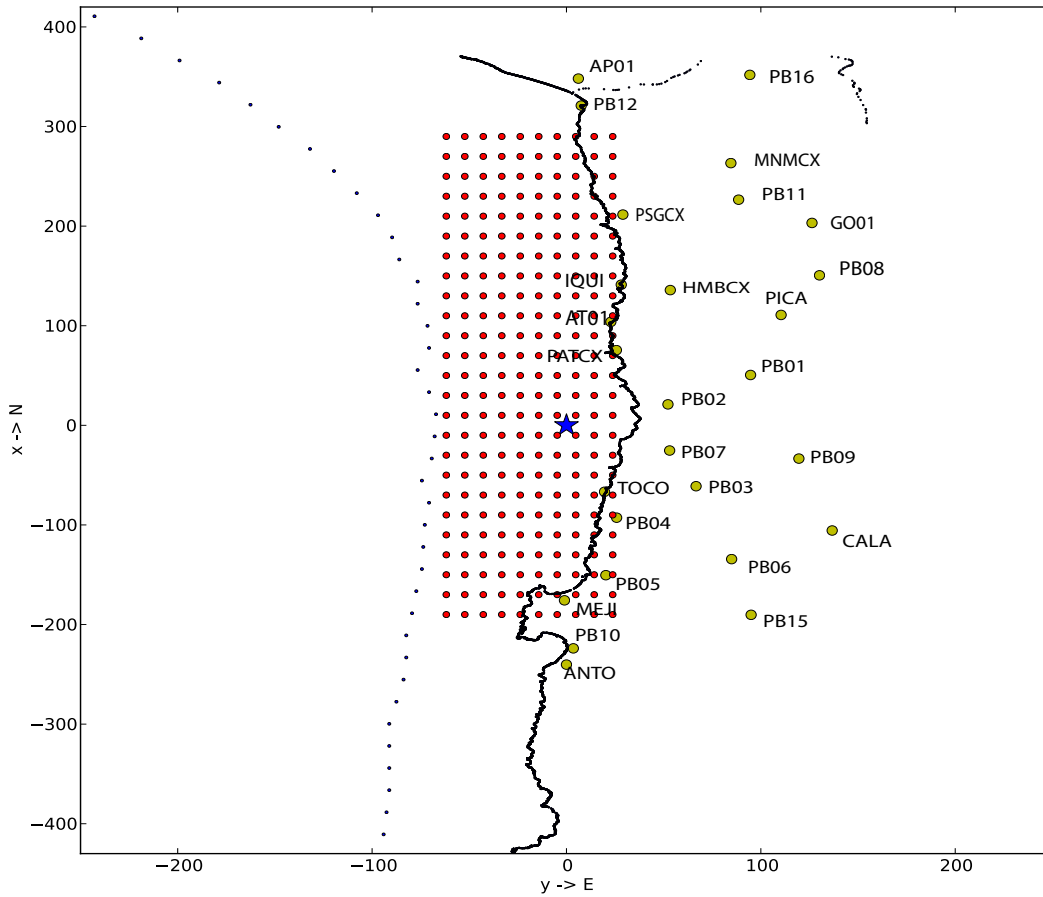


Figura 7.3: Distribución de deslizamiento homogénea, con un valor de 12,44 [m]. Círculos rojos indican la ubicación de las subfuentes; Estrella azul indica la ubicación del hipocentro; Estrellas amarillas la ubicación de las estaciones consideradas.

El deslizamiento para este modelo ha sido obtenido ocupando la relación:

$$\bar{D} = \frac{M_0}{\mu A} \quad (7.1)$$

donde μ representa el coeficiente de cizalladura (Tabla 7.1), A el área total de ruptura (50000 [km²]) y M_0 es el momento sísmico escalar (Tabla 7.1), el cual ha sido obtenido ocupando la relación de Hanks & Kanamori (1979), la cual en unidades *cgs* está dada por:

$$M_W = \frac{2}{3} \text{Log}_{10} M_0 - 10,7 \quad (7.2)$$

De modo que para un megaterremoto de magnitud $M_W = 9,0$ se obtuvo un slip de 12.44 [m] para cada subfalla.

- Modelo de ruptura considerando dos grandes asperezas (Figura 7.4 y 7.5) basado en el modelo de acoplamiento heterogéneo propuesto por Metois et al., 2013. Este modelo de deslizamiento ha sido deducido considerando que la ruptura parte en el hipocentro (estrella azul) y se propaga radialmente a una velocidad constante de 2,5 [km/s]. El hipocentro se encuentra ubicado a los $-21,5^\circ$ de Latitud, $-70,4^\circ$ de longitud y 35 [Km] de profundidad. El plano de falla considerado tiene 600 [km] de largo por 170 [km] de ancho, y está subdividido en 510 subfallas, donde cada una tiene 20 [Km] de largo por 10 [Km] de ancho (área $A_{ij} = A = 200 [Km^2]$). El deslizamiento asociado a cada subfalla se obtuvo tal que

$$\sum_{i=1}^{30} \sum_{j=1}^{17} D_{ij} = \frac{M_0}{\mu A}$$

asignando un deslizamiento máximo de 34 [m] (Figura 7.5) en la aspereza que está en el segmento del Loa (Figura 7.4 y 7.2).

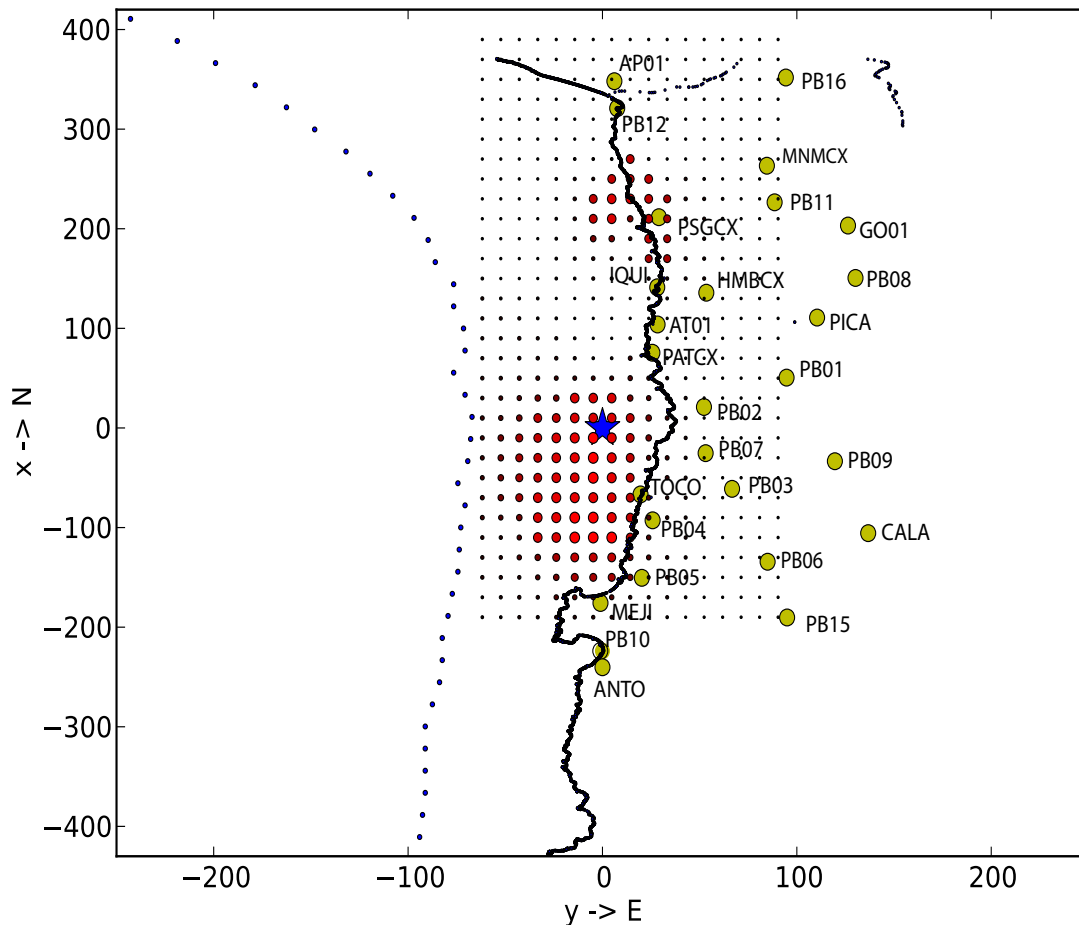


Figura 7.4: Distribución de slip heterogéneo, considerando dos grandes asperezas. Estrella azul indica hipocentro; círculos amarillos las estaciones consideradas; círculos rojos las subfuentes.

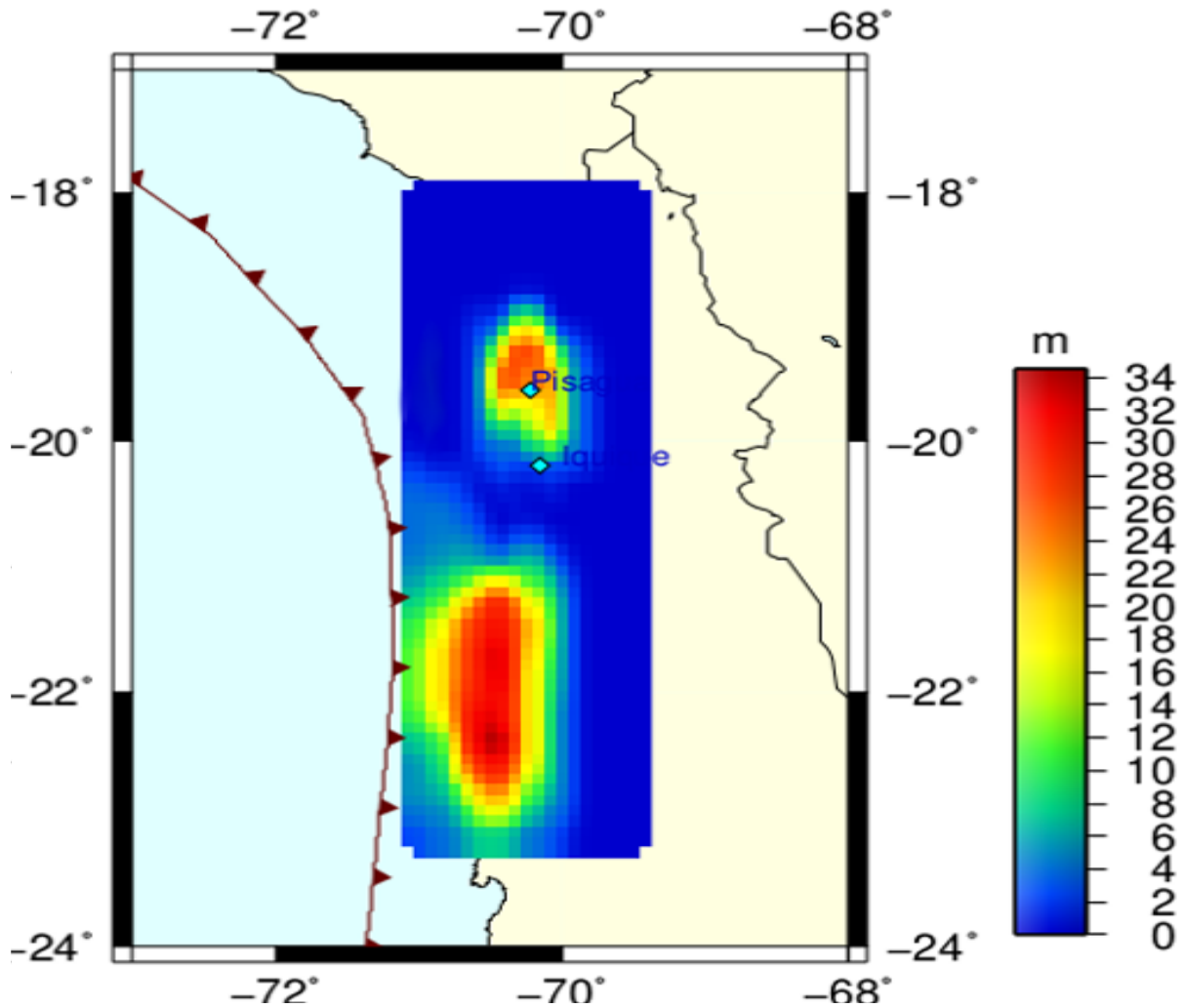


Figura 7.5: Distribución de deslizamiento heterogéneo, considerando dos grandes asperezas.

7.3. Metodología

La simulación de las aceleraciones del suelo para un megaterremoto $M_W 9,0$ se realiza ocupando el modelo de fuente finita propuesto en esta Tesis (capítulo 3), considerando dos escenarios de ruptura y propagación de rayos sísmicos directos por un medio de capas horizontales planas homogéneas (Tabla 7.2) sobre un semi-espacio homogéneo con el fin de estimar el ángulo de incidencia de los rayos sísmicos arribando en algún punto de observación de la superficie de la Tierra. Las velocidades de ondas P y S que se consideran para el semi-espacio homogéneo bajo el modelo de capas planas horizontales homogéneas son de 8,05 [Km/s] y 4,45 [Km/s] respectivamente (Husen et al., 1999).

Los momentos sísmicos M_{0ij} son inferidos considerando dos modelos de deslizamiento, los cuales se muestran en las Figuras 7.3 y 7.5. Los parámetros de entrada necesarios para la simulación se indicaban en la Tabla 7.1; La forma del espectro de Fourier de desplazamiento de la fuente es modelada considerando un modelo $\omega^{-\gamma}$, con $\gamma = -1,625$, donde $-\gamma$ se ha estimado considerando

el promedio de las pendientes de los decaimientos utilizados para simular el terremoto de Tocopilla 2007 ($\omega^{-1,5}$), Iquique 2014 ($\omega^{-1,75}$) y el Maule 2010 ($\omega^{-1,625}$).

El ruido blanco Gaussiano es modulado considerando una envolvente dada por la función de Saragoni & Hartz (1974), con valores de $\varepsilon = 0,17$, $\eta = 0,06$, $f_{T_{gm}} = 0,2$, $t_\eta = 30$ y una ventana de tiempo de $T_{gm} = 150$ [seg] (Figura 4.3; Boore, 2003). Además, todos los acelerogramas han sido filtrados entre 0,1 y 20 [Hz]. El Patrón de radiación promedio para ondas P, SV y SH ha sido obtenido con las expresiones analíticas de Honishe & Korike (2004), considerando un *dip* de 18° y *rake* de 90° . Además, se ha asumido un sólido de Poisson y que no hay disipación de energía en procesos puramente compresivos o de dilatación. Bajo esta hipótesis $\frac{1}{Q_p} = \frac{4}{3} \left(\frac{v_p}{v_s} \right)^2 \frac{1}{Q_s}$.

Tabla 7.1: Parámetros de entrada para la simulación de acelerogramas para el megaterremoto $M_W 9,0$.

Factor	Parámetro Modelo	Valor o Función	Referencia
Fuente	Coeficiente de cizalladura	$\mu = 5,5 * 10^{11}$ [Dinas/cm ²]	β y ρ obtenidos de Peyrat et al., 2011
	Momento Sísmico M_0	$3,5481 \times 10^{29}$ [Dinas · cm]	Hanks & Kanamori (1979)
	Caída de Esfuerzos	29,5 [bar]	Promedio de la caída de esfuerzos del terremoto de Tocopilla 2007 ($M_W 7,7$) y el de Iquique 2014 ($M_W 8,1$)
	Densidad	3.2 cm/gr ³	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas P (vecindad fuente)	7.41 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas S (vecindad fuente)	4.1 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas P	6.6 Km/s	Husen et al., 1999
	Velocidad promedio de viaje ondas S	3.7 Km/s	Husen et al., 1999
Trayecto	Factor de Calidad (ondas S)	$Q_s(f) = 600f^{0,4}$	Apéndice B.1
	Factor de Calidad (ondas P)	$Q_p(f) = 1350f^{0,4}$	Apéndice B.1
	Atenuación Geométrica	$1/R, R \leq 50$ $(1/50)(50/R)^{-0,2}, 50 \leq R \leq 110$ $(1/50)(50/110)^{-0,2}(110/R)^{1,4}, 110 \leq R$	Apéndice B.1
	Patrón radiación promedio ondas P	$\langle R_{\theta\phi} \rangle^P = 0,5164$	Honishe & Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SV	$\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SV} = 0,3945$	Honishe & Korike, 2004
	Patrón radiación promedio ondas SH	$\langle R_{\theta\phi} \rangle^{SH} = 0,3464$	Honishe & Korike, 2004
Sitio	Efecto κ	0.030 s	Lancieri et al., 2011
	Amplificación sitio	Estaciones sobre roca, $Amp(f) = 1$	Sección 2.7

Tabla 7.2: Modelo de capas planas horizontales homogéneas, basado en una modificación del modelo de velocidad de Husen et al. (1999) y densidad de Peyrat et al. (2010).

Número capa	Espesor capa [km]	Velocidad promedio ondas P (\bar{V}_p [km/s])	Velocidad promedio ondas S (\bar{V}_s [km/s])	Densidad promedio por capa [gr/cm ³]
1	10	5.62	3.24	2.53
2	10	6.58	3.7	2.8
3	10	6.96	3.95	3.0
4	10	7.20	4.07	3.2
5	10	7.70	4.25	3.3

7.4. Resultados

A continuación se muestran los resultados obtenidos para la simulación de acelerogramas (Filtrados entre 0,1 y 20 [Hz]) correspondientes a las estaciones CALA, IQUI, PICA, MEJI, TOCO y ANTO (Figuras 7.6, 7.7 y 7.8) instaladas en las ciudades de Calama, Iquique, Pica, Mejillones, Tocopilla y Antofagasta respectivamente. También se muestran los PGA (*Peak Ground Acceleration*) en la (Figura 7.9) y una comparación de espectros de Fourier de aceleración en escala log-lin en la Figura .

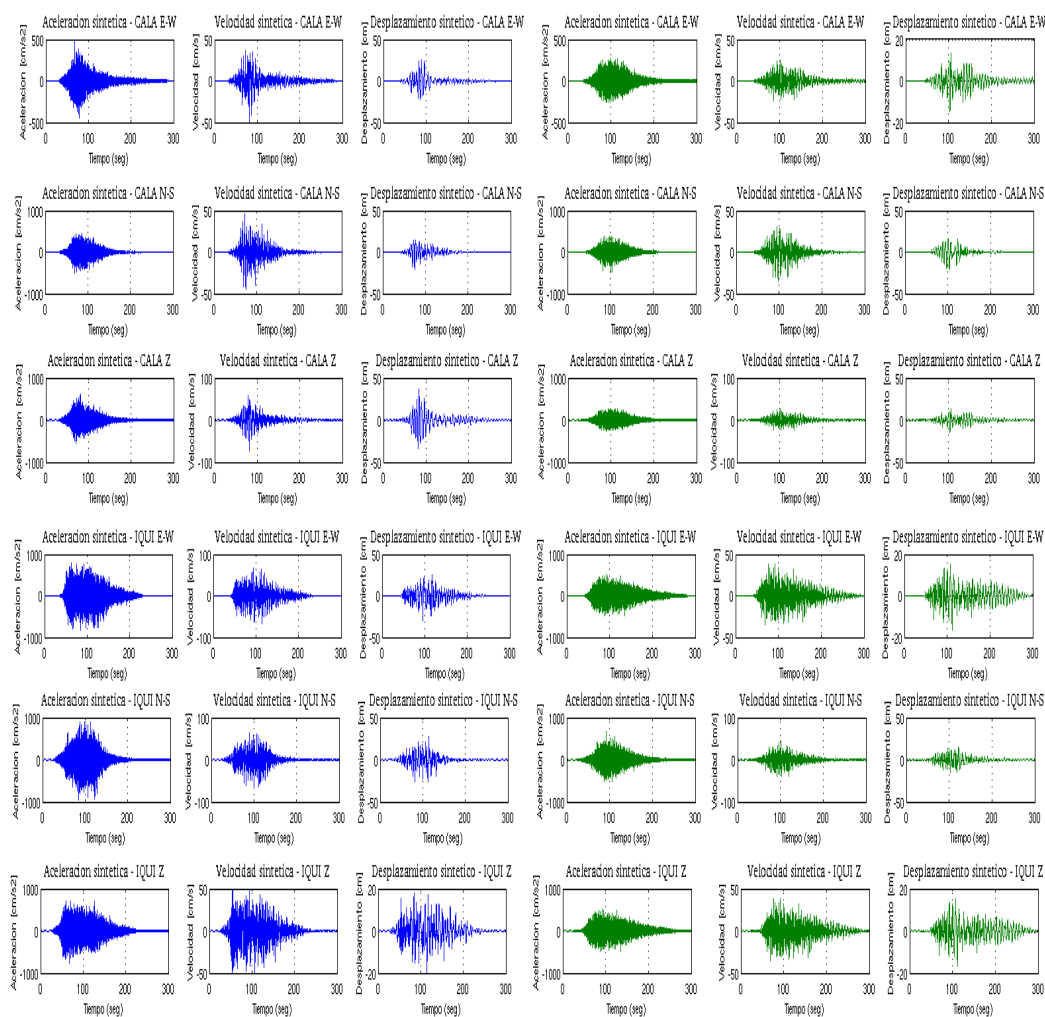


Figura 7.6: Comparación aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de deslizamiento heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones CALA e IQUI, las cuales se encuentran en las ciudades de Calama e Iquique respectivamente.

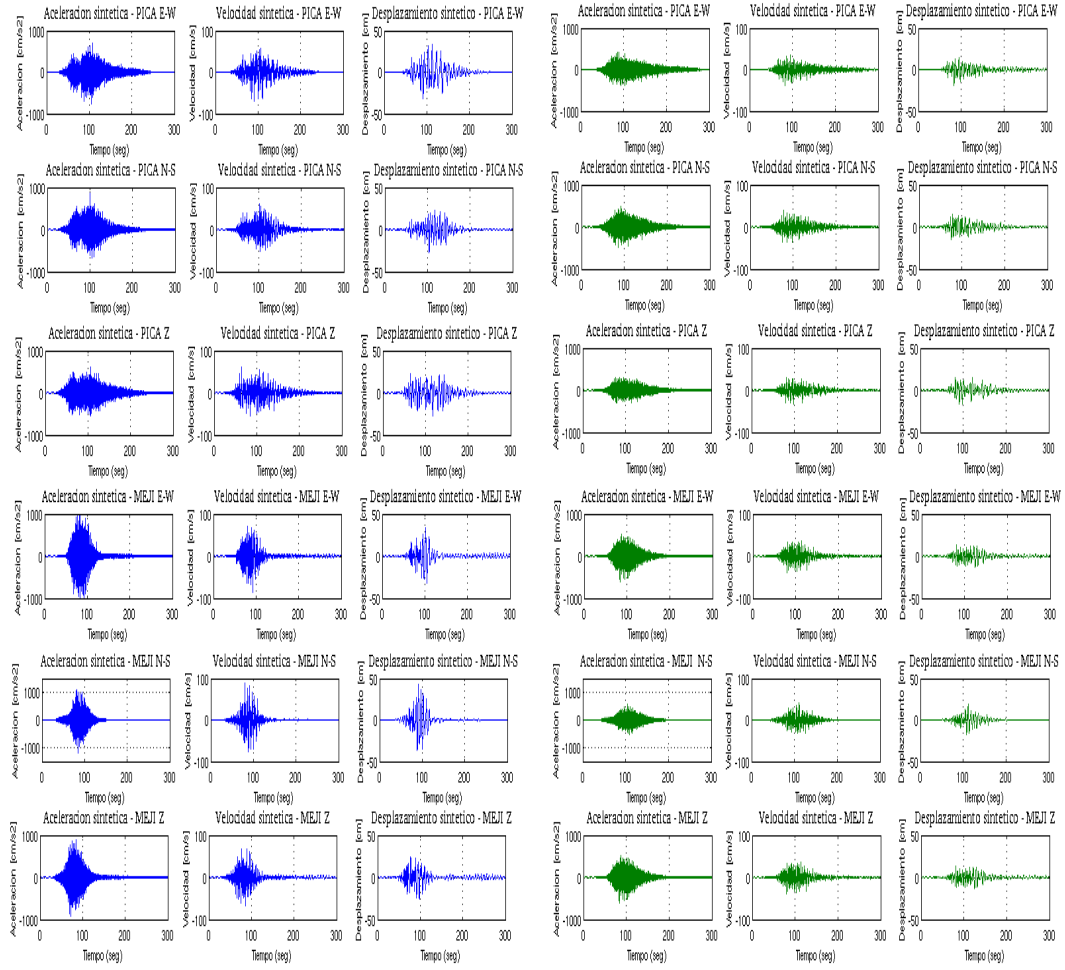


Figura 7.7: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de deslizamiento heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PICA e MEJI, las cuales se encuentran en las ciudades de Pica y Mejillones respectivamente.

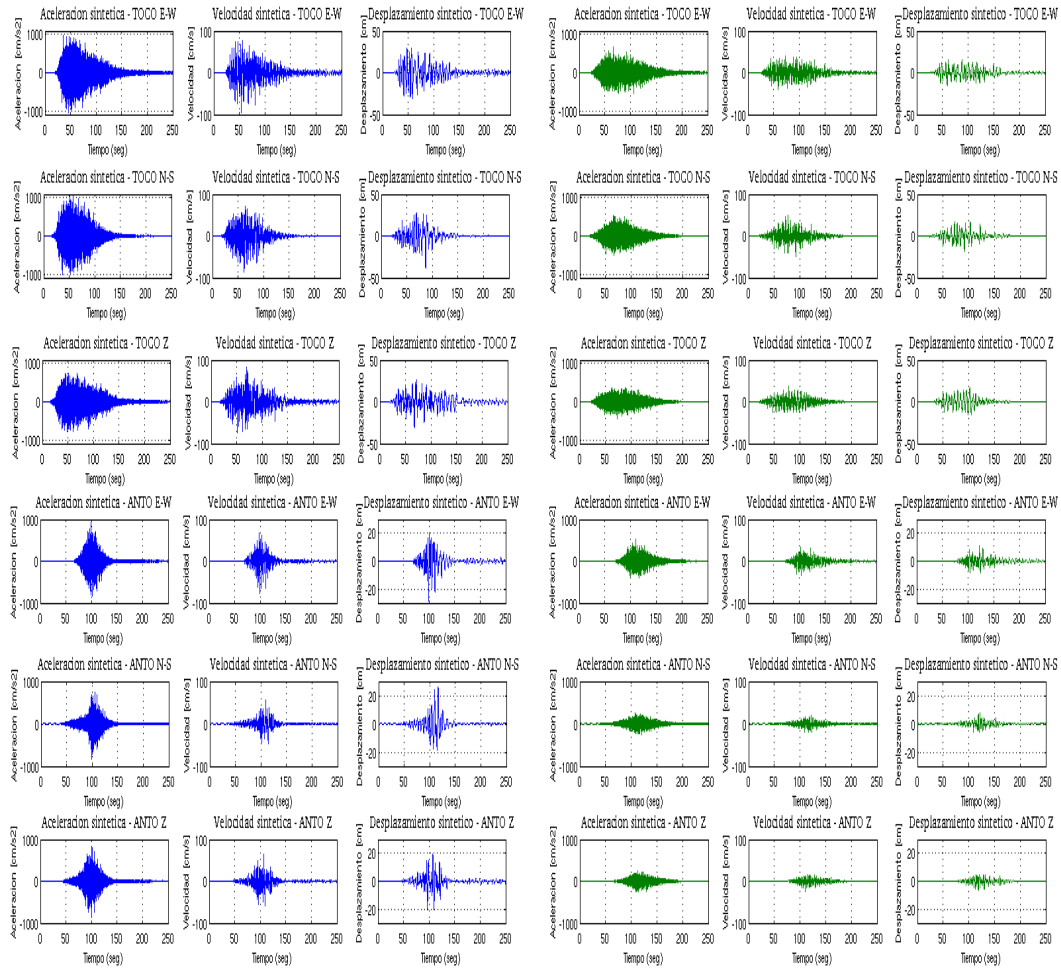


Figura 7.8: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de deslizamiento heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones TOCO y ANTO, las cuales se encuentran en las ciudades de Tocopilla y Antofagasta respectivamente.

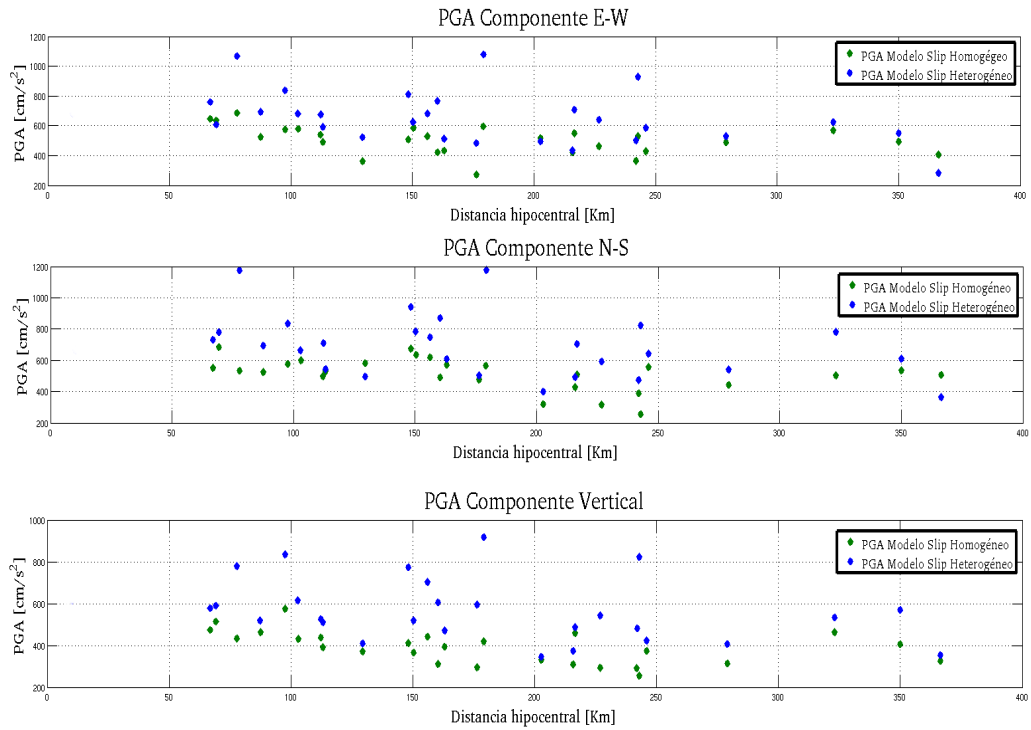


Figura 7.9: Comparación de PGA para simulación considerando deslizamiento heterogéneo (azul) y homogéneo (verde) .

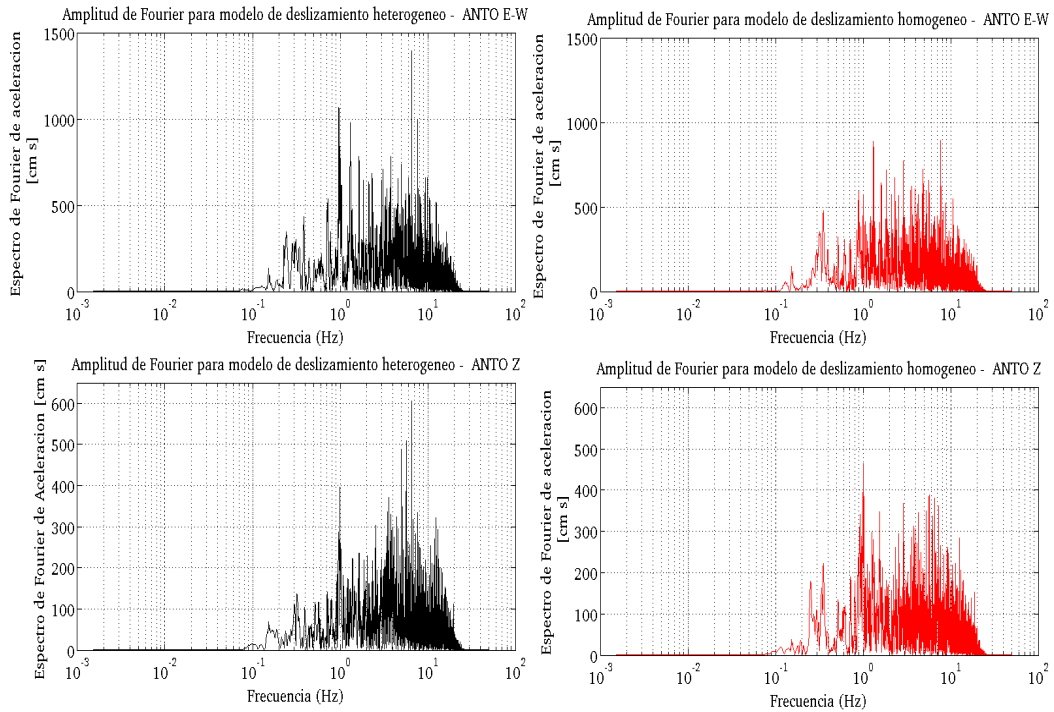


Figura 7.10: Comparación de espectros de Fourier de aceleración considerando el modelo de deslizamiento heterogéneo (negro) y homogéneo (rojo), para estación ANTO en componente EW y vertical (Z).

7.5. Discusión y Conclusiones

En las Figuras 7.6, 7.7, 7.8 y Apéndice E.1 se puede ver que al considerar todo el deslizamiento en dos grandes asperezas (Figura 7.4 y 7.5), la duración del movimiento, forma y amplitud de onda en los acelerogramas cambia un poco en comparación a la simulación que considera un deslizamiento homogéneo en el plano de falla (Figura 7.3).

En la Figura 7.9 se aprecia que la mayoría de los PGA (*Peak Ground Acceleration*) son mayores para la simulación de las aceleraciones del suelo considerando un modelo de deslizamiento heterogéneo que considerando un modelo de deslizamiento homogéneo. También se ve una leve disminución de los PGA a medida que la distancia hipocentral de las estaciones aumenta, lo cual tiene sentido si se considera que tanto el modelo de deslizamiento homogéneo como el heterogéneo abarcan grandes áreas de deslizamiento, y que las estaciones consideradas están relativamente cerca de estas zonas de grandes deslizamientos.

Los máximos valores de PGA para el modelo de deslizamiento homogéneo (*slip* homogéneo de 12,44 [m]) son de $\sim 0,5$ [g], prácticamente la mitad de los máximos encontrados al considerar dos asperezas con un máximo *slip* de 34 [m] (~ 1 [g]), lo cual tiene sentido si se considera que hay un mayor deslizamiento concentrado en una menor área, efecto que causa menos atenuación de las ondas para estaciones más cercanas a las asperezas.

Por otra parte, en la Figura 7.10 se aprecia que los espectros de Fourier de aceleración en el modelo de deslizamiento homogéneo son más achatados que los espectros de Fourier obtenidos con el modelo de deslizamiento heterogéneo. Específicamente se ve que los espectros de Fourier obtenidos con el modelo de deslizamiento heterogéneo tienden a amplificar más las ondas sobre todo en altas frecuencias en comparación a los obtenidos con el modelo de deslizamiento homogéneo, lo cual tiene sentido al considerar el hecho que el deslizamiento está más concentrado en ciertas zonas.

Finalmente, dado que se han simulados las aceleraciones del suelo para estaciones instaladas principalmente sobre roca dura, en lugares de suelo poco consolidado podrían encontrarse máximos PGA sobre 1 [g] para el modelo de deslizamiento homogéneo y sobre los 2 [g] para el modelo de deslizamiento heterogéneo. Esto es así porque las ondas sísmicas se amplifican significativamente en suelos poco consolidados, incluso en muchos sitios de roca las ondas sísmicas se amplifican en un factor de 1,4 para la mayoría de las frecuencias (Boore & Joyner, 1997). Ahora bien, estos máximos PGA concuerdan con los encontrados para el terremoto del Maule, 2010 (M_W 8,8) y Tohoku, 2011 (Hao et al., 2011), por ejemplo el terremoto de Tohoku en el 2011 (M_W 9,0) alcanzó valores de deslizamiento máximo de ~ 50 [m], y valores de PGA máximo de ~ 3 [g].

Capítulo 8

Conclusiones finales

8.1. Discusión

En el Capítulo 4 se mostró que al considerar un modelo de Brune (1970, 1971) para la simulación de fuente extendida, el espectro del terremoto simulado no se ajusta al espectro del terremoto real cuando este último no sigue un modelo ω^{-2} . A pesar que empíricamente el modelo de Brune (Apéndice A.2.1) parece ajustar bien a terremotos pequeños, debido a que los terremotos pequeños suelen estar asociados a áreas de ruptura pequeña donde los supuestos de Brune parecen ser una buena aproximación, ocurre que al modelar los efectos de fuente correspondiente a cada pequeño terremoto -generado en cada subfalla- considerando un modelo ω^{-2} , la suma de éstos no permite recrear adecuadamente el espectro de Fourier de terremotos reales cuando estos últimos no ajustan a un modelo ω^{-2} , dado que la suma de terremotos pequeños siguiendo un modelo ω^{-2} hace que la forma funcional del espectro de Fourier del terremoto simulado también tienda a seguir un modelo ω^{-2} . Luego, al modelar la forma funcional del espectro de Fourier de cada fuente puntual considerando un modelo $\omega^{-\gamma}$ (Boore, 2003), con γ entre 1.5 y 2 (obtenido empíricamente para los terremotos simulados), sí se logra simular de mejor forma los espectros de Fourier de desplazamiento y aceleración correspondientes al terremoto real, lo cual sugiere incorporar teóricamente -y a priori- un modelo de fuente que permita un mejor ajuste entre lo simulado y observado para los terremotos de subducción de la zona Norte de Chile. Esto tiene sentido si se piensa que cuando se desea simular un gran terremoto, consideraciones como el tamaño de la falla, su geometría, la caída de esfuerzos, el cómo se va gestando el fracturamiento y la propagación de la ruptura, etcétera, influyen en la forma funcional que tendrá el espectro de Fourier de la fuente. Entonces, en este trabajo se considera que la suma de pequeños terremotos para recrear uno grande debe hacerse en función de estas consideraciones.

Al considerar las simulaciones de acelerogramas realizadas para el terremoto de Tocopilla (2007) se aprecia que las realizadas con el método propuesto en esta Tesis consiguen simular de mejor forma los acelerogramas observados (en las componentes horizontales) que las realizadas con formulaciones anteriores (Boore, 1983, 2003; Motazedian & Atkinson, 2005), mostrándose que la incorporación de ondas P a la simulación permite que la forma de los acelerogramas sintéticos se asemeje más a la observada para estaciones más retiradas de la fuente sísmica, pudiéndose simular de buena manera la diferencia de llegada de ondas P y S. Además, la consideración de rayos sísmicos directos arribando en superficie con distintos ángulos de incidencia y la descomposición de las ondas S en SH y SV ha permitido justificar aceleraciones del suelo en componente vertical, obteniéndose así un buen ajuste entre los PGA simulados y observados para las estaciones -situadas

sobre roca- que registraron el terremoto de Tocopilla (2007) (Figura C.74, C.75). Finalmente, se observa que el modelo de capas planas horizontales homogéneas permite simular de mejor manera los acelerogramas para estaciones más retiradas de la fuente sísmica, sobre todo para la componente vertical.

La simulación de acelerogramas para el terremoto ocurrido el 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 8,1) ocupando el modelo de capas planas horizontales homogéneas sobre un semi-espacio homogéneo logra simular de buena manera los PGA (en las tres componentes) registrados por acelerógrafos instalados principalmente sobre roca y, a pesar que la forma y duración de los acelerogramas simulados tienen cierta similitud con los observados, éstos no se asemejan tanto en comparación a los simulados para el terremoto de Tocopilla (2007), lo cual se puede deber a que el modelo de deslizamiento (*slip*) para el terremoto de Tocopilla fue obtenido a través de una inversión utilizando datos de campo cercano, mientras que el modelo de deslizamiento para el terremoto de Iquique fue obtenido a través de una inversión telesísmica.

Para el megaterremoto del Maule (2010) la simulación de acelerogramas presenta una buena correlación con los registros reales para distancias menores a ~ 300 [Km], lo cual tiene sentido, dado que no se consideró un buen modelo de atenuación para la zona, además de los efectos de sitio.

8.2. Conclusiones

En esta tesis se desarrolló una nueva metodología de generación de acelerogramas artificiales, la cual considera ondas P, SV y SH y los ángulos de incidencia con los cuales arriban en superficie los rayos sísmicos correspondientes a estas ondas. La técnica propuesta muestra una mejora con respecto al método estocástico de falla finita formulado por Motazedian & Atkinson (2005) aplicado a terremotos de subducción Chilenos de moderada a gran magnitud.

Además se concluye que los acelerogramas artificiales son similares a los observados para los terremotos de Tocopilla (2007), Iquique (2014) y el Maule (2010) en las tres componentes consideradas (EW, NS y vertical) para las estaciones que no cuentan o tienen despreciable efecto de sitio y, que están relativamente cerca de la fuente sísmica.

Por último, se concluye que la calibración del método propuesto utilizando los datos del terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W , 7), del 1 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 8,8) y del 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6) permite una buena estimación de la simulación de un megaterremoto (M_W 9,0) en el Norte de Chile, dado que se encuentra que los valores de PGA obtenidos para estaciones sobre roca dura se condicen con lo obtenido en megaterremotos ocurridos en otras partes del mundo.

8.3. Trabajo a futuro

Como trabajo a futuro se considera estudiar los efectos de sitio y la atenuación para la zona Norte y Central de Chile, obteniendo valores para el factor de calidad Q y el factor κ .

También se considera importante estudiar en detalle los efectos de fuente correspondientes a los terremotos de subducción -de significativa magnitud- en el Norte de Chile, para evaluar si existe algún tipo de característica común que permita considerar a priori un modelo de fuente para cada subfuente en la simulación de falla finita, dado que se considera que el modelo ω^{-2} solo corresponde a un caso particular. O bien ocurre que la correcta elección de un modelo de fuente -asociado a cada subfuente- más bien depende de cómo se va gestando el proceso de ruptura y la geometría de la zona que rompe. Para este propósito se considera importante evaluar modelos cinemáticos y dinámicos. Por ejemplo podría ser interesante utilizar un modelo de Haskell (1964, 1966, 1969) con fracturamiento bilateral para modelar los efectos de fuente asociados a cada subfalla, asignándole a cada una de ellas una geometría rectangular e incorporando algunas innovaciones para modelar la propagación de la ruptura por la falla, ya que este modelo predice una doble frecuencia de esquina, modelo que podría resultar interesante considerando que tanto para el terremoto de Tocopilla (2007) como para el de Iquique (2014) se ha observado espectros con doble frecuencia de esquina.

Finalmente, se considera incorporar a la simulación rayos que se reflejen y refracten, además de los directos, por ejemplo considerando rayos que se reflejen en la discontinuidad de Mohorovicic o refracten críticamente y luego suban interfiriendo con los rayos directos en algún punto de observación. O bien, considerar rayos rebotando en las capas más superficiales como una manera de simular ondas superficiales.

Bibliografía

- Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- Aki K, Richards P (2002): *Quantitative Seismology*. 2nd edition.
- Atkinson, G. M., D. M. Boore, K. Assatourians, K. W. Campbell, and D. Motazedian (2009). A guide to differences between stochastic point-source and stochastic finite-fault simulations, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 3192-3201.
- Atkinson, G.M. and D.M. Boore (2014). The attenuation of Fourier amplitudes for rock sites in eastern North America, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104
- Anderson, J. G. and Hough, S. E. (1984), A Model for the Shape of the Fourier Amplitude Spectrum of Acceleration at High Frequencies, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 1969–1993
- Angermann, D., Klotz, J., Reigber, C., 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171 (3), 329-334.
- Astroza, M., Omerovic, J., Astroza, R., Music, J., Saragoni, G.R., Alvarez, I., Covarrubias, A., Morales, E., Vladilo, S., and Rabello, O. (2008) Intensity and Damage Assessment of the 2007 Tocopilla Earthquake, Chile.
- Astroza, M., Ruiz, S. and Astroza, R. (2012). Damage assessment and seismic intensity analysis of the 2010 (Mw 8.8) Maule Earthquake Earthquake Spectra, Vol 28, N.S1, 145-S146.
- Béjar-Pizarro M., Socquet A., Armijo R., Carrizo D., Genrich J., Simons M., Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. *Nat. Geosci.* 6, 462-467 (2013).
- Beresnev IA, Atkinson GM (1997) Modelling finite fault radiation from spectrum. *Bull Seismol Soc Am* 87:67-84.
- Beresnev, I., and G. Atkinson (1998b). Stochastic finite-fault modeling of ground motions from the 1994 Northridge, California earthquake. I. Validation on rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 1392–1401.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73.
- Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method, *Pure and Applied Geophysics* 160.

- Boore, D. M. and W. B. Joyner (1997). Site amplifications for generic rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87.
- Boore, D. M. and Boatwright, J. (1984), Average Body-wave Radiation Coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 74, 1615-1621.
- Bouchon, M., 1981. A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 959–971.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997–5009.
- Brune, J. N. (1971), Correction, *J. geophys. Res.* 76, 5002.
- Chlieh, M., de Chabaliér, J.B., Ruegg, J.C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J. Feigl, K.L., 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations, *Geophys. J. Int.*, 158, 695-711.
- Chlieh, M., Perfettini H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., Bonvalot, S., Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *J. Geophys. Res.* 116, B12405 (2011).
- Campos, J., Hatzfeld, D., Madariaga, R., Lopez, G., Kausel, E., Zollo, A., Barrientos, S., and Lyon-Caen, H., 2002. The 1835 seismic gap in South Central Chile, *Phys. Earth Planet. Int.* 132, 177–195.
- Comte, D. and Pardo, M., 1991. Reappraisal of great historic earthquakes in the northern Chile and Southern Peru seismic gaps. *Nat. Hazards*, 4, 23-44.
- Coutant, O., 1990. Programme de Simulation Numerique AXITRA, Rapport LGIT, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. Monfret, T., 2009. The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap: rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface, *Bull. seism. Soc. Am.*, 99, 87–94.
- Delouis, B., Nocquet, J. M., and Vallée, M., 2010. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and Broad-band teleseismic data, *Geophysical Research Letters* 37, L17305.
- Ewing, W. M., W. S. Jardetsky, and F. Press (1957). *Elastic Waves in Layered Media*, New York, McGraw-Hil
- Ghofrani, H., G. Atkinson, K. Goda and K. Assatourians (2013). Stochastic finite-fault simulations of the 11th March Tohoku, Japan earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 103, 1307-1320.
- Joyner, W., and D. Boore (1986). On simulating large earthquakes by Green's function addition of smaller earthquakes, in *Earthquake Source Mechanics*, American Geophysical Monograph 37, 269–274.
- Kausel, E., 1986. Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el Sur del Peru y Norte de Chile, *Boll. Acad. Chil. Ciencias*, 3, 8–12.

- Kelleher, J.A., 1972. Rupture Zones of Large South American Earthquakes and Some predictions, *J. geophys. Res.*, 77(11), 2087–2103.
- Kelleher, J., Sykes, L. J. Oliver, J., 1973. Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. geophys. Res.*, 78(14), 2547–2585.
- Hartzell, S. H. (1978), Earthquake Aftershocks as Green’s Functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- Hanks, T. C. (1979), Values and $\omega^{-\gamma}$ Seismic Source Models: Implications for Tectonic Stress Variations along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-frequency Strong Ground Motion, *J. Geophys. Res.* 84, 2235–2242
- Hanks, T. C. (1982), f_{max} , *Bull. Seismol. Soc. Am.* 72, 1867–1879
- Hanks, T. C., and R. K. McGuire (1981). The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2071-2095.
- Hao J. L., Wang W. M., Yao Z. X., Source process of the 2011 Mw9.0 Tohoku Japan earthquake. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 1105–1109
- Hartzell, S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green’s functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4
- Haskell, N. A. (1964). Total energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 1811-1841.
- Haskell, N. A. (1966). Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Part II. A statistical source model, *Bull. Seism. Soc. Am.* 56, 125-140.
- Haskell, N. A. (1969). Elastic displacements in the near-field of a propagating fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 865-908.
- Heaton, T., and S. Hartzell (1986). Source characteristics of hypothetical subduction earthquakes in the Northwestern United States, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 675–708.
- Husen, S., Kissling, E., Flueh, E. Asch, G., 1999. Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network, *Geophys. J. Int.*, 138, 687–701.
- Irikura, K. (1983). Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, *Bull. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ.* 33, 63–104.
- Jiang, J., Baird, G., Blair, D. (1998), Polarization and amplitude attributes of reflected plane and spherical waves. *Geophysical Journal International*, Volume 132, Issue 3, pp. 577-583.
- Lancieri, M., A. Fuenzalida, S. Ruiz and R. Madariaga, Magnitude scaling of early-warning parameters for the Mw 7.8 Tocopilla, Chile, earthquake and its aftershocks *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101, 447 - 463, 2011.

- Lancieri, M., R. Madariaga and F. Bonilla, Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile *Geophys. J. Int.*, 188, 469-480, 2012.
- Lay, T., Ammon, C. J., Kanamori, H., Koper, K. D., Sufri, O., and Hutko, A. R., 2010. Teleseismic inversion for rupture process of the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 37, L13301.
- Lay Th., Yue H., Brodsky E., An C., The 1 April 2014 Iquique, Chile, Mw 8.1 earthquake rupture sequence. *Geophys. Res. Lett.* 41, 3818–3825 (2014).
- Lomnitz, C., 1971. Grandes terremotos y tsunamis en Chile durante el periodo 1535-1955, *Geofis. Panamericana*, 1, 151–178.
- Lorito, S., Romano, F., Atzori, F., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boshi, E., and Piatanesi, A., 2011. Limited overlap between the seismic gap and co-seismic slip of the great 2010 Chilean earthquake, *Nature Geoscience Letters*.
- McCann, W.R., Nishenko, S.P., Sykes, L.R. Krause, J., 1979. Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major boundaries, *Pure appl. Geophys.*, 117, 1082–1147.
- Madariaga, R., Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 163-182, 1976.
- Madariaga, R., Vigny, Ch., Metois, M., and Campos, J., Central Chile finally breaks. *Science* 238, 181-182, 2010.
- Malgrange, M. Madariaga, R., 1983. Complex distribution of large thrust and normal fault earthquakes in the Chilean subduction zone, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 73, 489–505.
- M. Metois, A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, I. Ortega, Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophys. J. Int.* 194, 1283–1294 (2013).
- Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., Baez, J., Bataille, K., Chen, J., Bevis, M., Hase, H., and Oncken, O., 2011. Heterogeneous plate locking in the south-central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake, *Earth Planet Sci. Lett.* 305, 413–424.
- Motazedian, D. and A. Moinfar (2006). “Hybrid Stochastic Finite Fault Modelling of 2003, M6.5, Bam Earthquake”, *Journal of Seismology*, 10, pp. 91-103.
- Montessus de Ballore, F. (1916), *Historia Sísmica de los Andes Meridionales*, 6 vols. (Editorial Cervantes, Santiago de Chile).
- Mcguire, R. K. and Hanks, T. C. (1980), RMS Accelerations and Spectral Amplitudes of Strong Ground Motion during the San Fernando, California, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 70, 1907–1919
- Motazedian, D., and G. M. Atkinson (2005). Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 995–1010.

- Nuttli, O., 1961. The effect of the Earth's surface on the S-wave particle motion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 51, 237-246. Nuttli, O., 1964.
- Onishi Y., Horike M. (2004), The extended stochastic simulation method for close-fault earthquake motion prediction and comments for its application to the hybrid method, *J Structural and Construction Engineering Transactions of AIJ*, 586, 37-44
- Papageorgiou, A. S. and Aki, K. (1983b), A Specific Barrier Model for the Quantitative Description of Inhomogeneous Faulting and the Prediction of Strong Ground Motion. Part II. Applications of the Model, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, 953–978
- Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn E., Campos, J., Asch, G. and Vilotte, J.P. Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophys. J. Int.* 182, 1411-1430, 2010
- Pulido, N., Yagi, Y., Kumagai, H., and Nishimura, N., 2011. Rupture Process and coseismic deformations of the 27 February 2010 Maule earthquake, *Earth Planets Space* 63, 1–4.
- Ruiz S., Madariaga R., Astroza M., Saragoni R.G., Lancieri M., Vigny Ch. and Campos J., Short period rupture process of the Mw 8.8 Maule earthquake in Chile. *Earthquake Spectra*, 28, S1-S18, 2012.
- Ruiz S., Metois M., Fuenzalida A., Ruiz J., Leyton F., Grandin R., Vigny C., Madariaga R., Campos J., Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake
- Saragoni, G. R. and Hart, G. C. (1974), Simulation of Artificial Earthquakes, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.* 2, 249–267
- Seno T. (2014), Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur
- Somerville, P., M. Sen, and B. Cohee (1991). Simulations of strong ground motions recorded during the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaíso, Chile, earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 81, 1–27.
- Schurr B., Asch G., Hainzl S., Bedford J., Hoechner A., Palo M., Wang R., Moreno M., Bartsch M., Zhang Y., Oncken O., Tilmann F., Dahm T., Victor P., Barrientos S. & Jean-Pierre Vilotte (2014). Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. *Nature*.
- Stauder, W., 1973. Mechanism of Spatial Distribution of Chilean Earthquakes with Relation to Subduction of the Oceanic Plate, *J. geophys. Res.*, 78, 5033–5061.
- Tichelaar, B.W. Ruff, L.R., 1991. Seismic coupling along the Chilean Subduction zone, *J. geophys. Res.*, 96, 11 997–12 022.
- Tong, X., Sandwell, D., Luttrell, K., Brooks, B., Bevis, M., Shimada, M., Foster, J., Smalley, Jr., R., Parra, H., Báez Soto, J. C., Blanco, M., Kendrick, E., Genrich, J., and Caccamise, D. J., 2011. The 2010 Maule, Chile earthquake: Downdip rupture limit revealed by space geodesy, *Geophys. Res. Lett.*

- Tumarkin, A., and R. Archuleta (1994). Empirical ground motion prediction, *Ann. Geofis.* 37, 1691–1720.
- Udías, A., (1999). *Principles of Seismology*. Cambridge University press, Cambridge, U.K
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J. C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., and Armijo, R., SSN Team, LIA-MdB Team, and CAP Team, 2011. The 2010 (Mw 8.8) Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS, *Science* 332, 1417–1421.
- Zeng, Y., J. Anderson, and G. Yu (1994). A composite source model for computing realistic synthetic strong ground motions, *Geophys. Res. Lett.* 21, 725–728.

Apéndice A

A.1. Introducción

En este Apéndice se hace una breve revisión teórica de algunos aspectos importantes para la mejor comprensión en el desarrollo de los modelos que se proponen en esta tesis.

A.2. Campo de desplazamiento

Ocupando la aproximación de campo lejano en un medio elástico, homogéneo e isótropo, el campo de desplazamiento (para ondas P y S) para una fuente puntual, con un apropiado tensor de momento (M_{pq}) para una dislocación de cizalle viene dado por (Aki and Richards, 2002):

$$\mathbf{u}^P(\mathbf{x}, t) = \frac{2(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{v})(\boldsymbol{\gamma} \cdot \dot{\mathbf{u}})\mu A \boldsymbol{\gamma}}{4\pi\rho\alpha^3 r} \quad (\text{A.1})$$

$$\mathbf{u}^S(\mathbf{x}, t) = \frac{[(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{v})\dot{\mathbf{u}} + (\boldsymbol{\gamma} \cdot \dot{\mathbf{u}})\mathbf{v} - 2(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{v})(\boldsymbol{\gamma} \cdot \dot{\mathbf{u}})\boldsymbol{\gamma}]\mu A}{4\pi\rho\beta^3 r} \quad (\text{A.2})$$

y si las ondas S se descomponen en ondas SH y SV se cumple que:

$$\mathbf{u}^{SV}(\mathbf{x}, t) = (\mathbf{u}^S \cdot \hat{\mathbf{p}})\hat{\mathbf{p}} \quad (\text{A.3})$$

$$\mathbf{u}^{SH}(\mathbf{x}, t) = (\mathbf{u}^S \cdot \hat{\boldsymbol{\phi}})\hat{\boldsymbol{\phi}} \quad (\text{A.4})$$

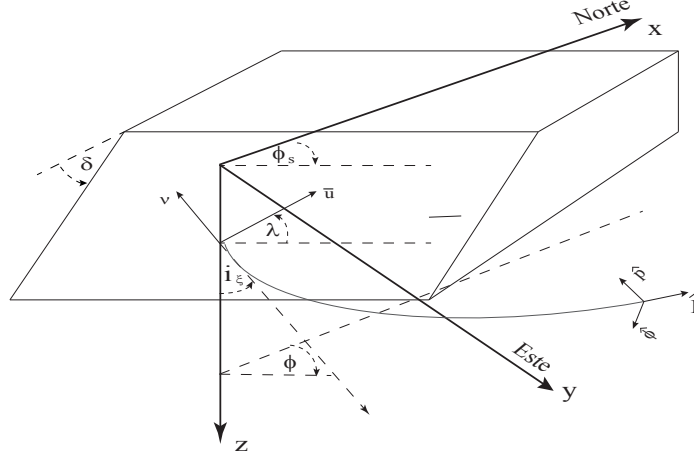


Figura A.1: Esquema sacado de Aki & Richards, 2002, pág. 109. Esta figura muestra los parámetros ϕ_s (*strike*) y δ (*dip*), los cuales definen la orientación del plano de falla; el parámetro λ (*rake*), el cual indica la dirección del deslizamiento; el ángulo ϕ que corresponde al azimut y el ángulo i_ξ correspondiente al ángulo emergente del rayo. Además los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} y $\hat{\phi}$ permiten descomponer el desplazamiento de partícula producto de ondas P, SV y SH respectivamente. Por último, este sistema permite obtener una dependencia explícita del patrón de radiación de ondas P, SV y SH en términos de $(\phi_s, \delta, \lambda, i_\xi, \phi)$.

Lo cual permite escribir:

$$\mathbf{u}^P(\mathbf{x}, t) = \frac{\mathcal{F}^P \mu A \dot{\mathbf{u}}(t - r/\alpha)}{4\pi\rho\alpha^3 r} \hat{I} \quad (\text{A.5})$$

$$\mathbf{u}^{SV}(\mathbf{x}, t) = \frac{\mathcal{F}^{SV} \mu A \dot{\mathbf{u}}(t - r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \hat{p} \quad (\text{A.6})$$

$$\mathbf{u}^{SH}(\mathbf{x}, t) = \frac{\mathcal{F}^{SH} \mu A \dot{\mathbf{u}}(t - r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \hat{\phi} \quad (\text{A.7})$$

Donde \mathcal{F}^P , \mathcal{F}^{SV} y \mathcal{F}^{SH} corresponden a los patrones de radiación asociados a las ondas P, SV y SH (Figura A.1) dados por:

$$\mathcal{F}^P = 2(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{v})(\boldsymbol{\gamma} \cdot \dot{\mathbf{u}}) / \dot{\mathbf{u}} \quad (\text{A.8})$$

$$\mathcal{F}^{SV} = [(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{v})(\dot{\mathbf{u}} \cdot \hat{p}) + (\boldsymbol{\gamma} \cdot \dot{\mathbf{u}})(\mathbf{v} \cdot \hat{p})] / \dot{\mathbf{u}} \quad (\text{A.9})$$

$$\mathcal{F}^{SH} = [(\boldsymbol{\gamma} \cdot \mathbf{v})(\dot{\mathbf{u}} \cdot \hat{\phi}) + (\boldsymbol{\gamma} \cdot \dot{\mathbf{u}})(\mathbf{v} \cdot \hat{\phi})] / \dot{\mathbf{u}} \quad (\text{A.10})$$

μ corresponde al coeficiente de cizalle; A corresponde al área de la fuente; $\dot{\mathbf{u}}$ corresponde a la velocidad de deslizamiento; ρ es la densidad en una vecindad de la fuente; α y β corresponden a la velocidad de las ondas P y S evaluadas en una vecindad de la fuente; $\boldsymbol{\gamma}$ y \mathbf{v} son los cosenos directores; $1/r$ corresponde a la atenuación geométrica.

A.2.1. Modelo de Brune

El modelo de Brune (1970) es uno de los modelos de fuente más utilizado. En este modelo se considera un plano de falla circular con radio finito en el cual una caída de esfuerzos es aplicada instantáneamente (ver Figura A.2; Udias, 1999). Esta hipótesis es simplificada debido a que desprecia los efectos de propagación de la ruptura. De esta forma la caída de esfuerzos queda definida por:

$$\Delta\sigma(x,t) = \Delta\sigma H\left(t - \frac{x}{\beta}\right) \quad (\text{A.11})$$

donde $H(t)$ corresponde a la función Heaviside y β a la velocidad de las ondas S en una vecindad de la fuente. El esfuerzo efectivo corresponde a la diferencia entre la tensión tectónica en el plano de falla y la tensión de fricción ($\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_f = \varepsilon\sigma_0$). Para una caída de esfuerzos total se tiene $\Delta\sigma = \sigma_0$ y $\varepsilon = 1$.

Ahora bien, el deslizamiento Δu , para $x = 0$, puede ser obtenido integrando (A.11) desde $\Delta\sigma = \mu\partial u/\partial x$:

$$\Delta u = H(t) \frac{\Delta\sigma}{\mu} \beta t \quad (\text{A.12})$$

Y su transformada de fourier es:

$$\Delta U(\omega) = -\frac{\Delta\sigma\beta}{\mu\omega^2} \quad (\text{A.13})$$

donde μ corresponde al coeficiente de corte (cizalle).

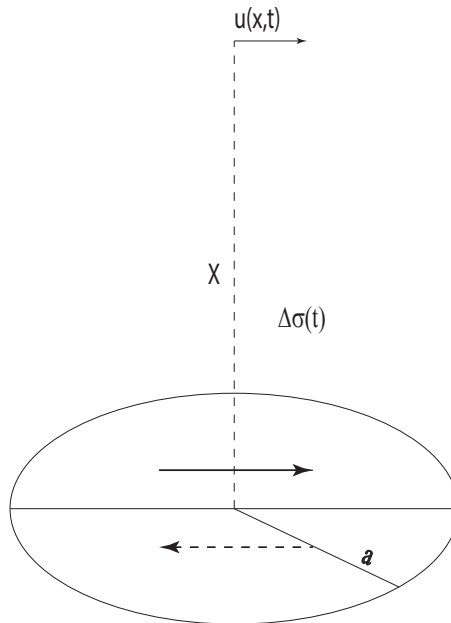


Figura A.2: Modelo de Brune (1970)

Campo de desplazamiento en campo lejano

Debido a que en distancias largas la difracción reduce los periodos largos o el espectro estático, Brune propone multiplicar la función desplazamiento (A.12) por una exponencial considerando un tiempo que decae en r/β y, para tomar en cuenta el comportamiento esférico, multiplica por el factor $\gamma \cdot (a/r)$ (a : radio falla circular). De este modo el campo de desplazamiento en campo lejano producto de las ondas S y a una distancia r de la falla queda definido por:

$$u(r,t) = R_{\theta\phi} \gamma \frac{a \Delta\sigma}{r \mu} \beta t' e^{-\lambda t'} \quad (\text{A.14})$$

donde $t' = t - r/\beta$, $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiación y λ es el factor de difracción.

Y su transformada de Fourier es:

$$\tilde{U}(R_{\theta\phi}, \omega, \theta, \phi) = R_{\theta\phi} \gamma \frac{\Delta\sigma}{\mu} \beta \frac{a}{r} \frac{1}{\omega^2 + \lambda^2} \quad (\text{A.15})$$

donde los parámetros γ y λ son estimados de modo que el espectro en el límite de periodos largos esté en acuerdo con el espectro de la función dislocación (ver ecuación A.13) y que el límite en altas frecuencias conserve el flujo de densidad de energía en grandes distancias. De este modo Brune (1970) obtiene:

$$\gamma = \frac{8}{14\pi} \left(\frac{\lambda a}{\beta} \right)^2 \quad (\text{A.16})$$

y si $\gamma \approx 1$

$$\lambda = \left[\frac{\sqrt{14\pi}}{3} \right] \frac{\beta}{a} = 2,34 \frac{\beta}{a} \quad (\text{A.17})$$

luego reemplazando (A.17) en (A.15) se cumple

$$\tilde{U}(R_{\theta\phi}, \omega, \theta, \phi) = R_{\theta\phi} \frac{\Delta\sigma}{\mu} \beta \frac{a}{r} \frac{1}{\omega^2 + (2,34\beta/a)^2} \quad (\text{A.18})$$

donde la frecuencia de esquina queda definida por:

$$\omega_c = 2,34 \frac{\beta}{a} \quad (\text{A.19})$$

o bien

$$f_c = 0,372 \frac{\beta}{a} \quad (\text{A.20})$$

Ahora, si se considera que el momento sísmico de una falla circular es $M_0 = (16/7)\Delta\sigma a^3$ (Madariaga, 1979), entonces la ecuación (A.18) puede escribirse como

$$\tilde{U}(R_{\theta\phi}, f, \theta, \phi) = R_{\theta\phi} \frac{M_0}{4\pi\rho_s\beta^3 r} \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (\text{A.21})$$

Y el espectro de aceleración correspondiente:

$$\tilde{A}(R_{\theta\phi}, f, \theta, \phi) = R_{\theta\phi} \frac{M_0}{4\pi\rho_s\beta^3 r} \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (\text{A.22})$$

donde la frecuencia de esquina queda definida por¹:

$$f_c = 4,9 \times 10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0}\right)^{1/3} \quad (\text{A.23})$$

A.3. Ondas sísmicas

A.3.1. Reflexión de ondas planas

Cuando un frente de ondas planas llega a la superficie de una discontinuidad entre dos medios sufre lo que se denomina refracción o reflexión de ondas. En el caso particular de la discontinuidad de superficie libre las ondas sísmicas solo se reflejan, de manera que el desplazamiento de una partícula en superficie es el resultado de la onda incidente y la reflejada.

Ahora bien, a modo de facilitar el estudio se utiliza un sistema de coordenadas cartesiano, de modo que la relación entre los desplazamientos y sus potenciales es la siguiente:

$$u_1 = \frac{\partial\phi}{\partial x_1} + \frac{\partial\psi_3}{\partial x_2} - \frac{\partial\phi_2}{\partial x_3} = u_1^P + u_1^S \quad (\text{A.24})$$

$$u_2 = \frac{\partial\phi}{\partial x_2} + \frac{\partial\psi_1}{\partial x_2} - \frac{\partial\phi_3}{\partial x_1} = u_2^P + u_2^S \quad (\text{A.25})$$

$$u_3 = \frac{\partial\phi}{\partial x_3} + \frac{\partial\psi_2}{\partial x_1} - \frac{\partial\phi_1}{\partial x_2} = u_3^P + u_3^S \quad (\text{A.26})$$

donde

$$\phi = A \exp(ik_\alpha(\mathbf{v}_j x_j - \alpha t + \varepsilon)) \quad (\text{A.27})$$

$$\psi_k = B_k \exp(ik_\beta(\mathbf{v}_j x_j - \beta t + \eta)) \quad (\text{A.28})$$

índices repetidos indica suma sobre ellos ($j = 1, 2, 3$); k_α y k_β son los números de onda; ε y η los desfases de cada onda; α y β son la velocidad de las ondas P y S respectivamente; $(\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \mathbf{v}_3)$ corresponden a los cosenos directores del rayo (dirección de propagación).

Considerando que el plano de incidencia se encuentra en el plano X_1 - X_3 , tal que el rayo esté contenido en el plano, se tiene que tanto los potenciales como el desplazamiento son funciones solo de x_1 y x_3 . Y así las componentes u_1 y u_3 son derivados desde dos potenciales ϕ y ψ , donde $\psi = \psi_2$:

$$u_1 = \frac{\partial\phi}{\partial x_1} - \frac{\partial\psi}{\partial x_3} = u_1^P + u_1^{SV} \quad (\text{A.29})$$

$$u_3 = \frac{\partial\phi}{\partial x_3} + \frac{\partial\psi}{\partial x_1} = u_3^P + u_3^S \quad (\text{A.30})$$

¹ En esta definición β está en unidades de [Km/s], $\Delta\sigma$ en [bar] y M_0 en [dinas cm].

donde el componente u_2 del desplazamiento es derivado de manera separada. Así, si $\Lambda = -\psi_3$ se cumple que:

$$u_2 = \frac{\partial \Lambda}{\partial x_1} = u^{SH} \quad (\text{A.31})$$

pudiendo ser expresado en la simple forma vectorial

$$\mathbf{u} = \nabla \phi + \nabla \times (0, \psi, 0) + \nabla \times (0, 0, \Lambda) \quad (\text{A.32})$$

Y para el caso general se tiene

$$u^P = A_k^P \exp[ik_\alpha(\mathbf{v}_j x_j - \alpha t + \epsilon)] \quad (\text{A.33})$$

$$u^S = A_k^S \exp[ik_\beta(\mathbf{v}_j x_j - \beta t + \eta)] \quad (\text{A.34})$$

A.3.2. Reflexión en superficie libre para ondas incidentes P

Para una onda P incidiendo con un ángulo θ_{ip} se tiene que ésta refleja una onda P y SV, cuyos ángulos de reflexión son θ_{rp} y θ_{rsv} respectivamente (ver Figura A.3). Los potenciales asociados según las ecuaciones (A.27) y (A.28) son

$$\begin{aligned} \phi &= A_0 \exp[ik_\alpha(\sin \theta_{ip} x_1 + \cos \theta_{ip} x_3 - \alpha t)] \\ &+ A \exp[ik_\alpha(\sin \theta_{rp} x_1 - \cos \theta_{rp} x_3 - \alpha t)] \end{aligned} \quad (\text{A.35})$$

$$\psi_2 = B \exp[ik_\beta(\sin \theta_{rsv} x_1 - \cos \theta_{rsv} \beta t)] \quad (\text{A.36})$$

donde A_0 , A y B son las amplitudes de las ondas (ver Figura A.3). Ocupando la ley de Snell, se cumple que (Udias, 1999):

$$\begin{aligned} \phi &= A_0 \exp[ik(x_1 + r x_3 - ct)] \\ &+ A \exp[ik(x_1 - r x_3 - ct)] \end{aligned} \quad (\text{A.37})$$

$$\psi_2 = B \exp[ik(x_1 - s x_3 - ct)] \quad (\text{A.38})$$

donde $r = (c^2/\alpha^2 - 1)^{1/2}$; $s = (c^2/\beta^2 - 1)^{1/2}$; $k = k_\alpha \sin \theta_{ip}$; c es la componente de la velocidad en la dirección paralela al plano separando los dos medios. De modo que aplicando condiciones de borde de superficie libre, $\sigma_{31} = \sigma_{33} = 0$ en $x_3 = 0$, las amplitudes satisfacen (Udias, 1999):

$$\frac{A}{A_0} = \frac{4rs - (1 + 3r^2)^2}{4rs + (1 + 3r^2)^2} \quad (\text{A.39})$$

$$\frac{B}{A_0} = \frac{4r(1 + 3r^2)}{4rs + (1 + 3r^2)^2} \quad (\text{A.40})$$

para ángulos de incidencia $\theta_{ip} > 0$.

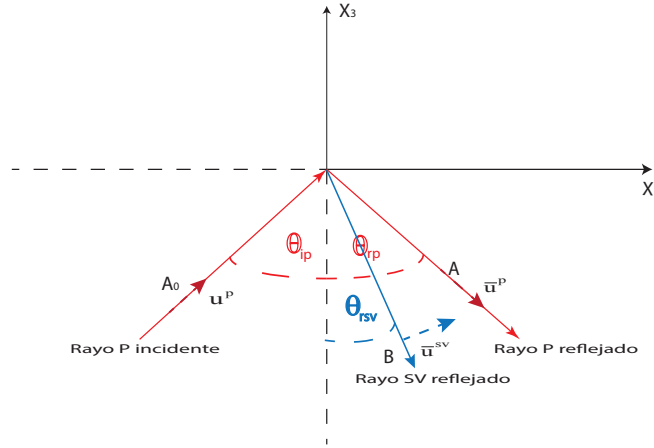


Figura A.3: Ondas incidentes P para una superficie libre en un medio elástico.

A.3.3. Reflexión en superficie libre para ondas incidentes SV

Para una onda SV incidiendo con un ángulo θ_{isv} se tiene que ésta refleja una onda P y SV, cuyos ángulos de reflexión son θ_{rsv} y θ_{rp} respectivamente (ver Figura A.3). Los potenciales asociados según las ecuaciones (A.27) y (A.28) son

$$\phi = A \exp [ik_{\alpha}(\sin \theta_{rp}x_1 + \cos \theta_{rp}x_3 - \alpha t)]$$

$$\psi_2 = B_0 \exp [ik_{\beta}(\sin \theta_{isv}x_1 + \cos \theta_{isv}x_3 - \beta t)] \quad (\text{A.41})$$

$$+ B \exp [ik_{\beta}(\sin \theta_{rsv}x_1 - \cos \theta_{rsv}x_3 - \beta t)] \quad (\text{A.42})$$

donde A , B_0 y B son las amplitudes de las ondas (ver Figura A.3). Ocupando la ley de Snell, se cumple que (Udias, 1999):

$$\phi = A \exp [ik(x_1 + rx_3 - ct)]$$

$$\psi_2 = B_0 \exp [ik(x_1 + sx_3 - ct)] \quad (\text{A.43})$$

$$+ B \exp [ik(x_1 - sx_3 - ct)] \quad (\text{A.44})$$

donde $r = (c^2/\alpha^2 - 1)^{1/2}$; $s = (c^2/\beta^2 - 1)^{1/2}$; $k = k_{\alpha} \sin \theta_{ip}$; c es la componente de la velocidad en la dirección paralela al plano separando los dos medios. De modo que aplicando condiciones de borde de superficie libre, las amplitudes satisfacen (Udias, 1999):

$$\frac{B}{B_0} = \frac{4rs - (1 + 3r^2)^2}{4rs + (1 + 3r^2)^2} \quad (\text{A.45})$$

$$\frac{A}{B_0} = \frac{-4s(1 + 3r^2)}{4rs + (1 + 3r^2)^2} \quad (\text{A.46})$$

En este caso se puede demostrar que para ciertos valores del ángulo de incidencia θ_{isv} , menores a un ángulo crítico θ_{isvc} , r y s pueden tomar valores complejos, correspondiendo al caso en que no

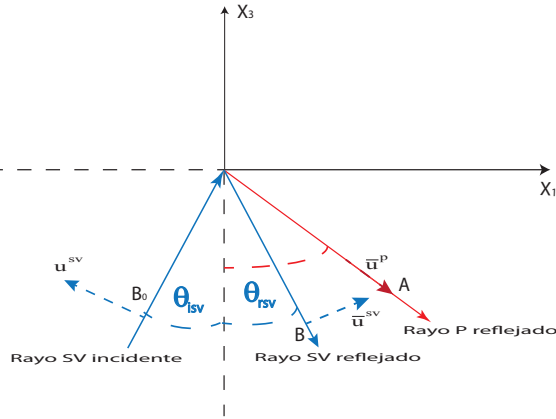


Figura A.4: Ondas incidentes SV para una superficie libre en un medio elástico.

se reflejan ondas P, reflejándose solamente ondas S con la misma amplitud que la incidente pero con un cierto desfase.

A.3.4. Reflexión en superficie libre para ondas incidentes SH

Como ya se ha visto, si la superficie libre de la tierra está formado por el plano x_1-x_2 , se puede mostrar que para ondas incidentes SH no hay ondas P y SV reflejadas, solo hay ondas SH reflejadas. De modo que el desplazamiento u_2 viene dado por

$$u_2 = C_0 \exp [ik(x_1 + sx_3 - ct)] + C \exp [ik(x_1 - sx_3 - ct)] \quad (A.47)$$

donde C_0 es la amplitud de la onda incidente y C de la onda reflejada, de manera que aplicando condiciones de contorno se obtiene que $C_0 = C$ (Udias, 1999).

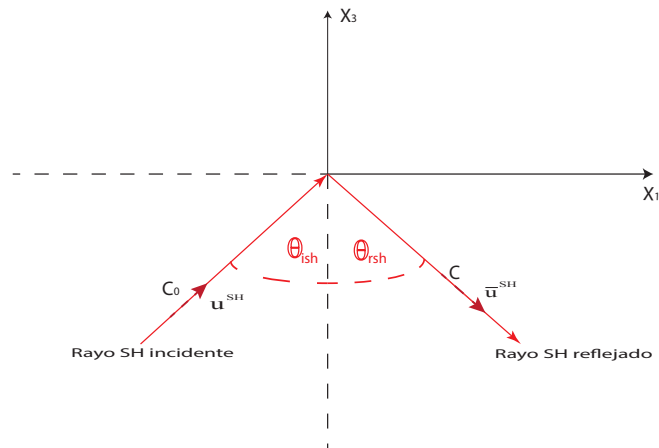


Figura A.5: Ondas incidentes SH para una superficie libre en un medio elástico.

Apéndice B

B.1. Introducción

En este apéndice se efectúa una estimación de la atenuación (para ondas S) en la zona Norte de Chile utilizando los datos del terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$) y del 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$). Esta estimación de la atenuación (ecuación 2.4) será usada para la simulación de las aceleraciones del suelo del terremoto de Tocopilla (2007) e Iquique (2014) y, posteriormente para la simulación de un megaterremoto en el Norte ($M_W 9,0$) de Chile.

B.2. Estimación de atenuación para el Norte de Chile

El modelo de atenuación geométrica y anelástica usado en este trabajo es calibrado usando los datos de dos terremotos de similar magnitud: el terremoto de Tocopilla ($M_W 7,7$) de 2007 y el terremoto del 3 de Abril de 2014 en Iquique ($M_W 7,6$). Los datos considerados corresponden a los registrados en estaciones instaladas principalmente sobre roca, razón por la cual los datos no serán corregidos por efectos de sitio.

La calibración de la atenuación se efectúa ajustando la curva dada por $\log[Y(f_k)]$, ($Y(f)$ definida por ecuación (2.1)) para una determinada frecuencia f_k , a los pares de puntos $(R_{h_n}, \text{Log}[\bar{Y}_n(f_k)])$, donde \bar{Y}_n corresponde a la amplitud del espectro de aceleración de un registro real en la estación n-ésima, y R_{h_n} a la distancia desde el hipocentro a la estación n-ésima. Los valores de los parámetros ocupados corresponden a los indicados en la Tabla B.1 y B.2. Esta calibración de la atenuación se efectúa considerando ondas S con un patrón de radiación promedio de 0.67 (Boore & Boatwright, 1984), un factor de superficie libre dado por 2 (solo válido para ondas SH), registros de aceleración de componente horizontal (asumiendo que los rayos sísmicos llegan de manera vertical a la superficie de la Tierra).

Tabla B.1: Modelo de velocidad (Husen et al., 1999; Peyrat et al., 2011)

Profundidad	V_p [Km/s]	V_s [Km/s]	Densidad [gr/cm ³]
0	5.20	3.00	2.5
2	5.40	3.10	
4	5.55	3.20	2.5
6	5.70	3.30	
8	5.90	3.40	
10	6.00	3.45	2.7
15	6.80	3.80	2.8
20	6.95	3.87	
25	6.95	3.95	
30	7.00	4.05	
40	7.40	4.10	
45	7.70	4.20	3.3
50	8.05	4.45	
60	8.45	4.80	3.4

Tabla B.2: Parámetros de entrada para la estimación de la atenuación en la zona Norte de Chile.

Factor	Parámetro Modelo	Valor o Función	Referencia
	Caída de Esfuerzos	29 [bar]	Caída de esfuerzo promedio entre el Terremoto de Iquique (25 [bar]) ¹ y Tocopilla (33 [bar]) ²
Fuente	Densidad	3.3 gr/cm ³	Husen et al., 1999
	Velocidad ondas S (vecindad fuente)	4 Km/s	Husen et al., 1999
Sitio	Efecto κ	0.030 s	Lancieri et al., 2011.
	Amplificación sitio ³	$Amp(f) = 1$	Sección 2.7

De esta manera, considerando que el terremoto de Tocopilla ajusta a un modelo $\omega^{-1,5}$ (Figura 4.4) y el terremoto del 3 de Abril de 2014 en Iquique³ a un modelo $\omega^{-1,75}$, en esta calibración se considera que la forma espectral de la fuente sigue un modelo $\omega = -1,625$, el cual corresponde a un promedio entre el decaimiento $\omega^{-1,5}$ y el decaimiento $\omega^{-1,75}$. Correspondiente al mismo modelo usado en la simulación del Terremoto del Maule 2010. De esta forma, al buscar a una curva que ajuste a los datos, se obtuvo:

$$P(R, f) = G(R) \exp\left(-\frac{\pi f R}{Q(f)\beta}\right) \quad (\text{B.1})$$

con $Q_S(f) = 600 \cdot f^{0,4}$, y

$$G(R) = \begin{cases} \frac{1}{R} & 0 \leq R \leq 50 \\ \frac{1}{50} \left(\frac{50}{R}\right)^{-0,2} & 50 < R \leq 100 \\ \frac{1}{50} \left(\frac{50}{100}\right)^{-0,2} \left(\frac{100}{R}\right)^{1,4} & 100 \leq R \end{cases} \quad (\text{B.2})$$

¹ Caída de esfuerzos basada en el estudio de Lay et al., 2014.

² Caída de esfuerzos basada en el estudio de Tetsuzo Seno, 2014

³ Estaciones instaladas principalmente sobre roca.

³ Los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique ajustan a un modelo $\omega^{-1,75}$ para el decaimiento del espectro de desplazamiento (Sección ??).

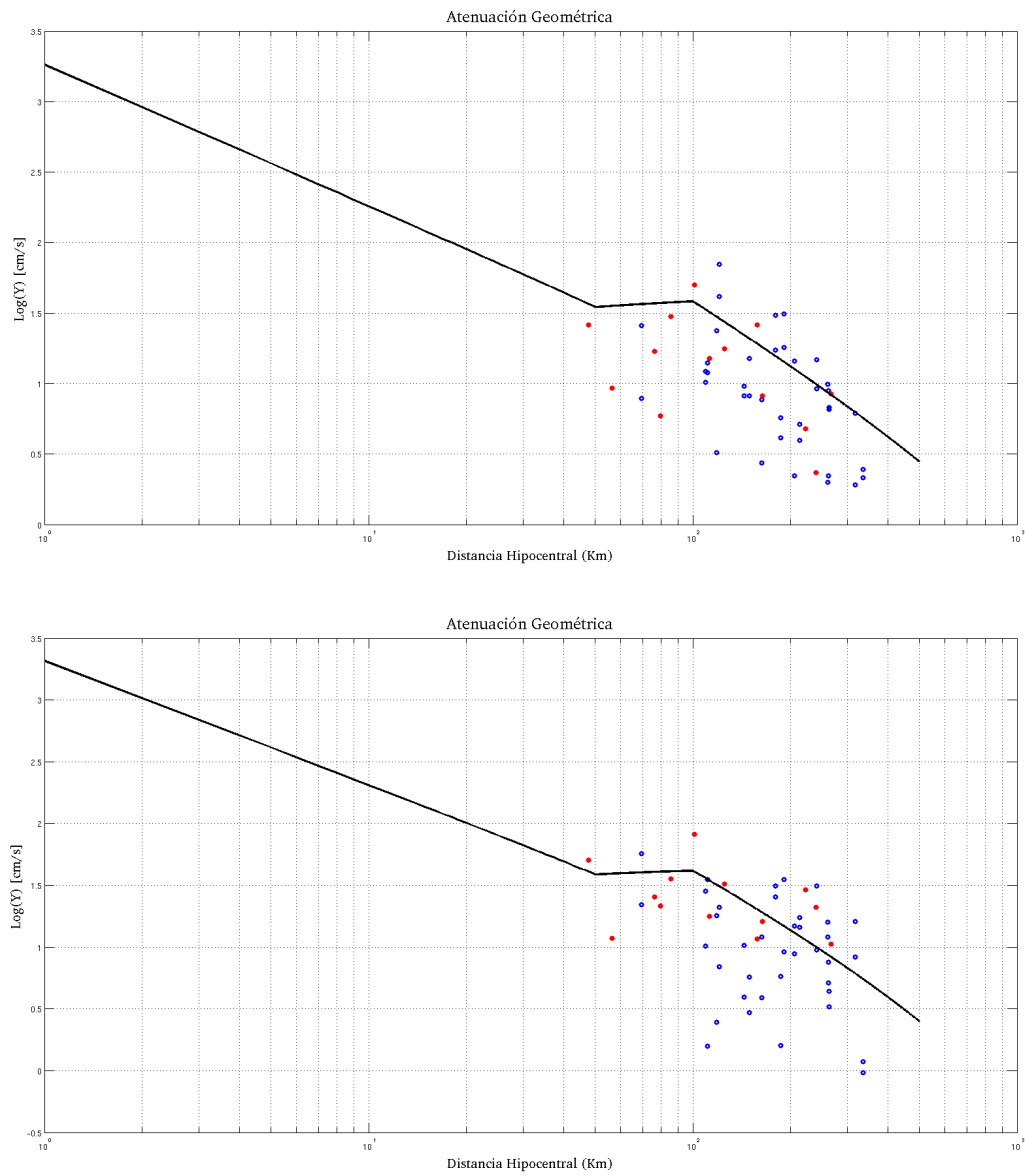


Figura B.1: Atenuación geométrica en frecuencias 05 y 1 [Hz] para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7) y el 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6), ambos con magnitud de momento similar.

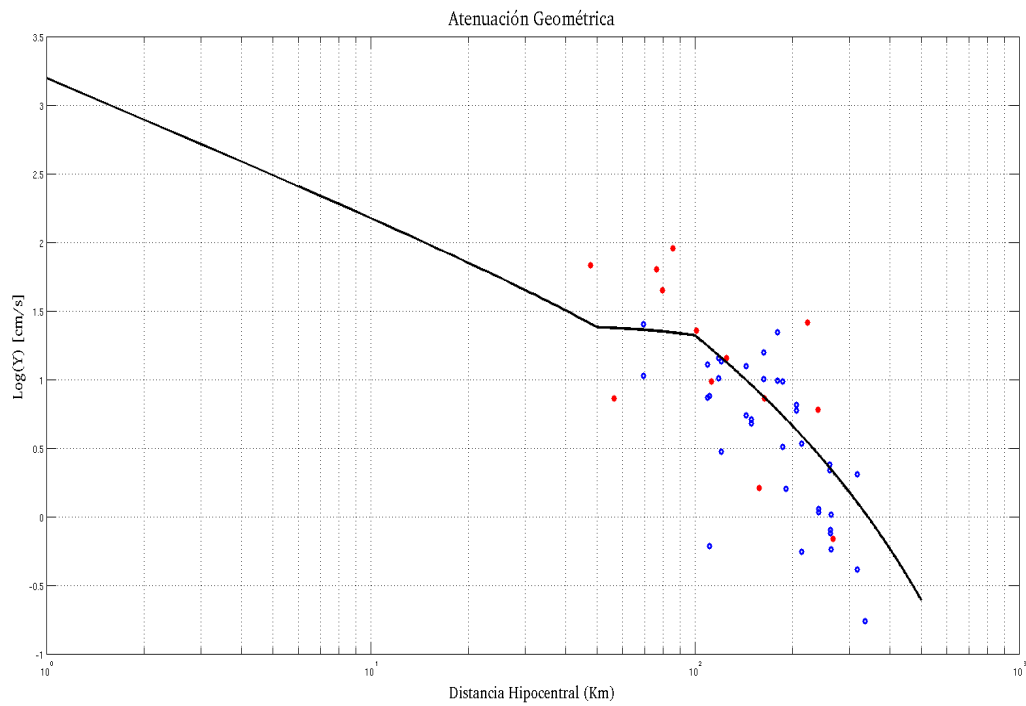
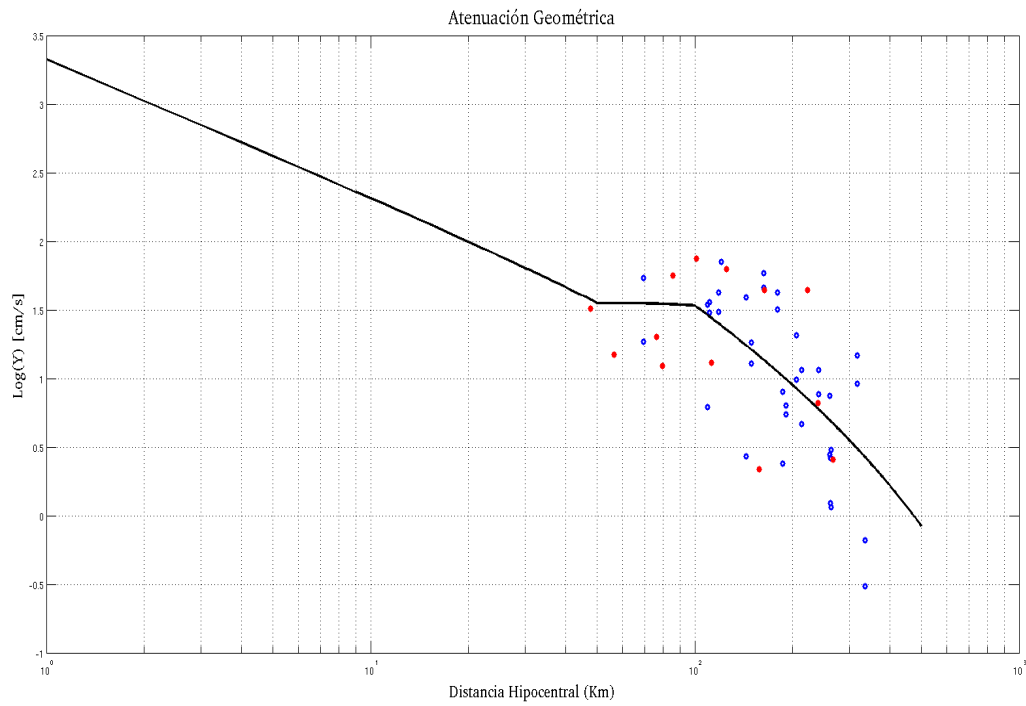


Figura B.2: Atenuación geométrica en frecuencias 5 y 10 [Hz] para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7) y el 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6), ambos con magnitud de momento similar.

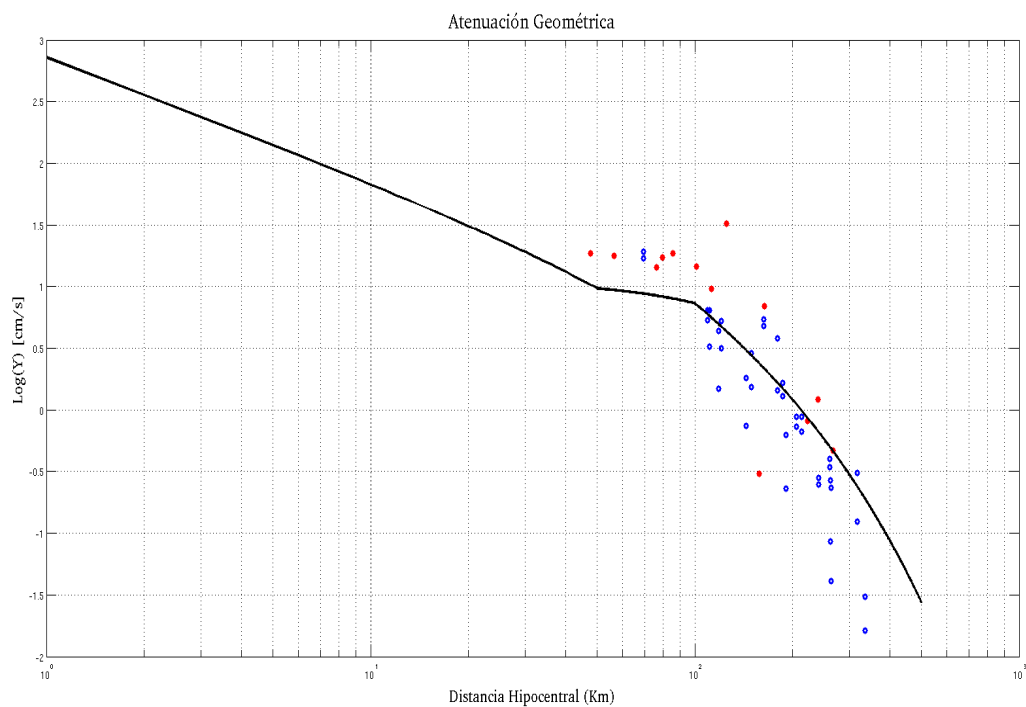
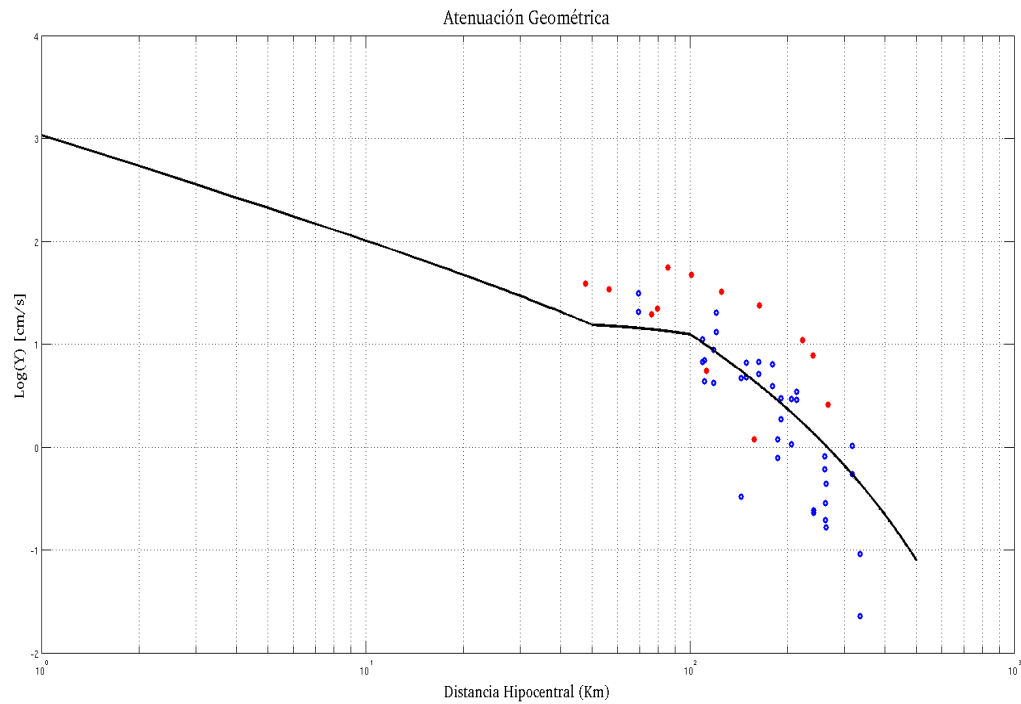


Figura B.3: Atenuación geométrica en frecuencias 15 y 20 [Hz] para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7) y el 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6), ambos con magnitud de momento similar.

Luego, comparando la forma de la función $Y(f_k)$ y la forma del espectro de aceleración en cada estación para los terremotos del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_W 7,7) y del 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6) se obtiene:

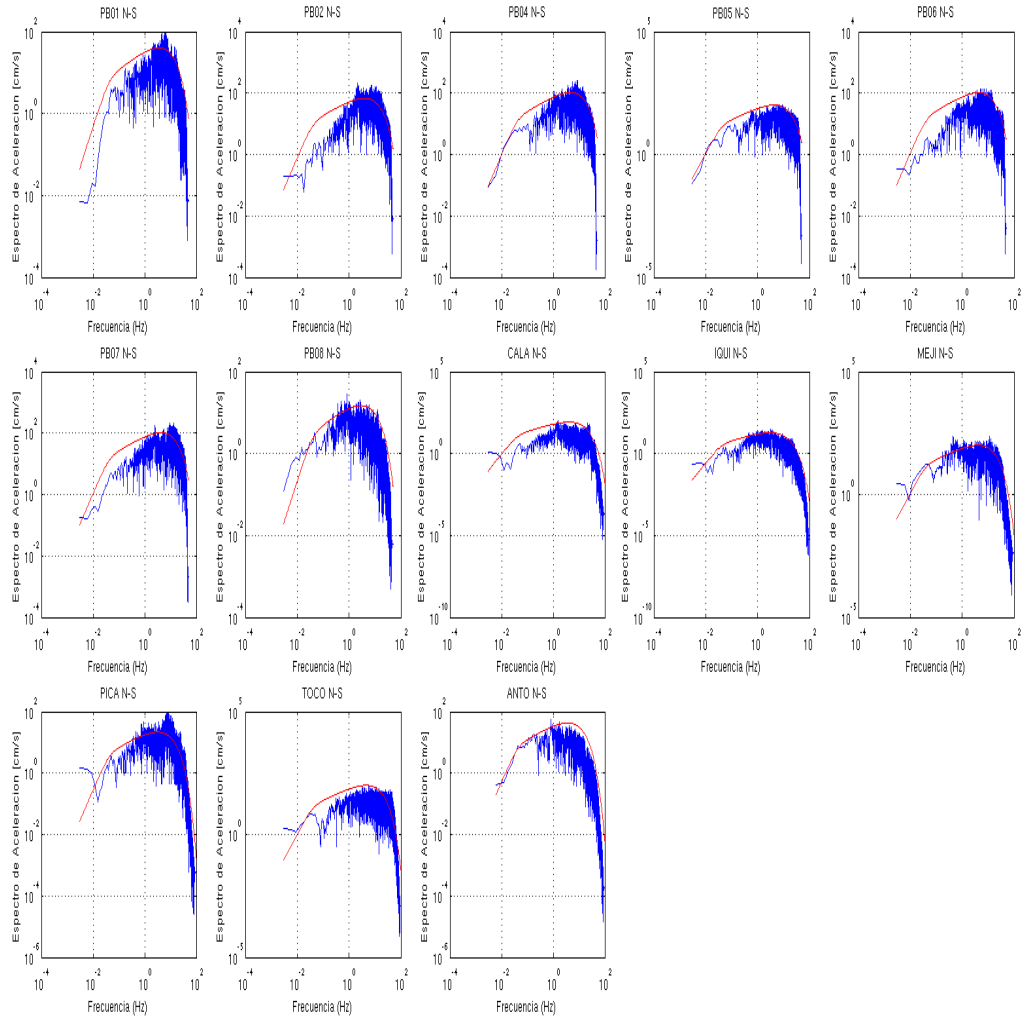


Figura B.4: Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas estaciones, para terremoto de Tocopilla 2007 ($M_W 7,7$).

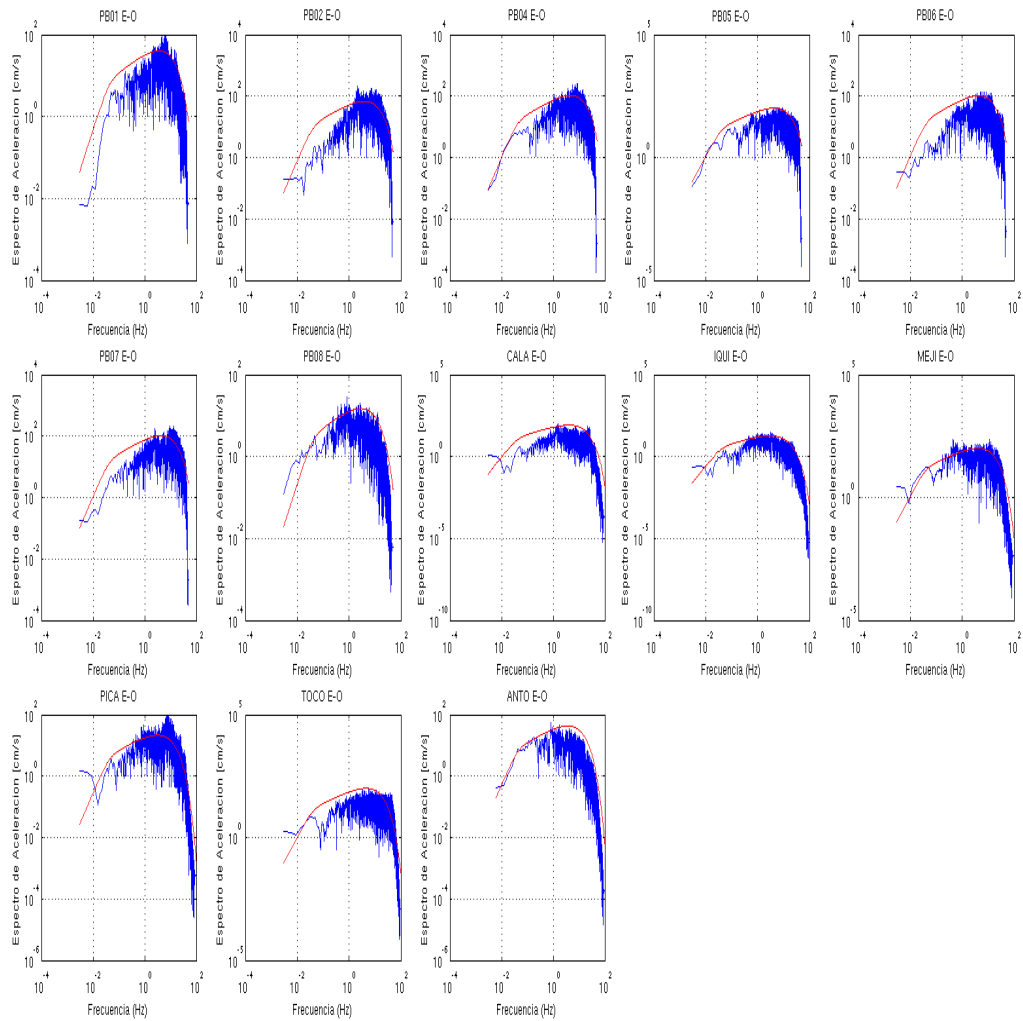


Figura B.5: Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas estaciones, para terremoto de Tocopilla 2007 (M_W 7,7).

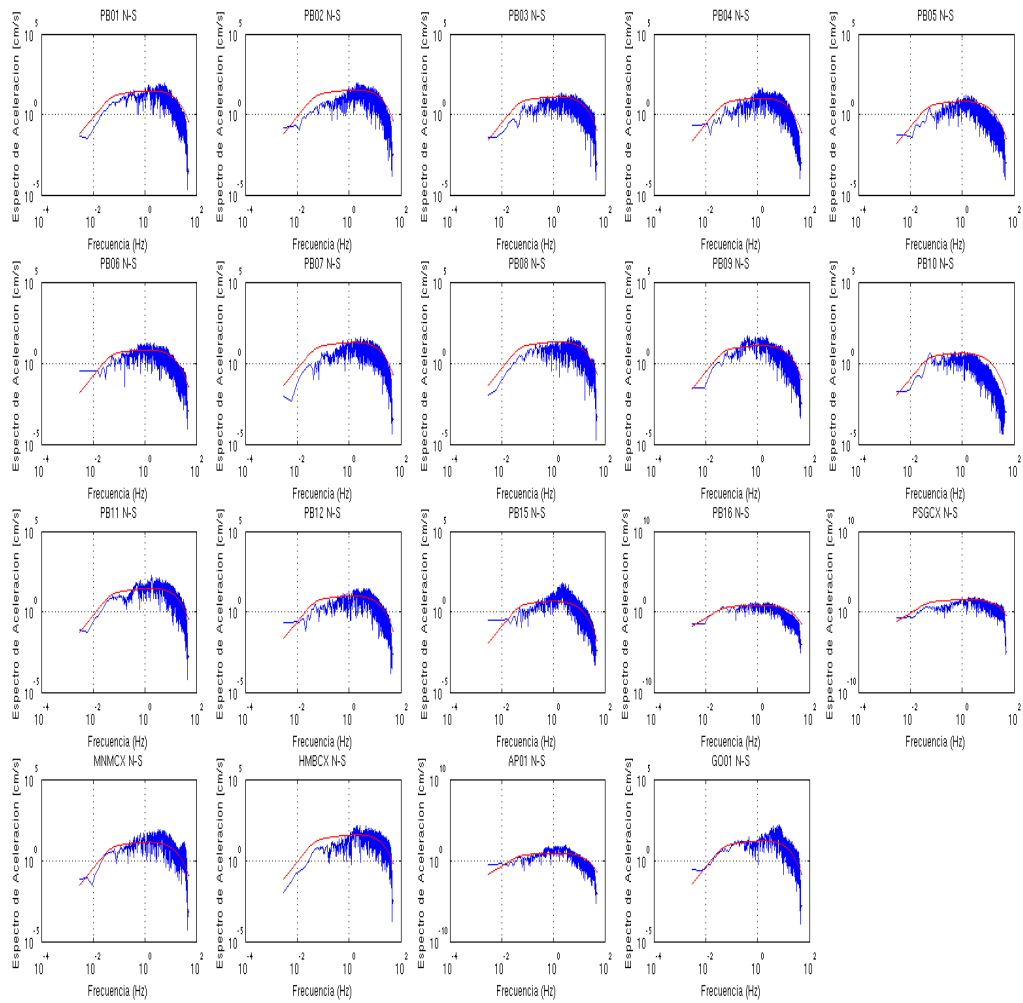


Figura B.6: Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas estaciones, para terremoto del 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6).

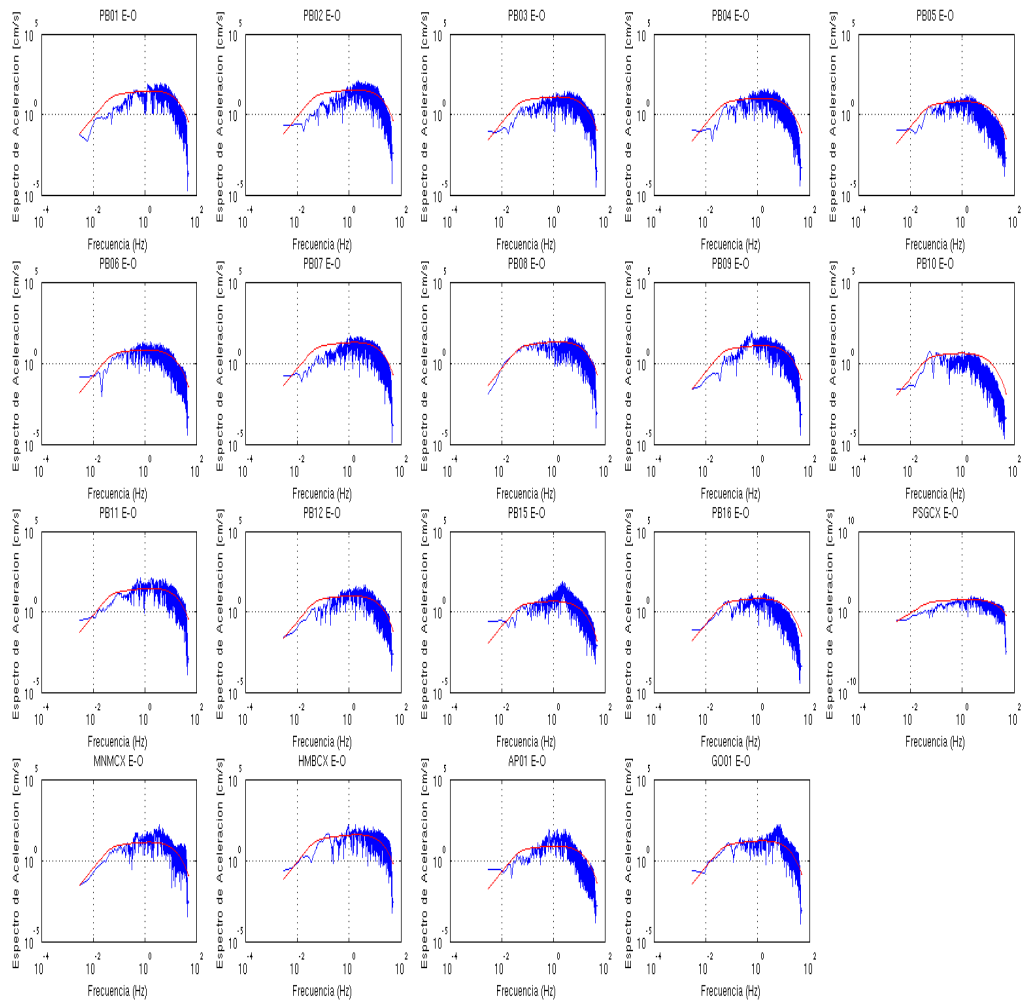


Figura B.7: Comparación espectro de aceleración teórico ($Y(f_k)$) y observado en distintas estaciones, para terremoto del 3 de Abril de 2014 en Iquique (M_W 7,6).

Apéndice C

C.1. Introducción

En este apéndice se muestran todos los resultados referentes a la simulación de aceleraciones, velocidades, desplazamientos, espectros de amplitud de Fourier y PGAs para el terremoto del 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla ($M_W 7,7$), correspondiente a los distintos modelos y técnicas empleadas en el capítulo 4.

C.2. Simulaciones para modelos de fuente puntual

C.2.1. Simulación para una componente horizontal, considerando modelo de fuente puntual a) (ver sección 4.5), filtrada entre 0.1-20 [Hz].

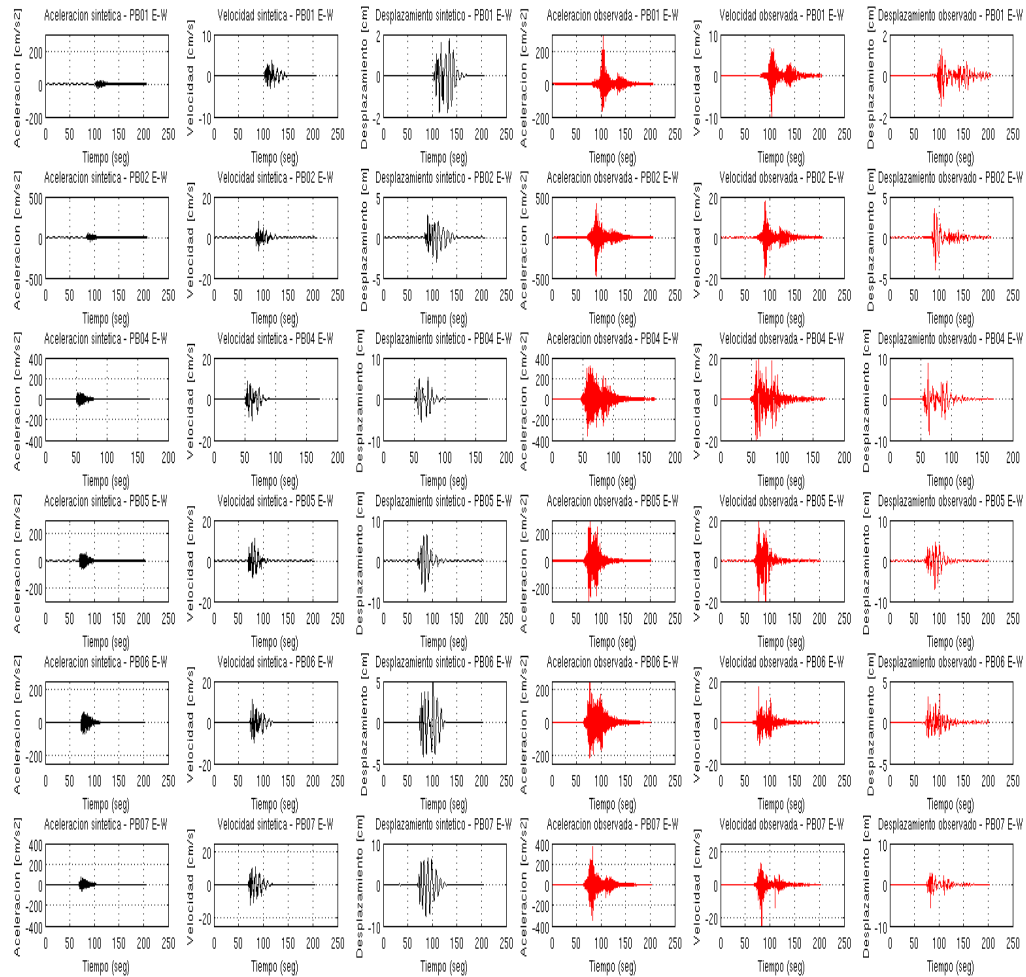


Figura C.1: Comparación de registros observados (rojo) con sintéticos (negro) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07, en aceleración, velocidad y desplazamiento, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].

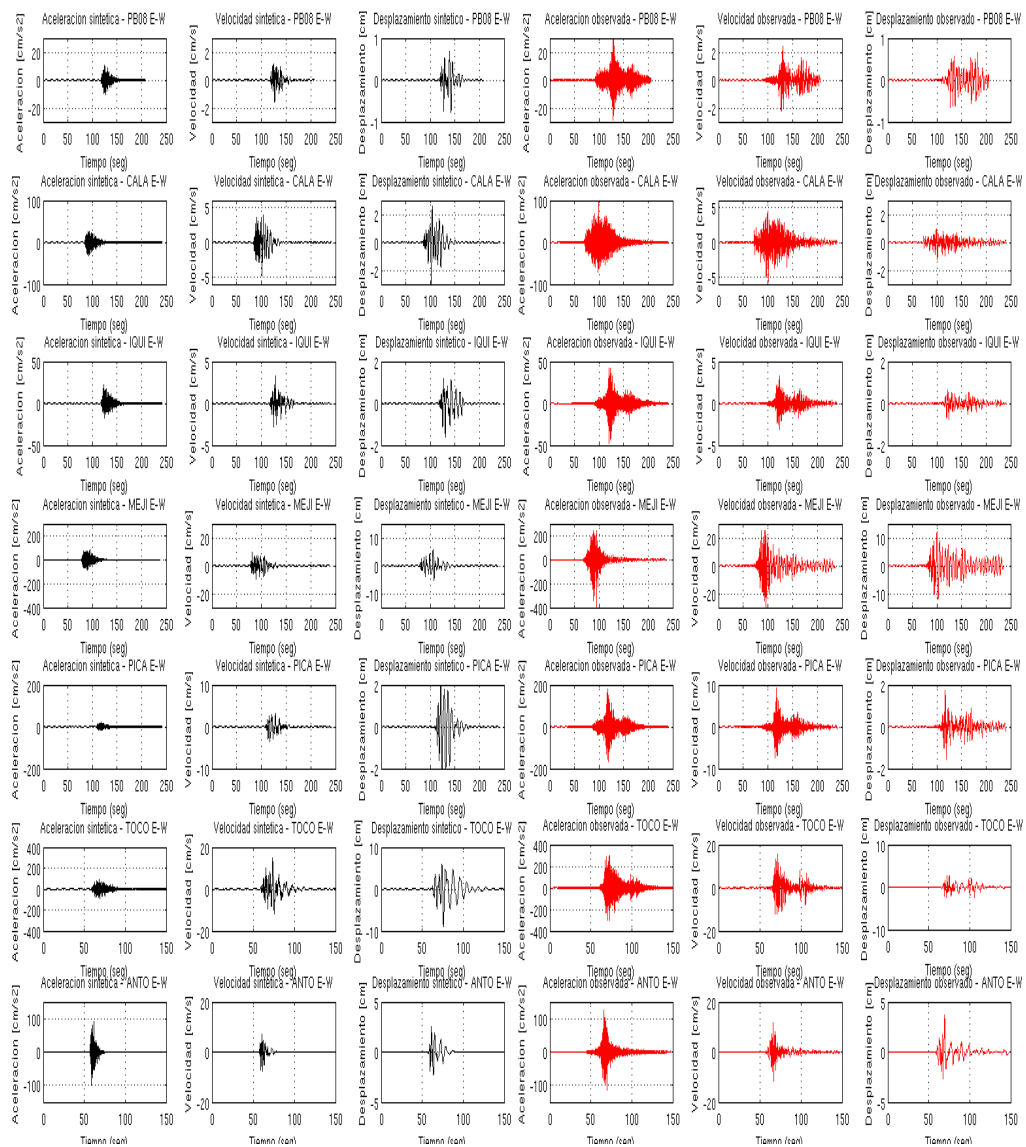


Figura C.2: Comparación de registros observados (rojo) con sintéticos (negro) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO, en aceleración, velocidad y desplazamiento, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].

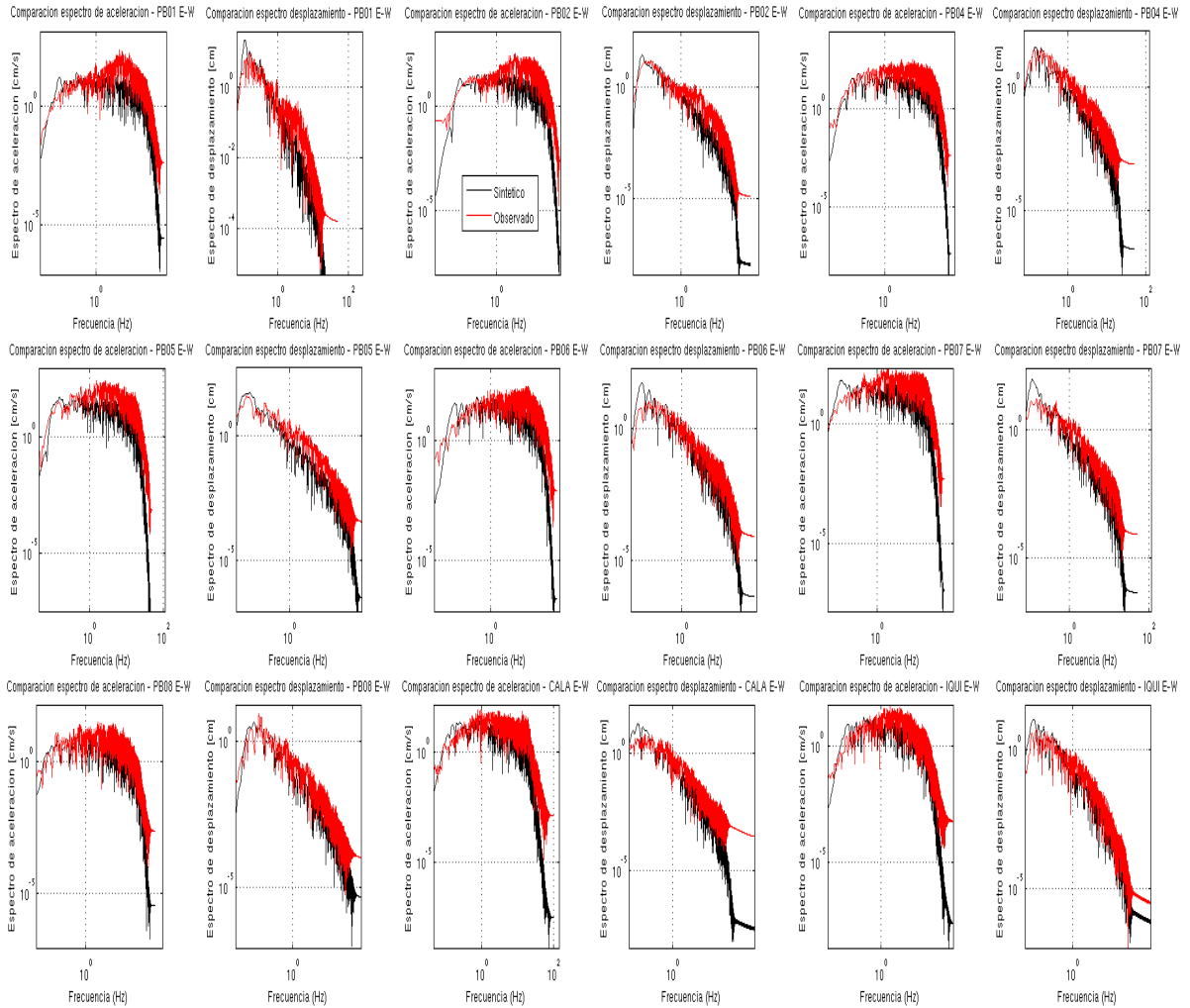


Figura C.3: Comparación de espectros de Fourier de aceleración y desplazamiento observados (rojo) con espectros de Fourier de aceleración y desplazamiento sintético (negro) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06, PB07, PB08, CALA e IQUI en componente EW, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].

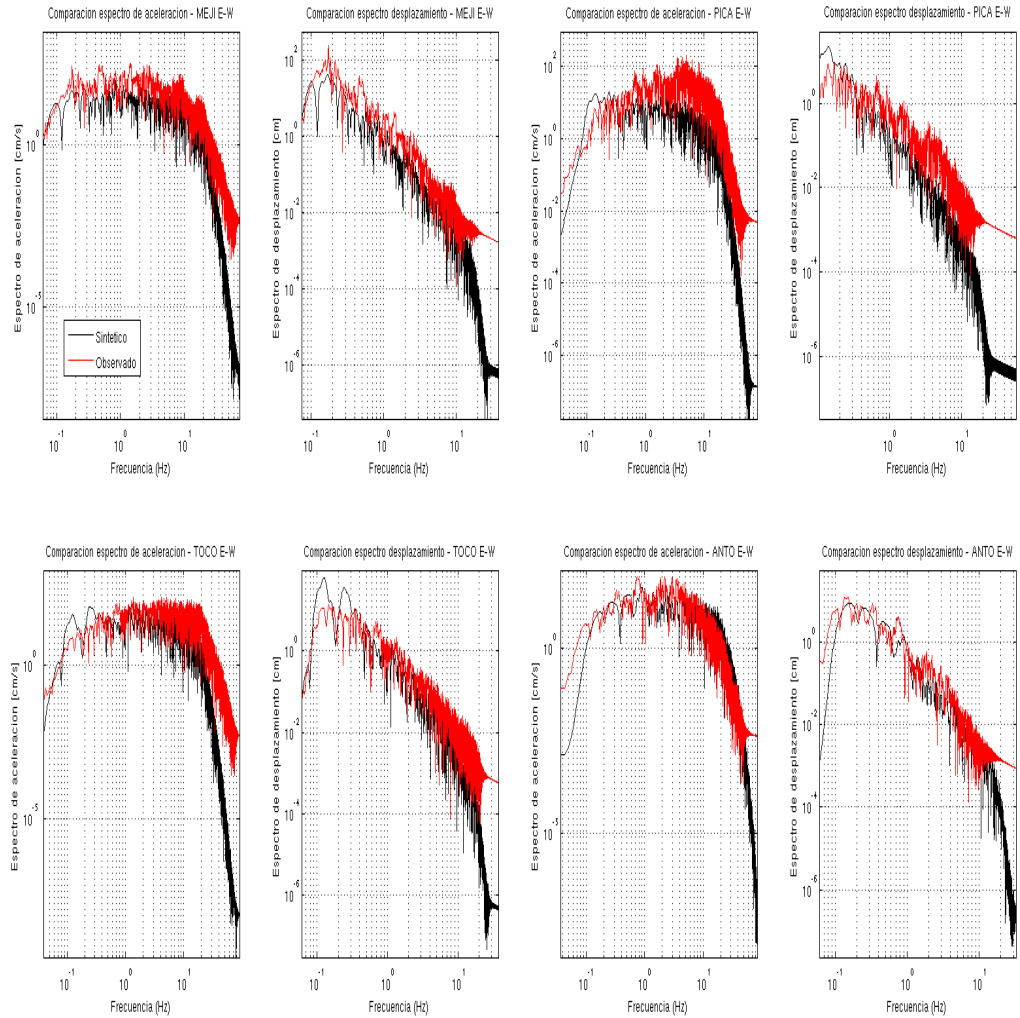


Figura C.4: Comparación espectros de Fourier de aceleración y desplazamiento observado (rojo) con espectro de Fourier de aceleración y desplazamiento sintético (negro) para estaciones: MEJI, PICA, TOCO y ANTO, en componente EW, filtrados entre 0,1 y 20 [Hz].

C.2.2. Simulación para una componente horizontal, considerando modelo de fuente puntual b) (ver sección 4.5), filtrada entre 0.1-20 [Hz].

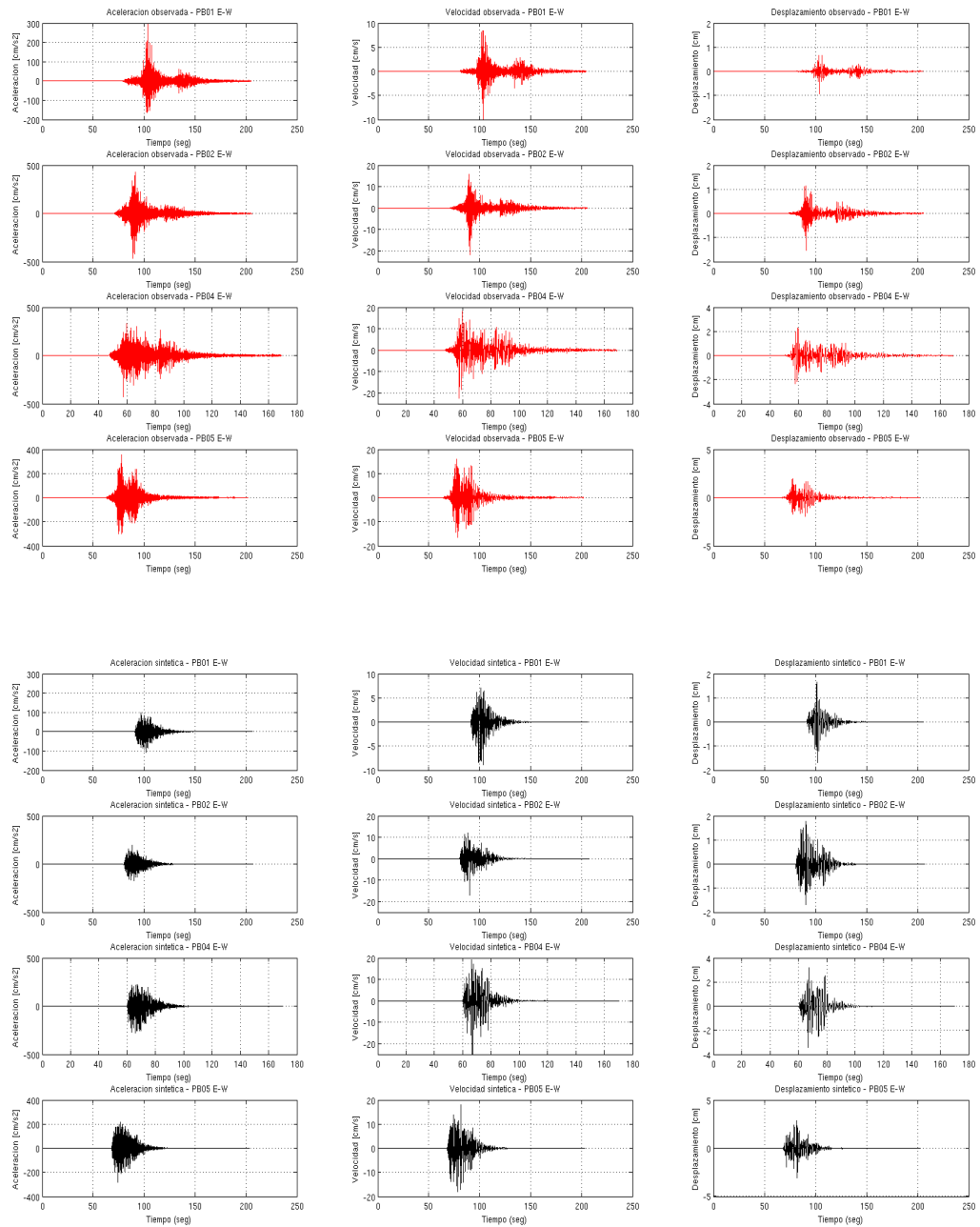


Figura C.5: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento sintéticos (negros) con observados (rojos) para estaciones PB01, PB02, PB04 y PB05 en componente Este-Oeste.

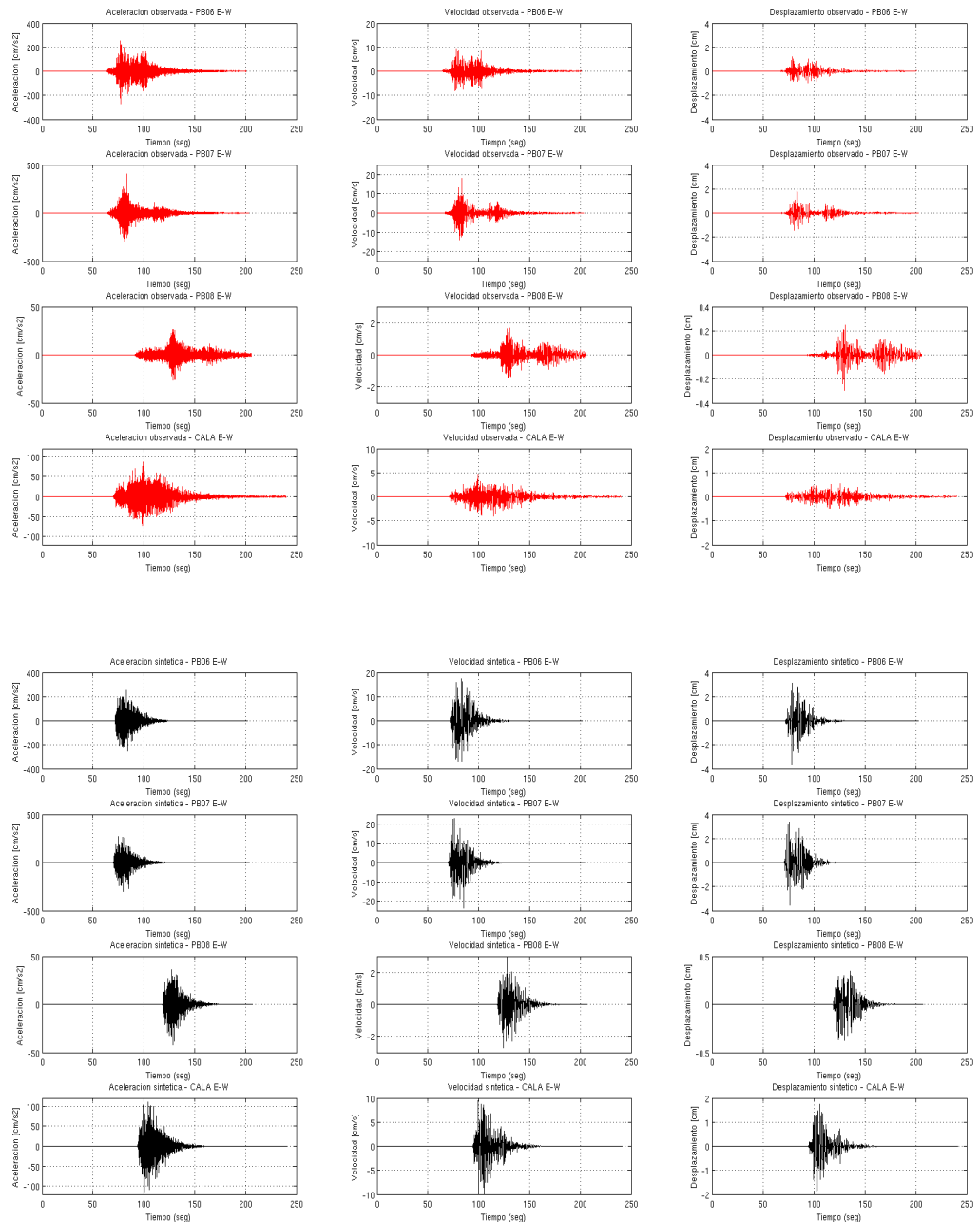


Figura C.6: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento sintéticos (negros) con observados (rojos) para estaciones PB06, PB07, PB08 y CALA en componente Este-Oeste.

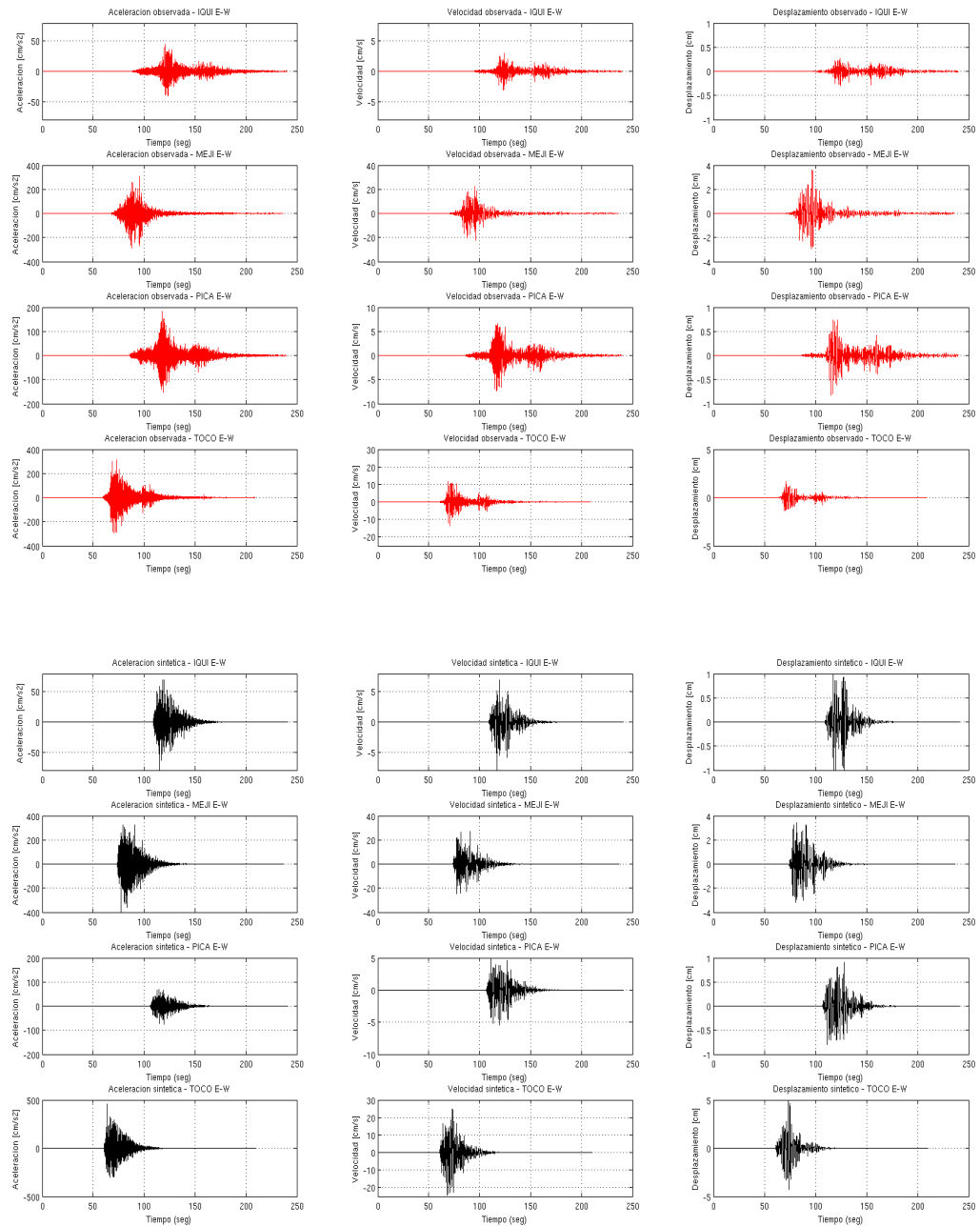


Figura C.7: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento sintéticos (negros) con observados (rojos) para estaciones IQUI, MEJI, PICA y TOCO en componente Este-Oeste.

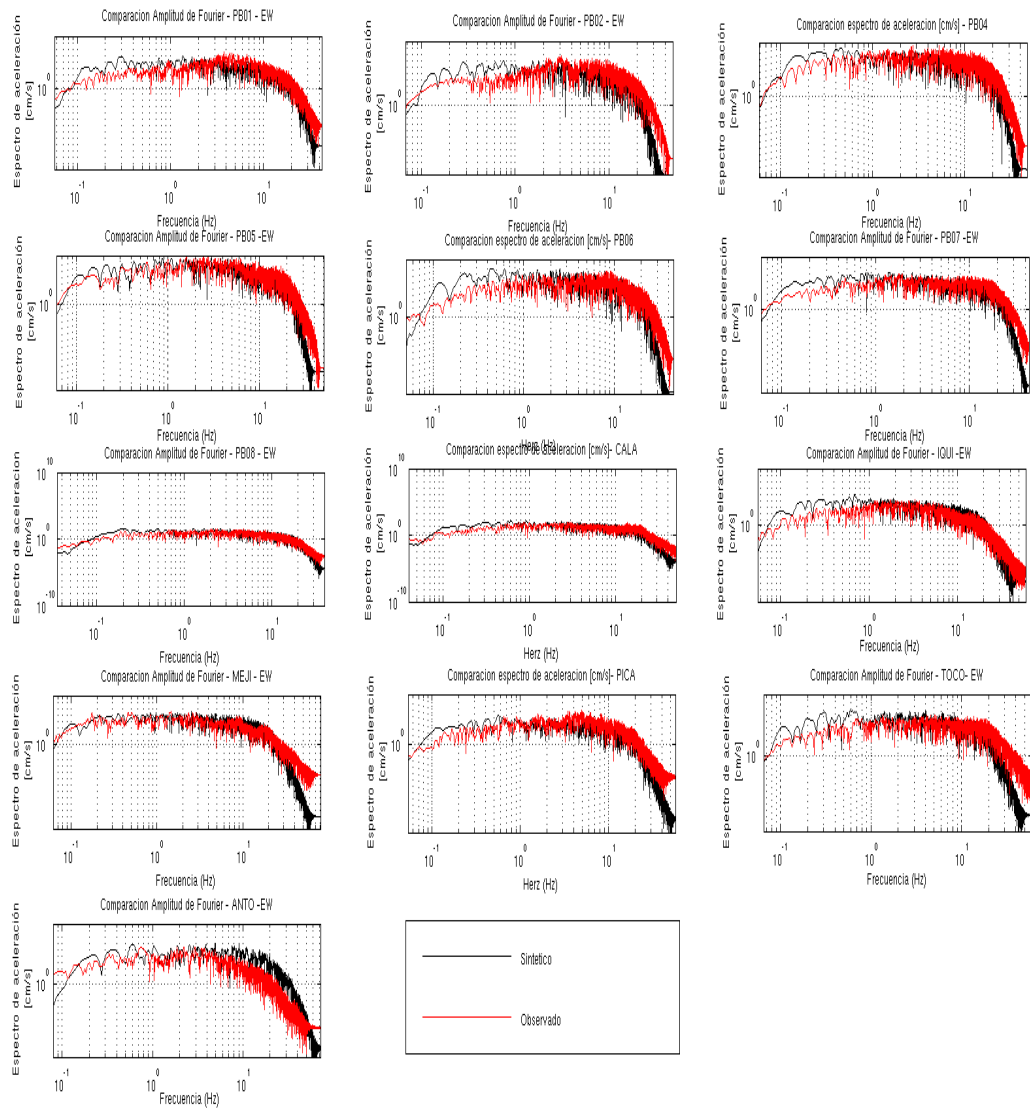


Figura C.8: Comparación de espectro de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de Fourier de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones consideradas en componente EW.

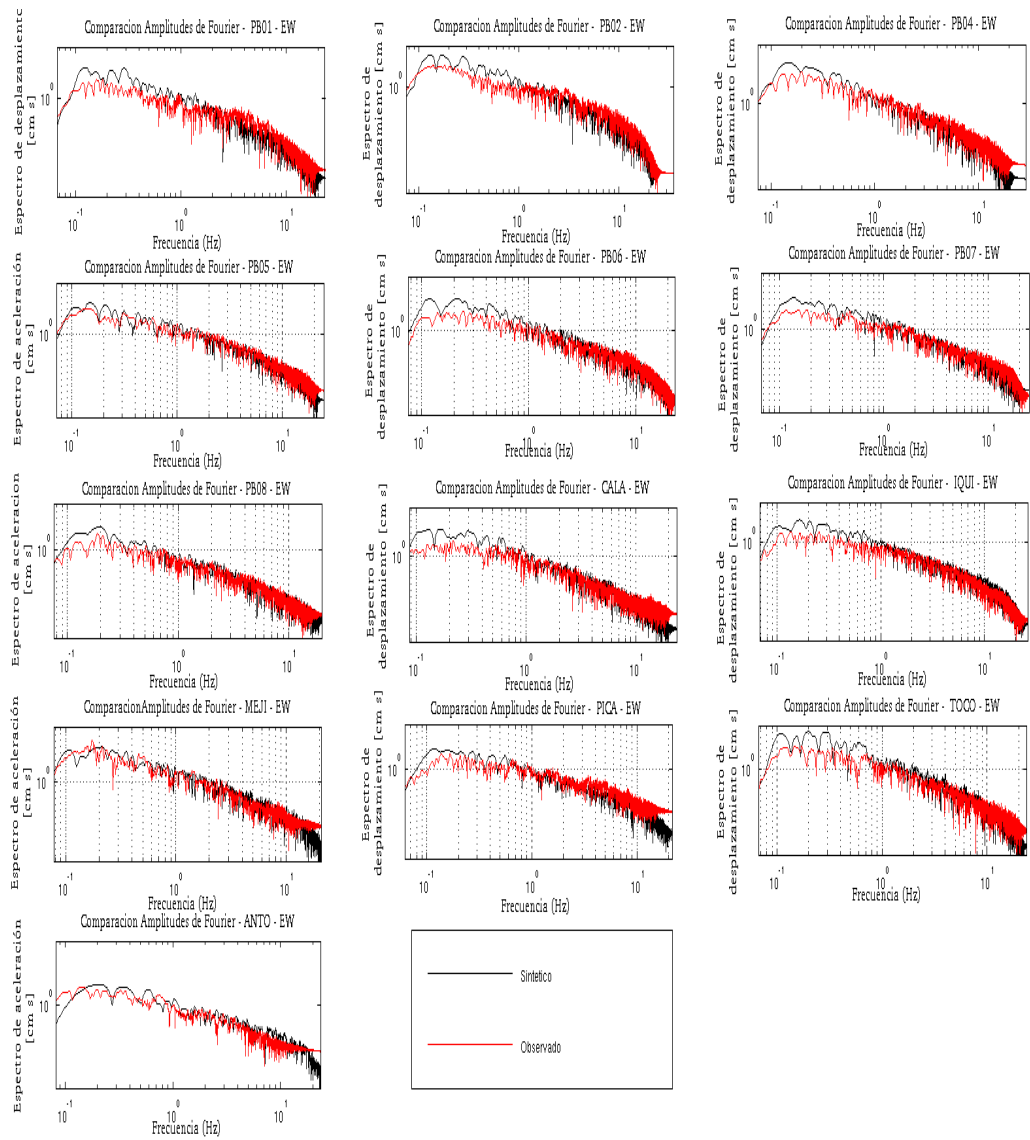


Figura C.9: Comparación espectro de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de Fourier de desplazamiento sintético (negro) para todas las estaciones consideradas en componente EW.

C.2.3. Simulación para tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), considerando modelo de fuente puntual c), filtrada entre 0.1-20 [Hz].

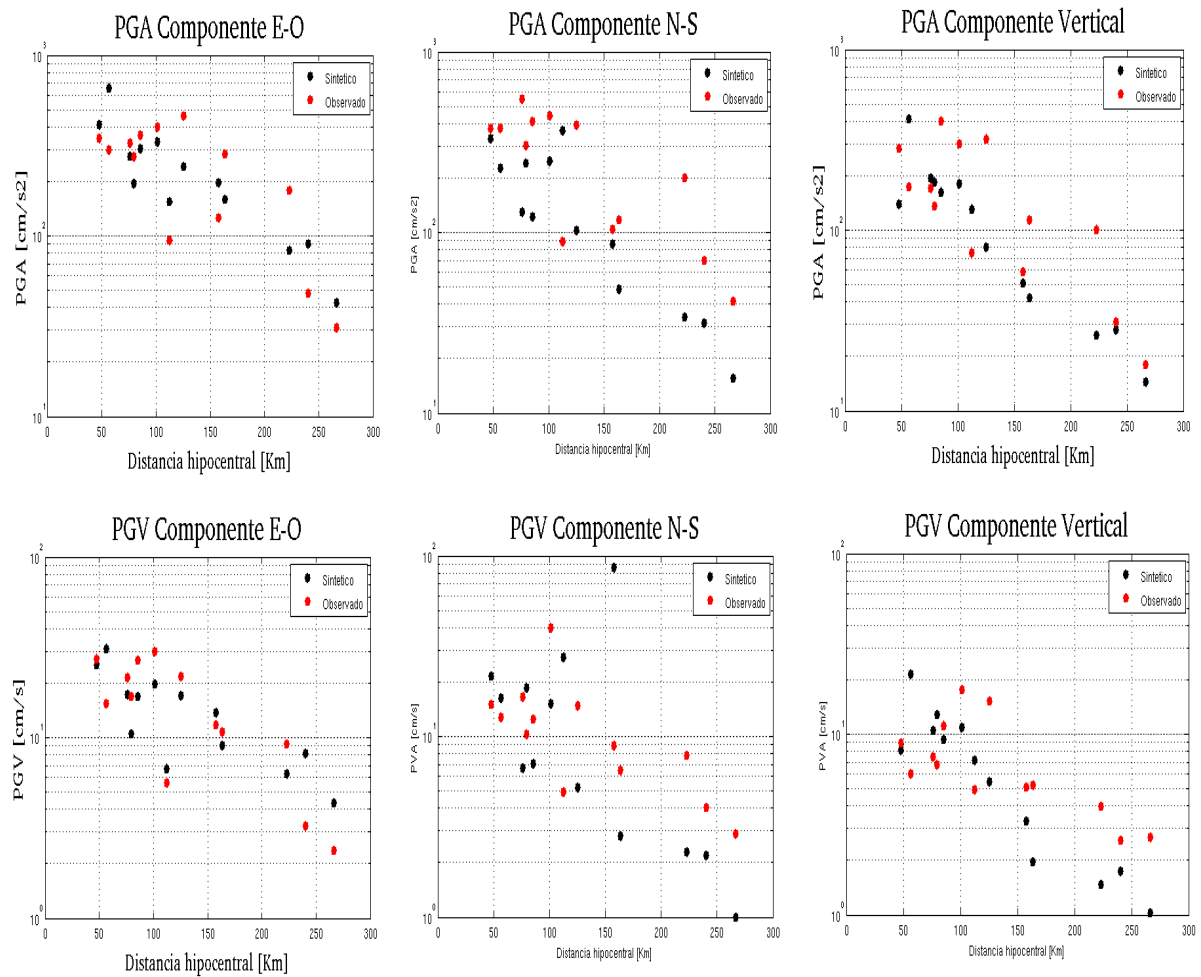


Figura C.10: Comparación de PGA y PGV en componentes EW, NS y vertical.

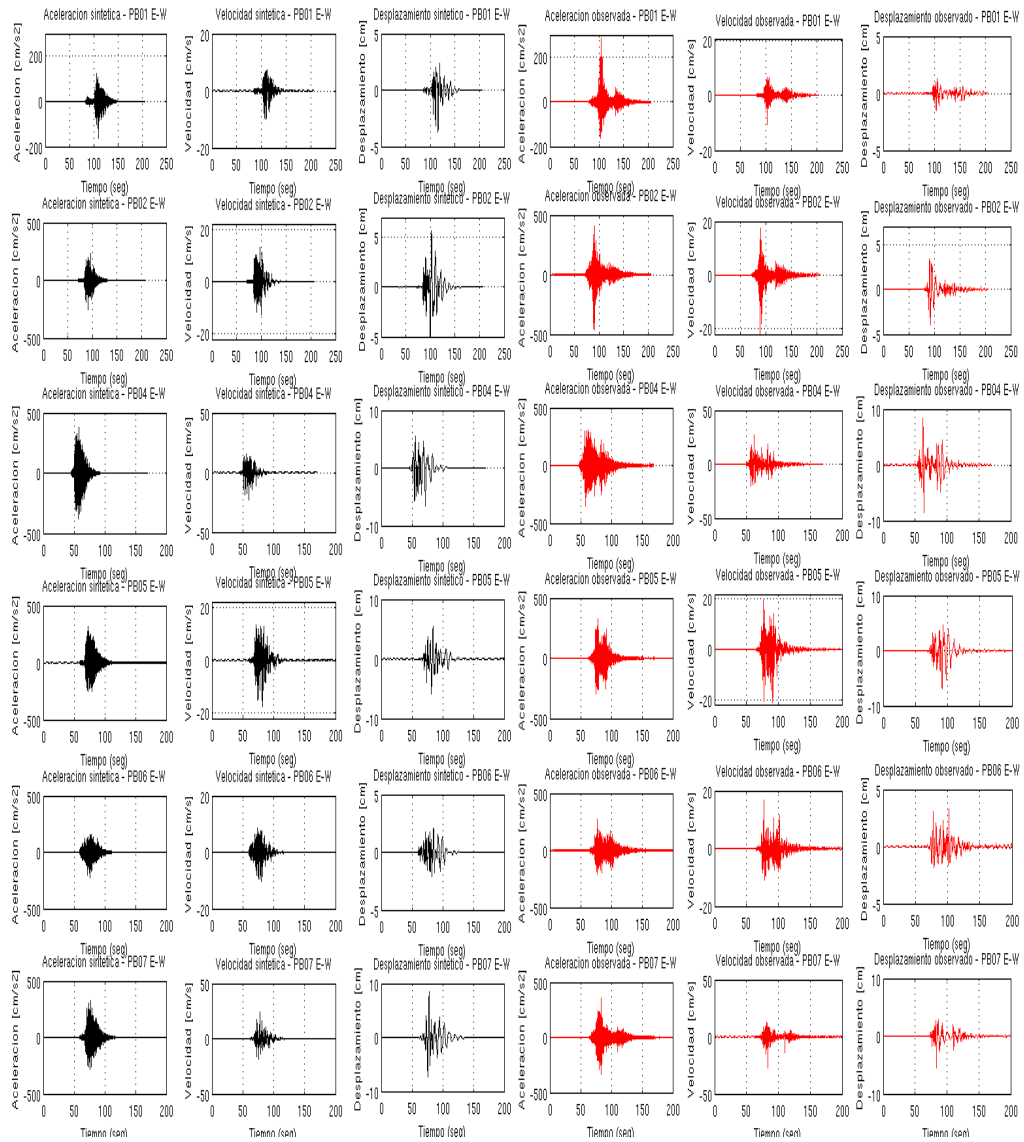


Figura C.11: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.

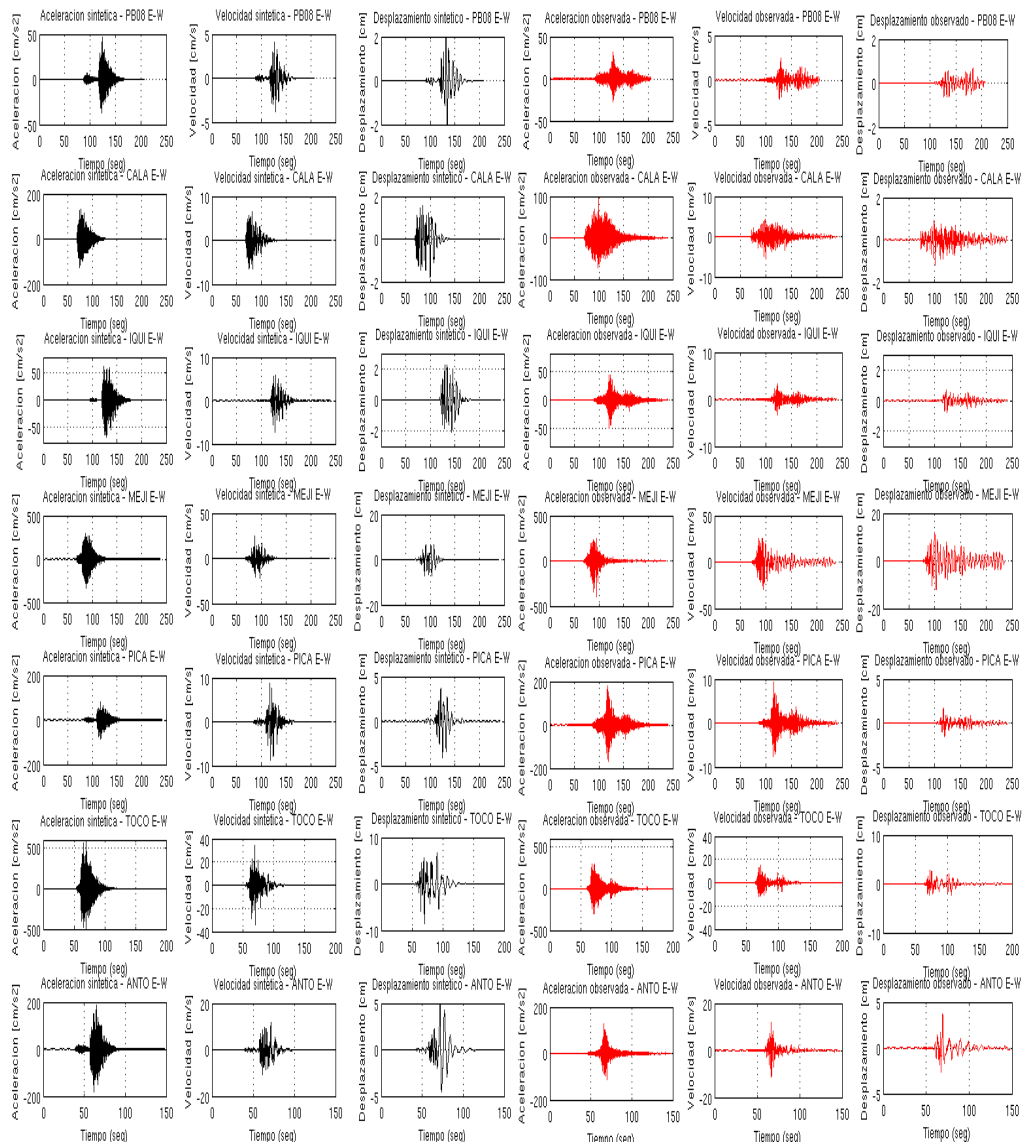


Figura C.12: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.

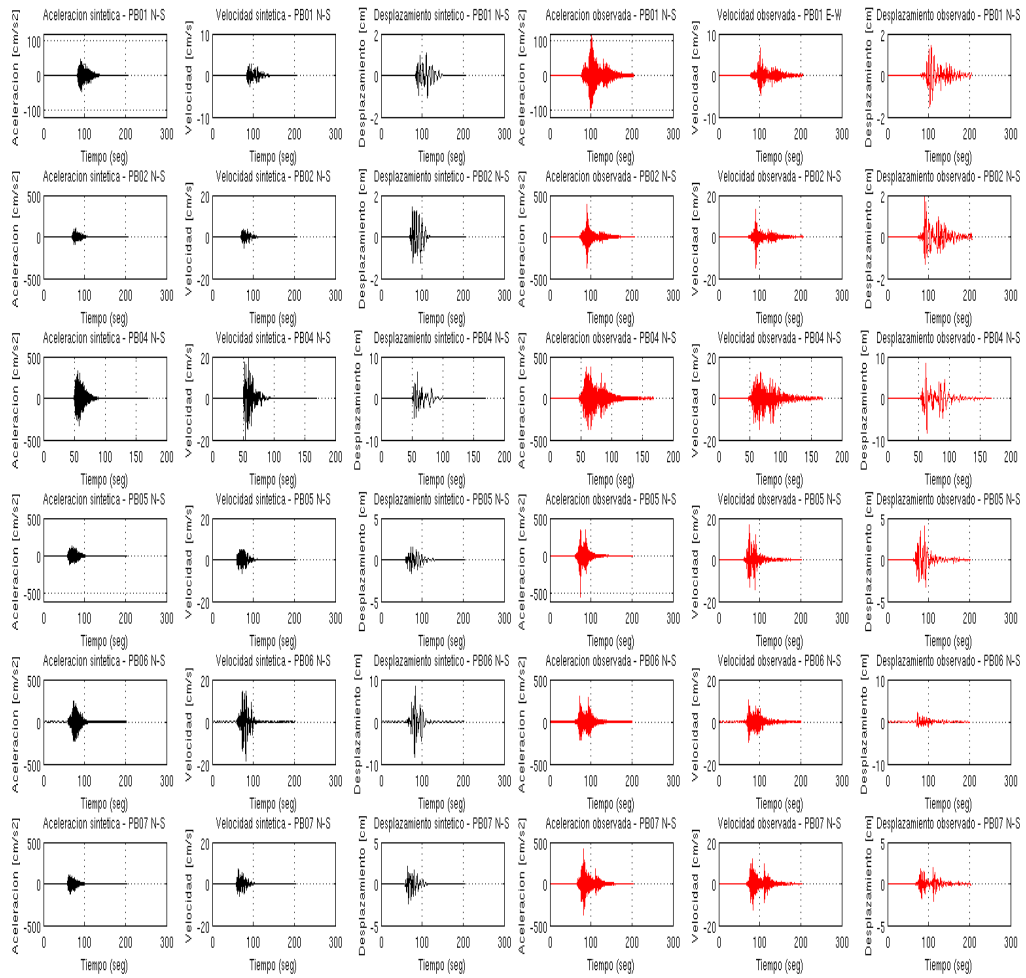


Figura C.13: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.

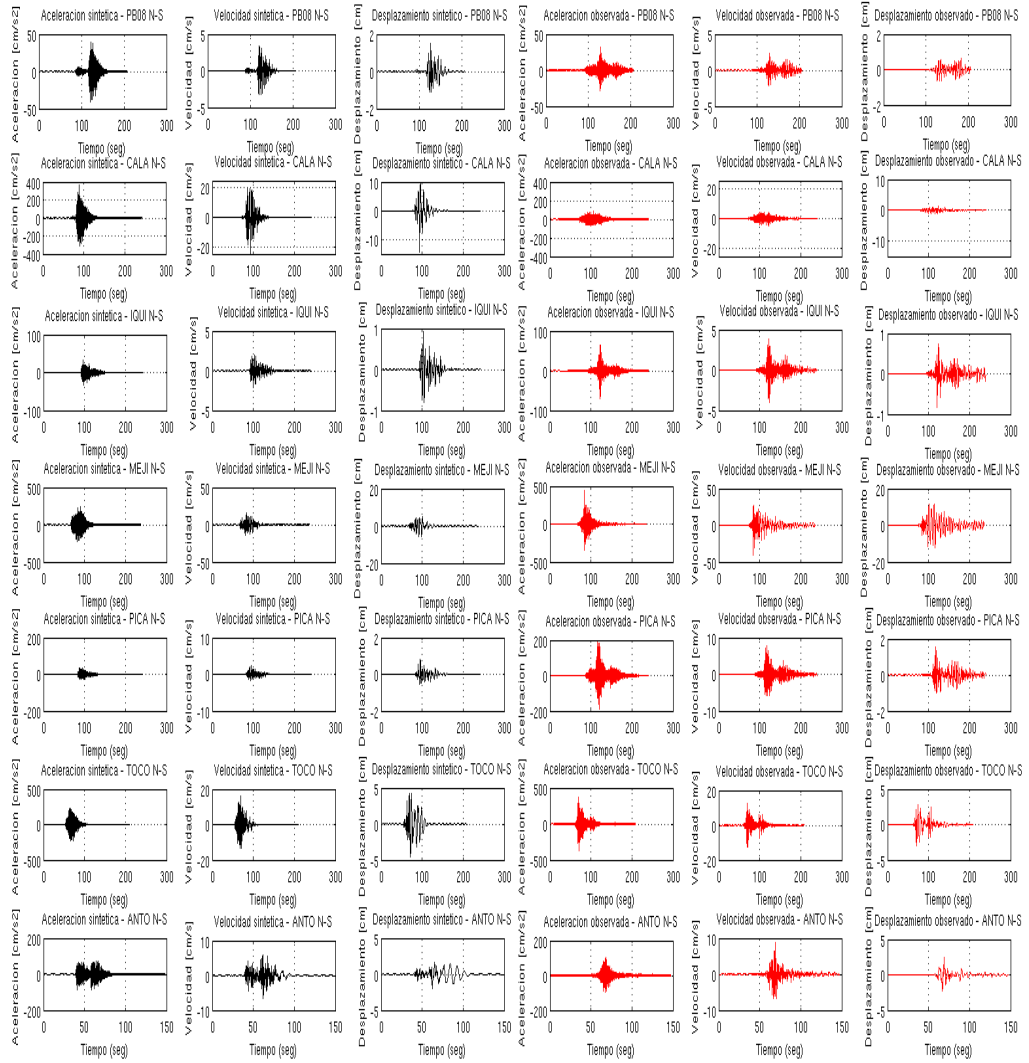


Figura C.14: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.

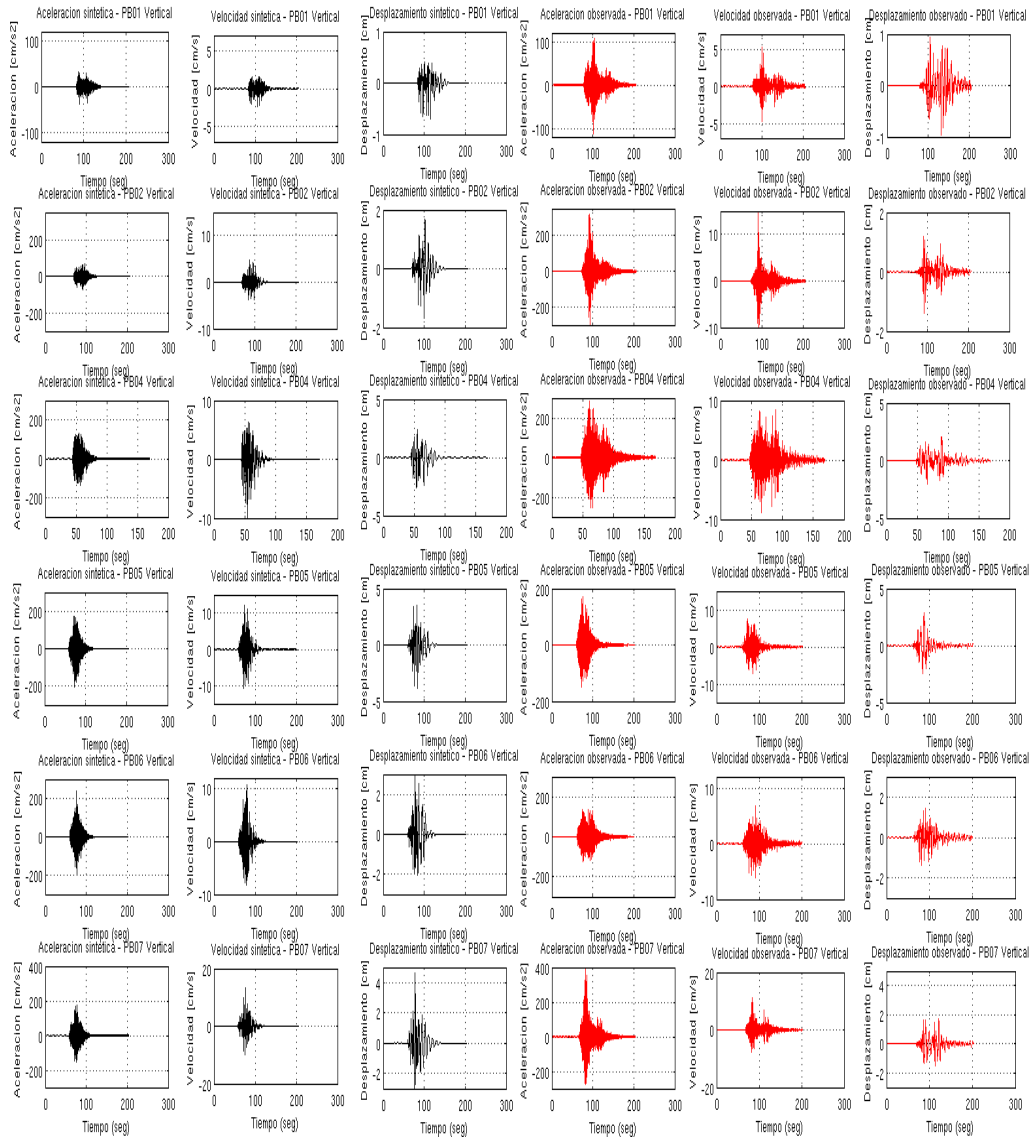


Figura C.15: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente Z.

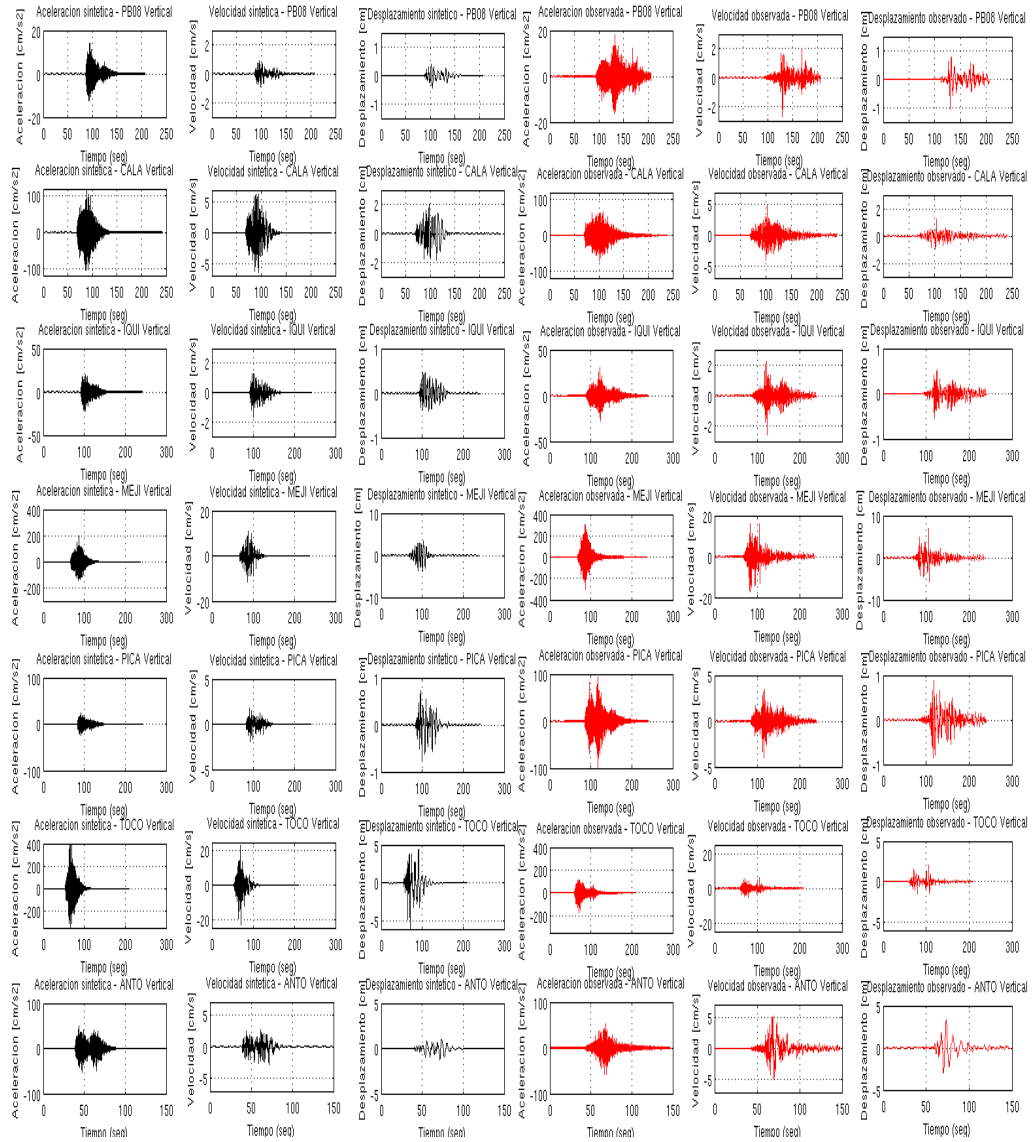


Figura C.16: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente Z.

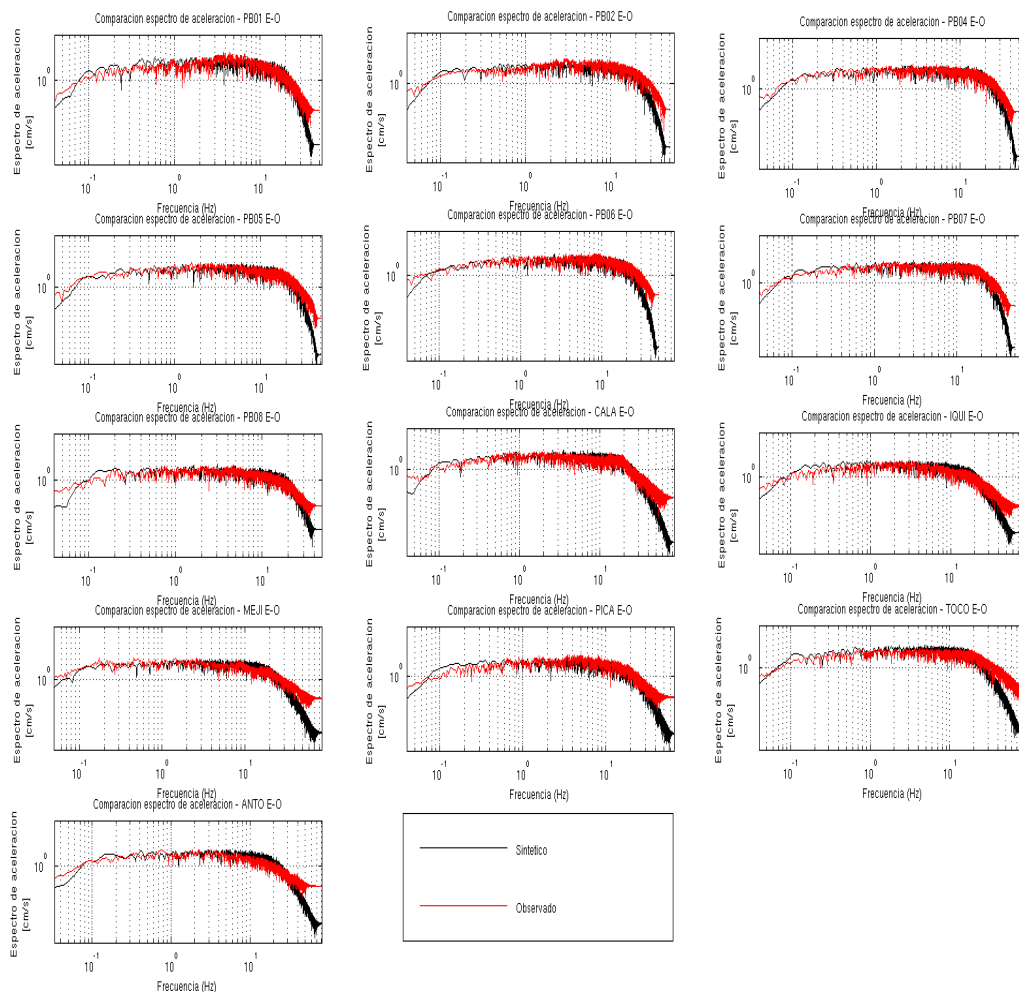


Figura C.17: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas la estaciones en componente Este-Oeste y escala Log-Log.

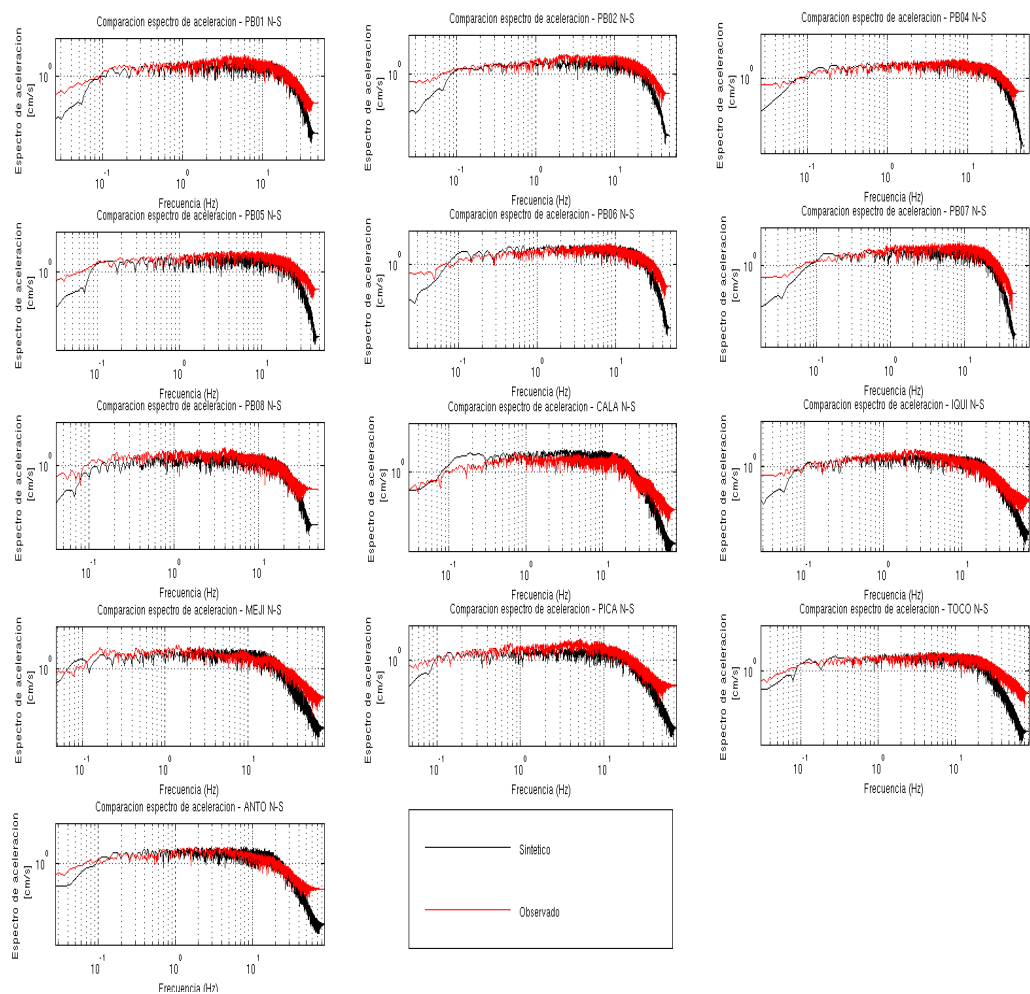


Figura C.18: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Norte-Sur y escala Log-Log.

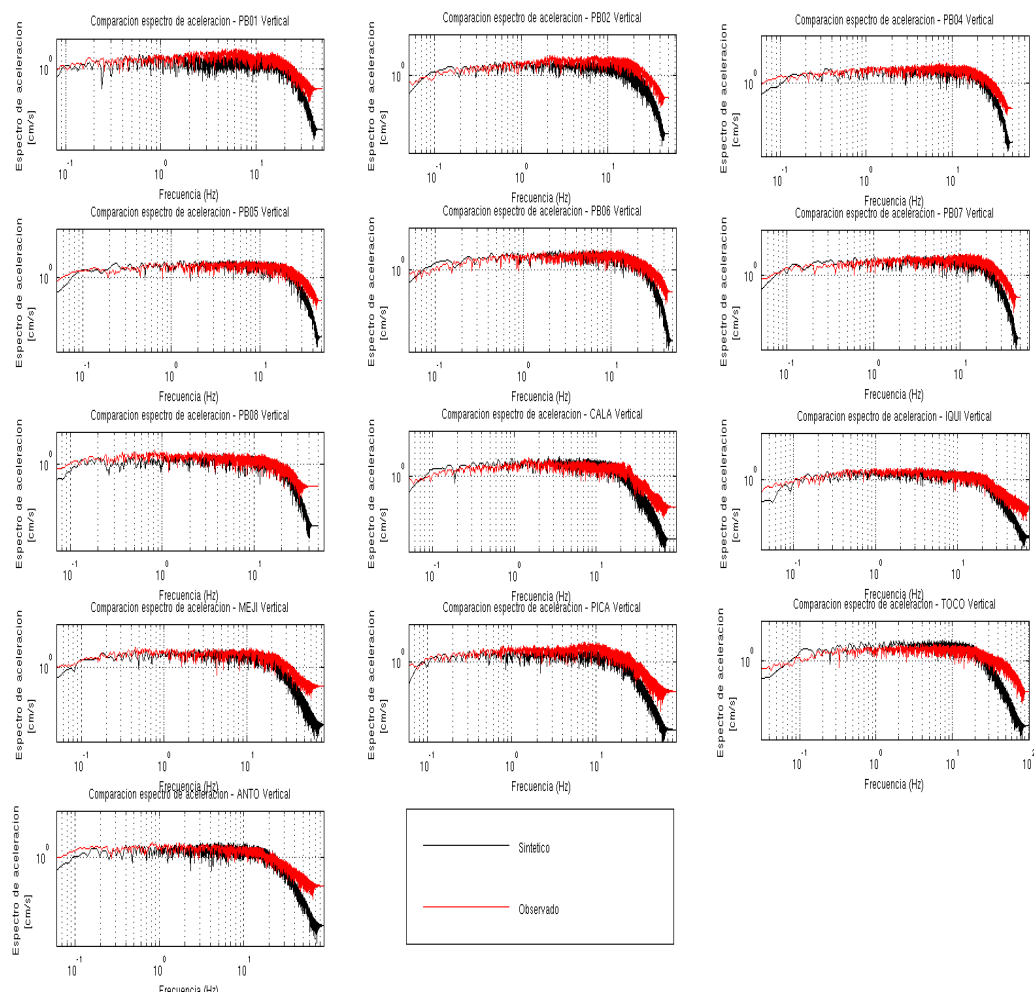


Figura C.19: Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Vertical y escala Log-Log.

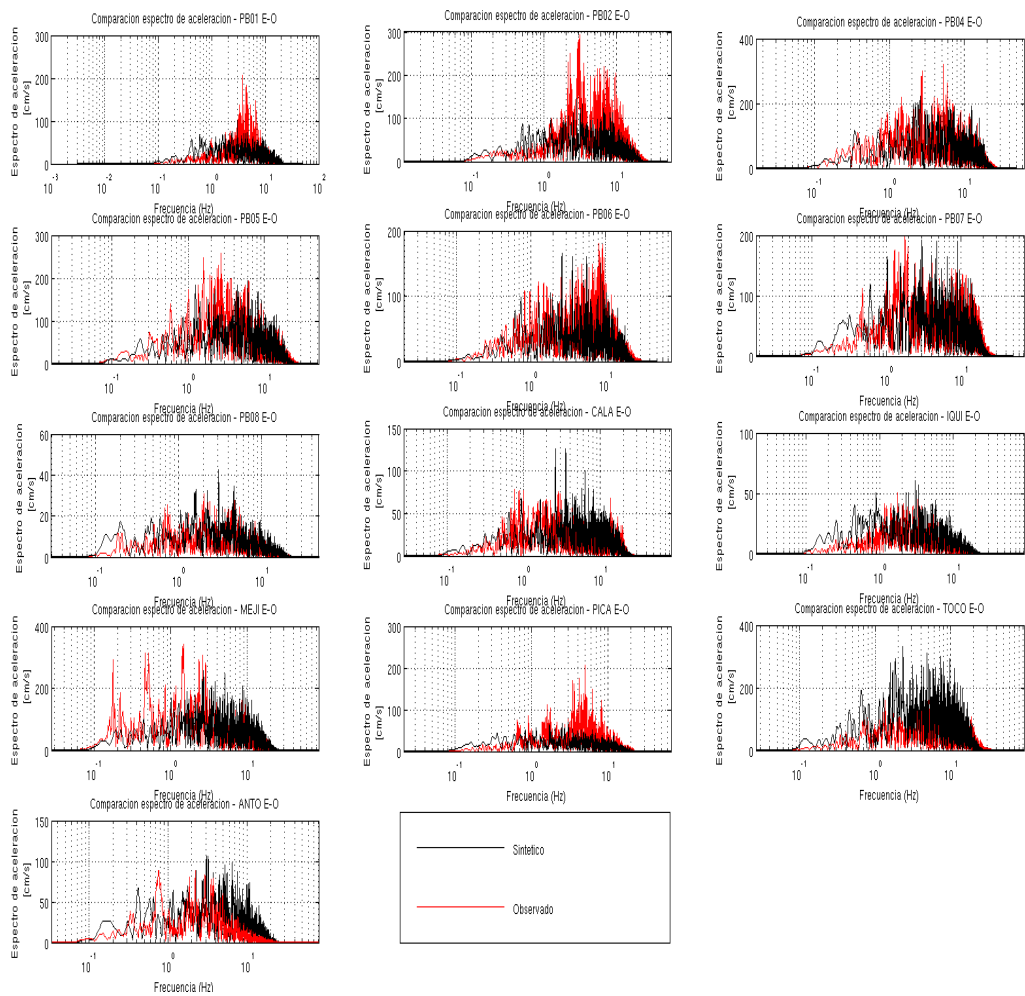


Figura C.20: Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas la estaciones en componente Este-Oeste y escala Lineal.

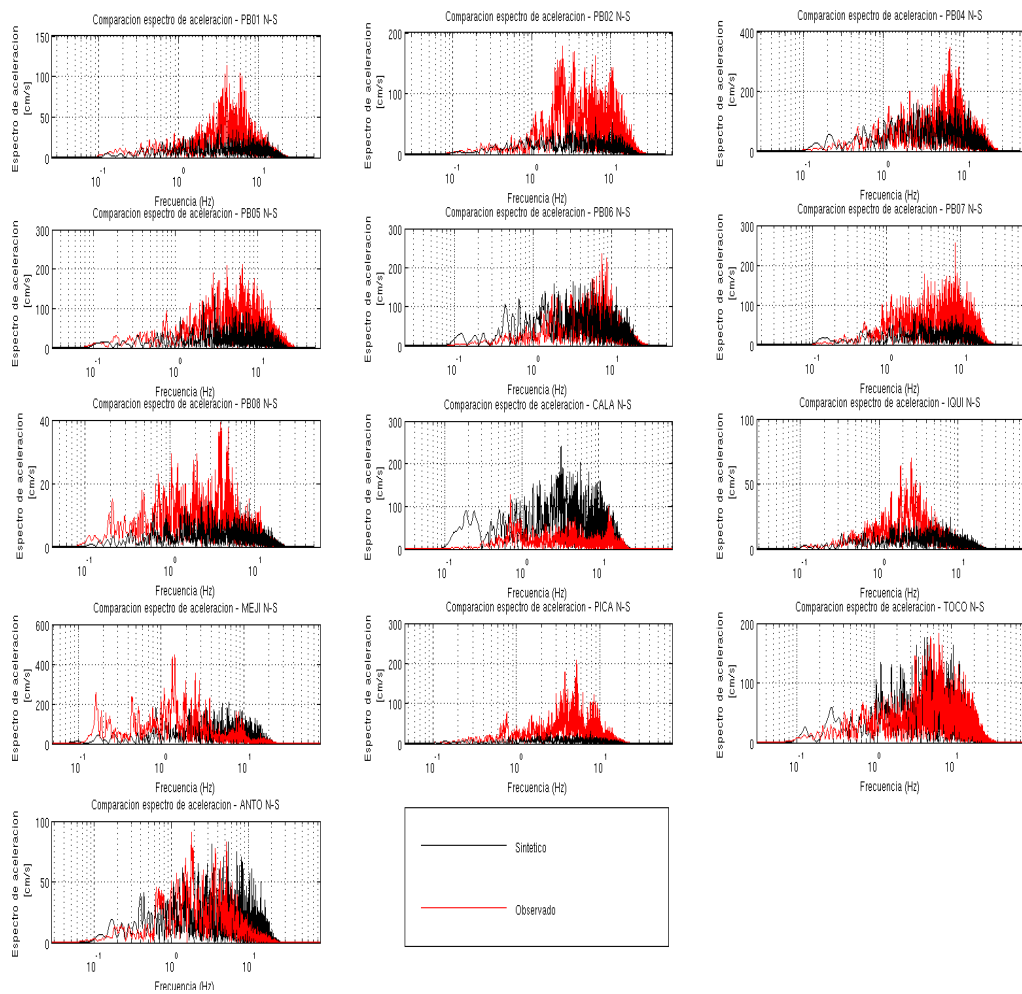


Figura C.21: Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Norte-Sur y escala Lineal.

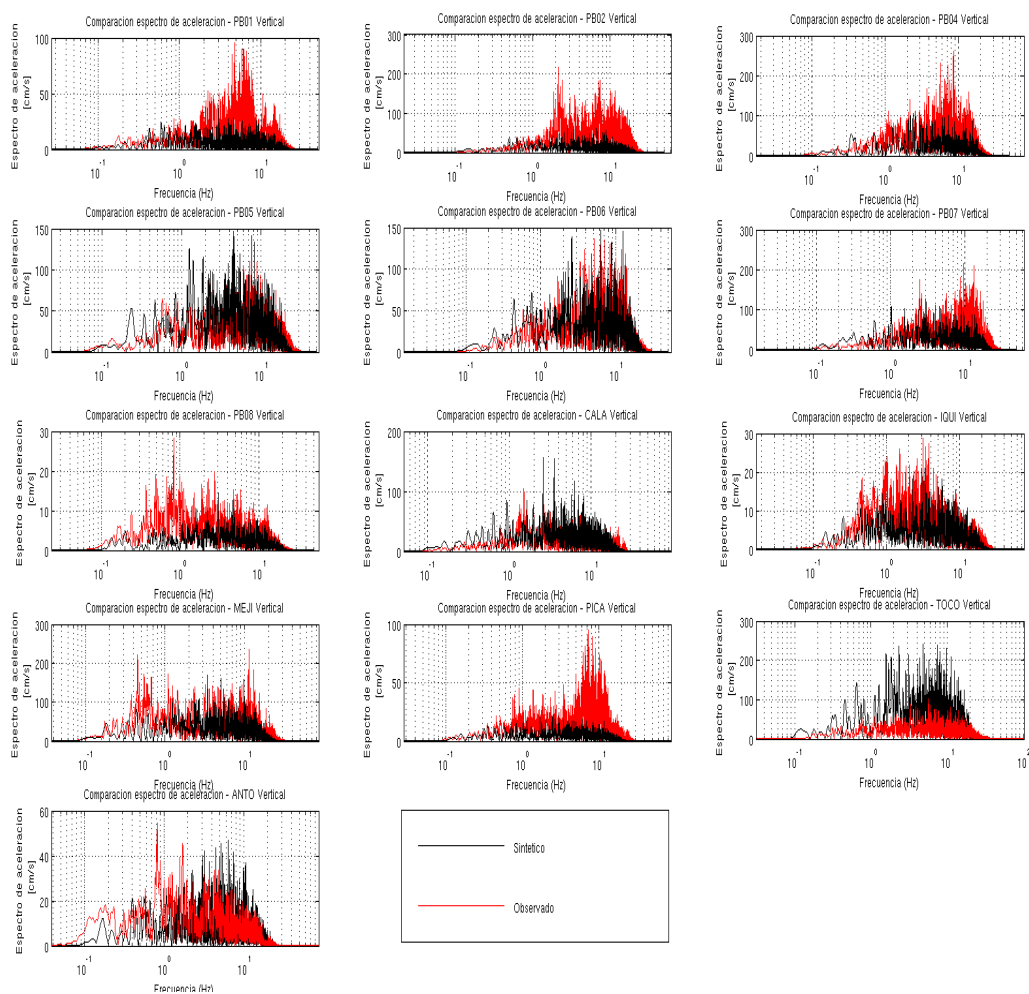


Figura C.22: Comparación espectros de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para todas las estaciones en componente Vertical y escala Lineal.

C.2.4. Simulación para tres componentes, considerando modelo de fuente puntual d), filtrada entre 0.1-20 [hz]

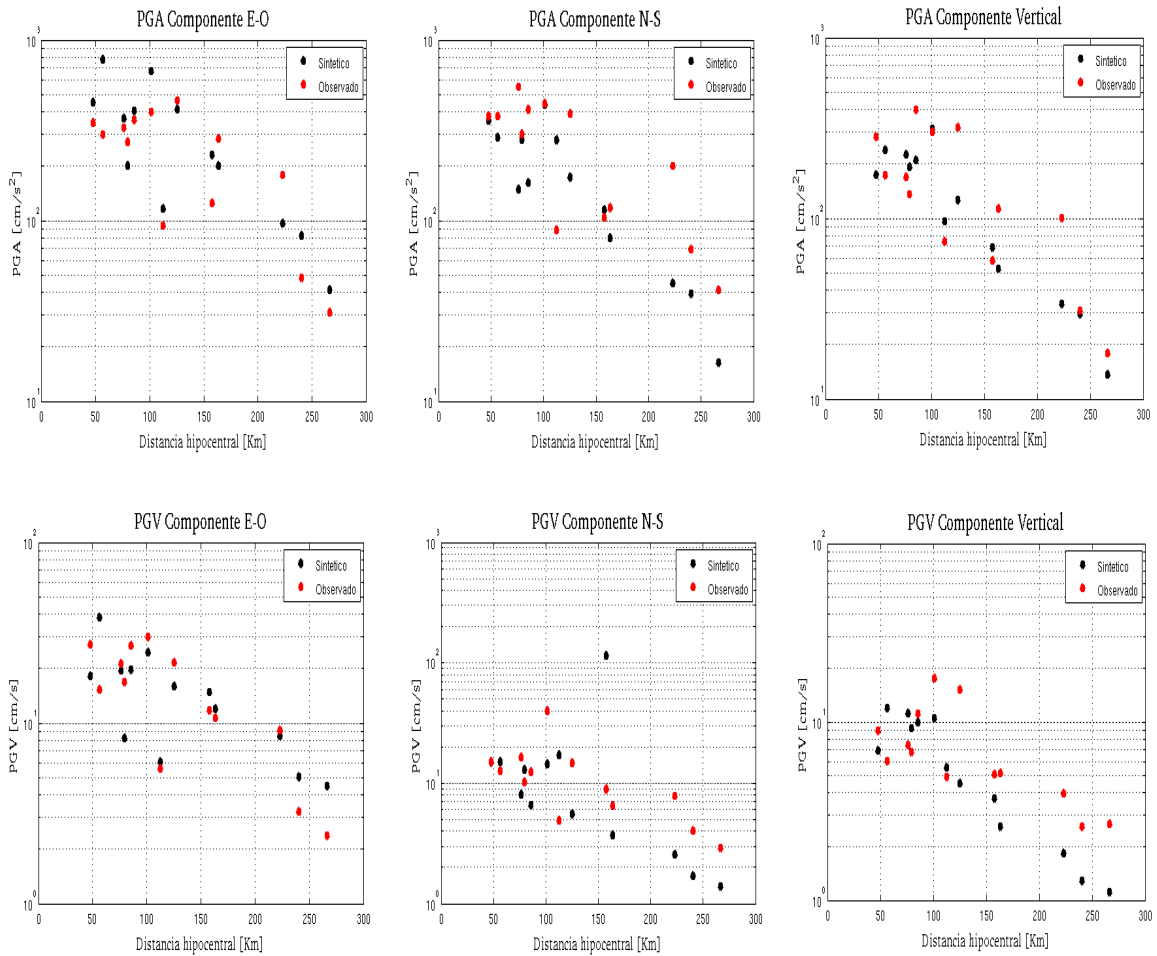


Figura C.23: Comparación de PGA y PGV en componentes EW, NS y vertical.

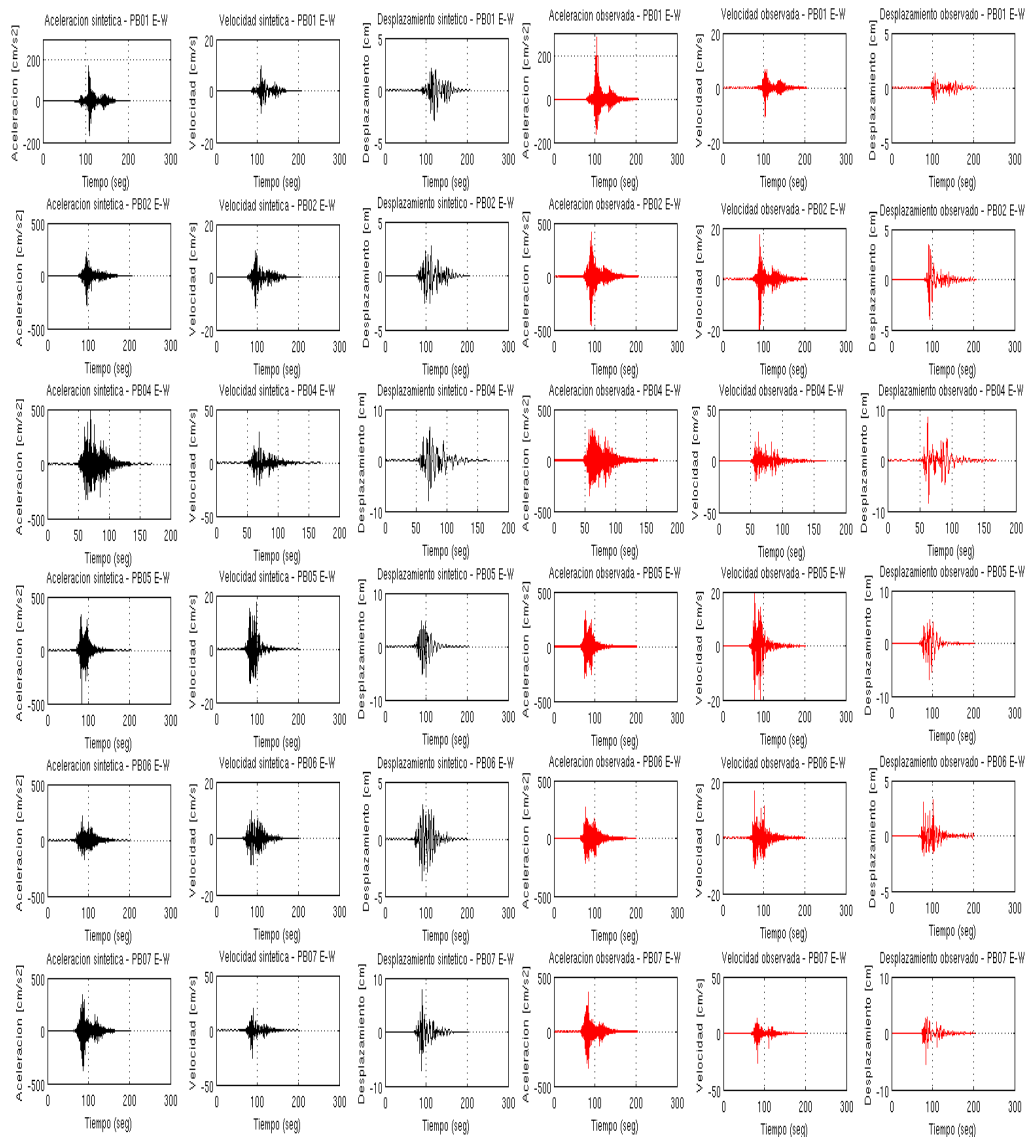


Figura C.24: Comparación registros observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.

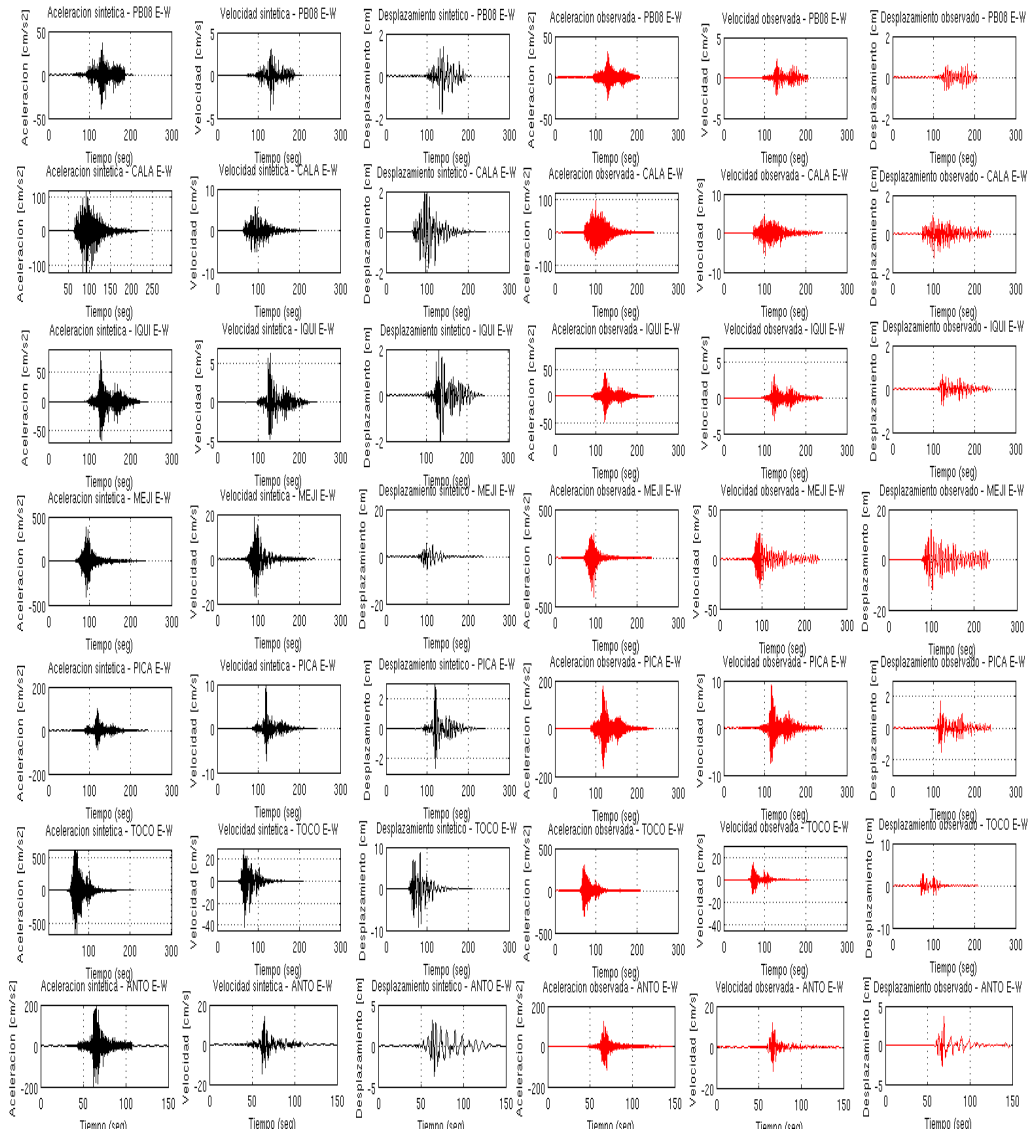


Figura C.25: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.

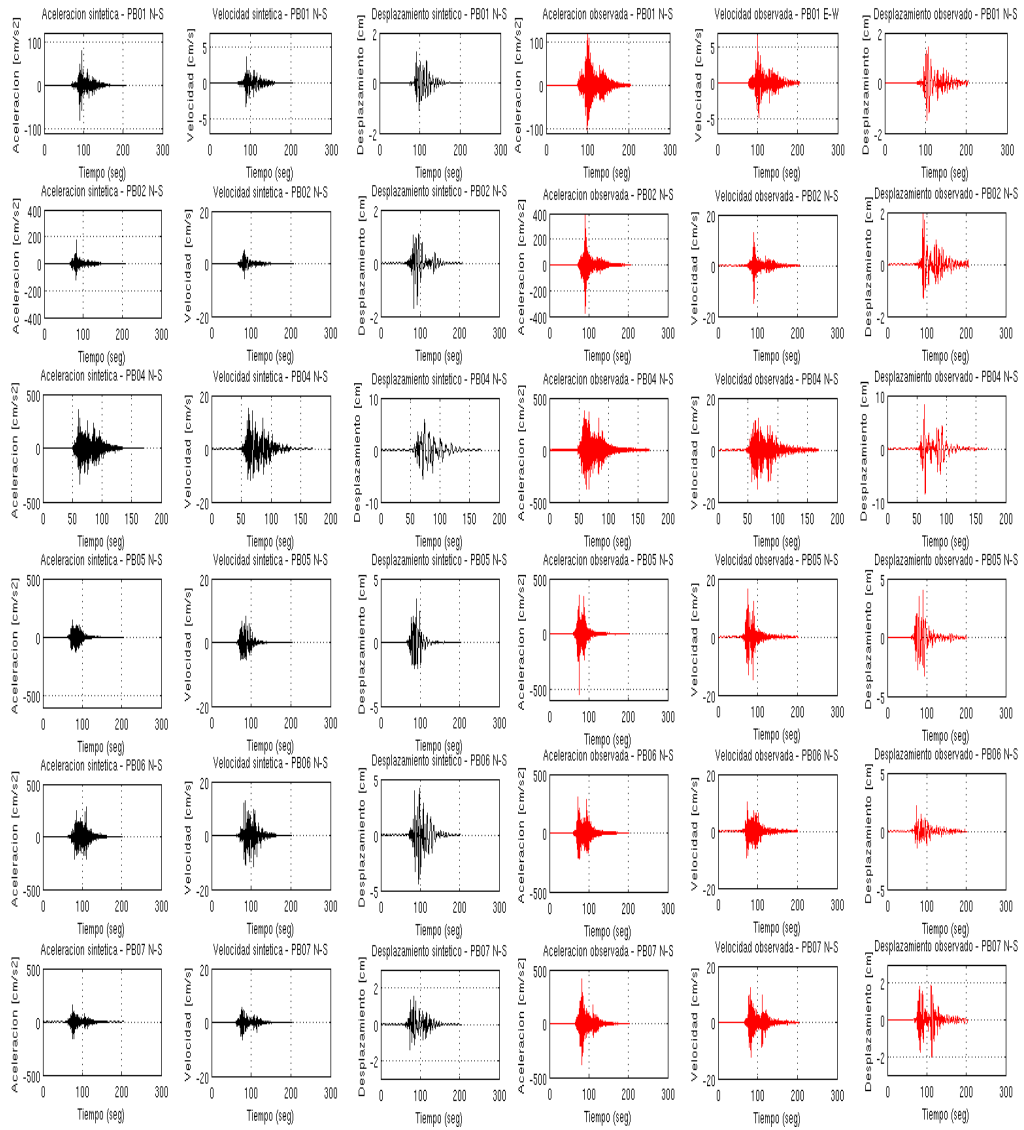


Figura C.26: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.

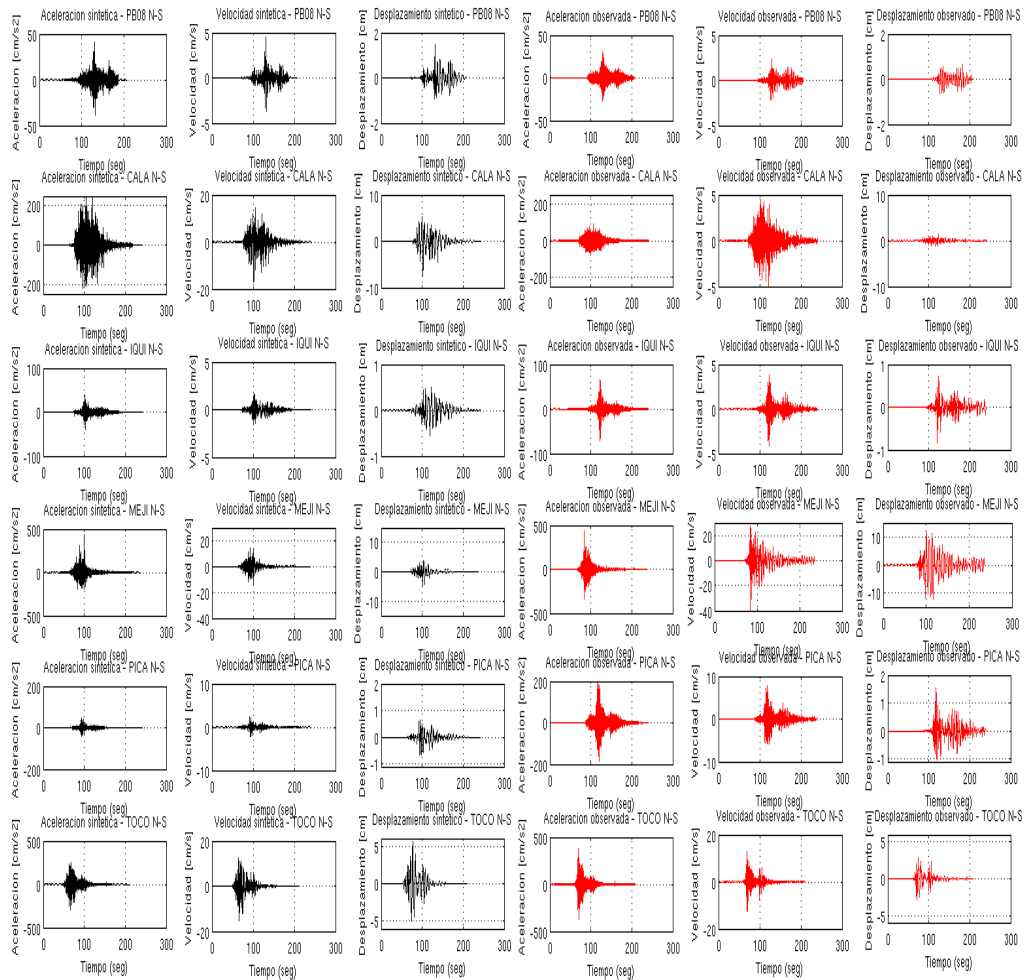


Figura C.27: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.

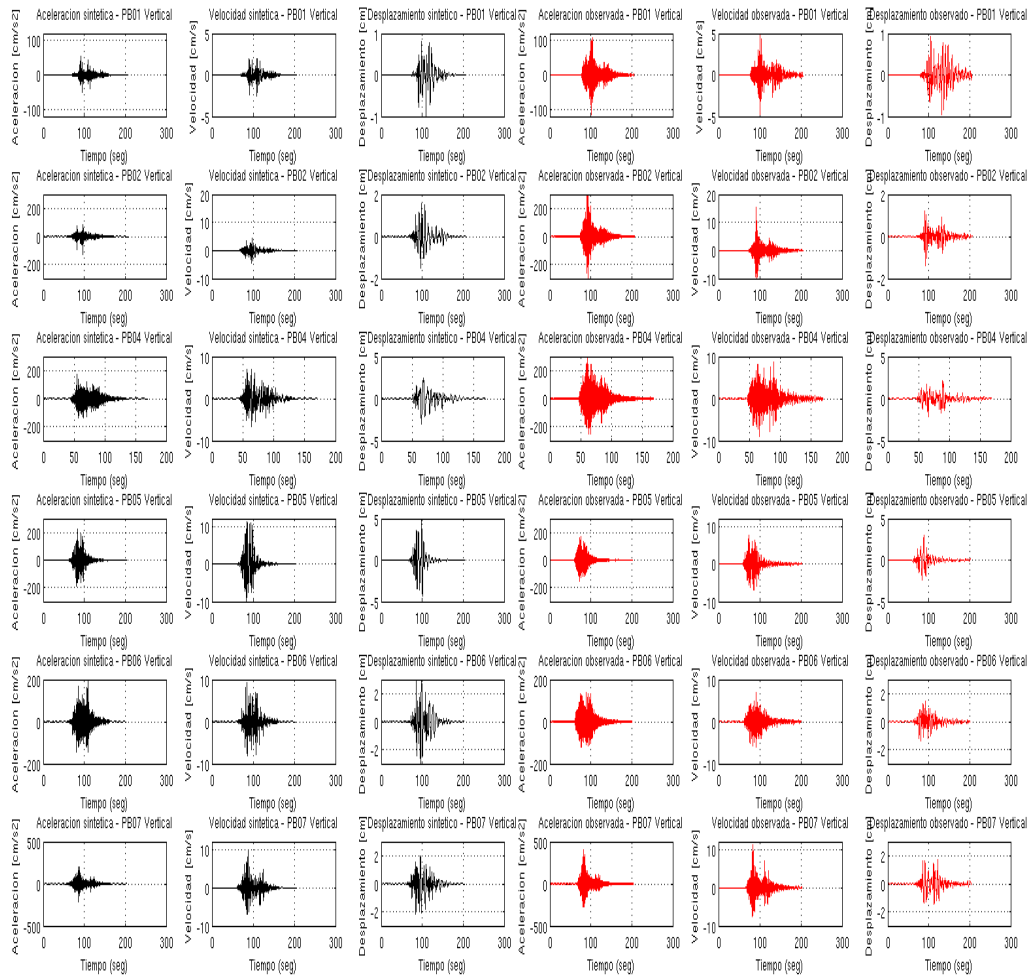


Figura C.28: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.

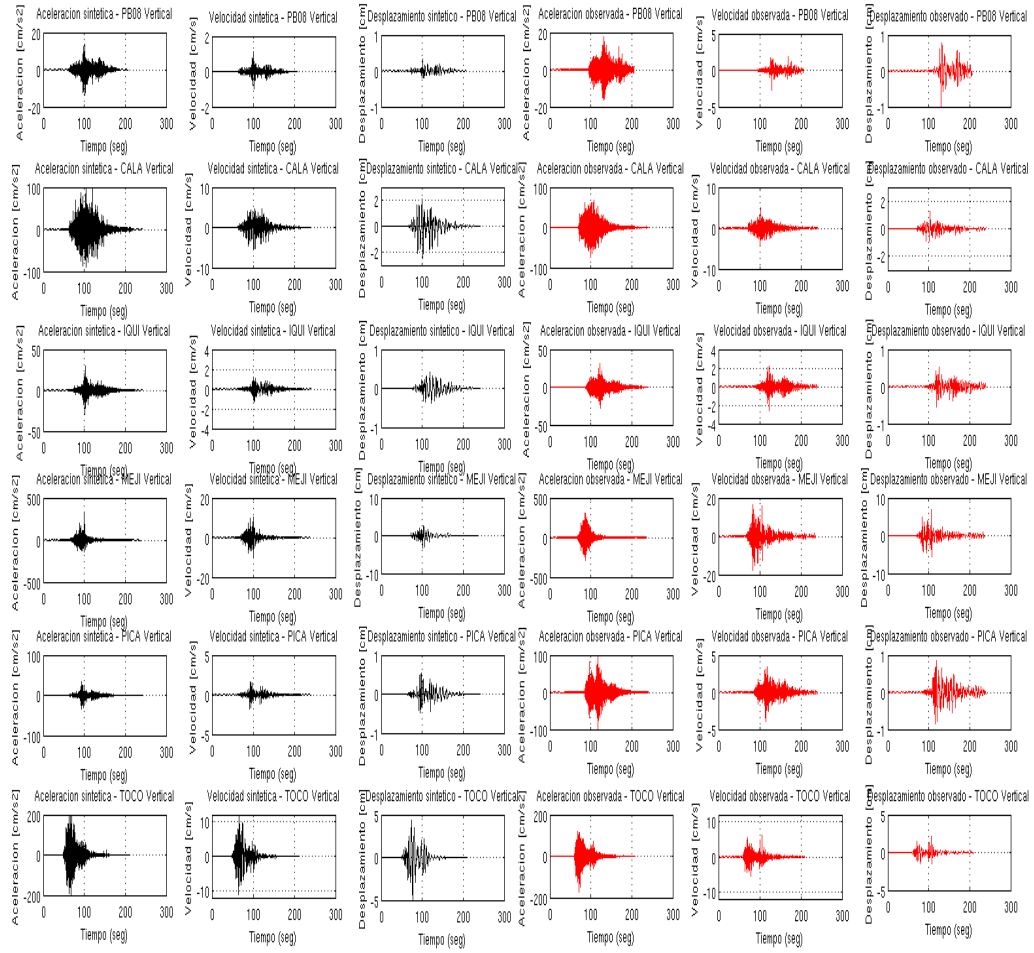


Figura C.29: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente vertical.

C.3. Simulación para modelo de dos fuentes puntuales

C.3.1. Simulación para tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), considerando ondas P, SV y SH, y un modelo $\omega^{-1,5}$, filtrada entre 0.1-20 [Hz].

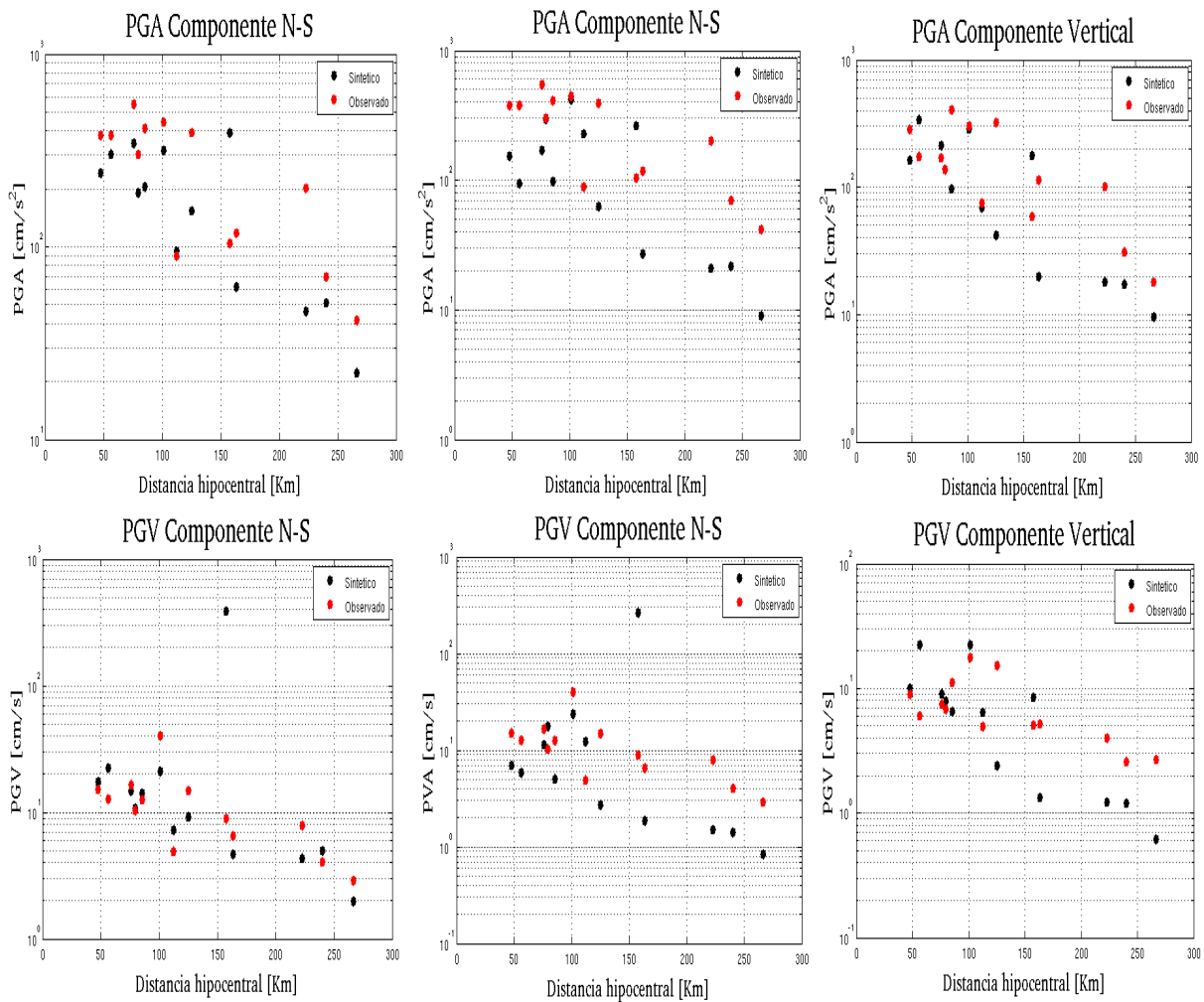


Figura C.30: Comparación de PGA y PGV para modelo de dos fuentes puntuales en componente Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.

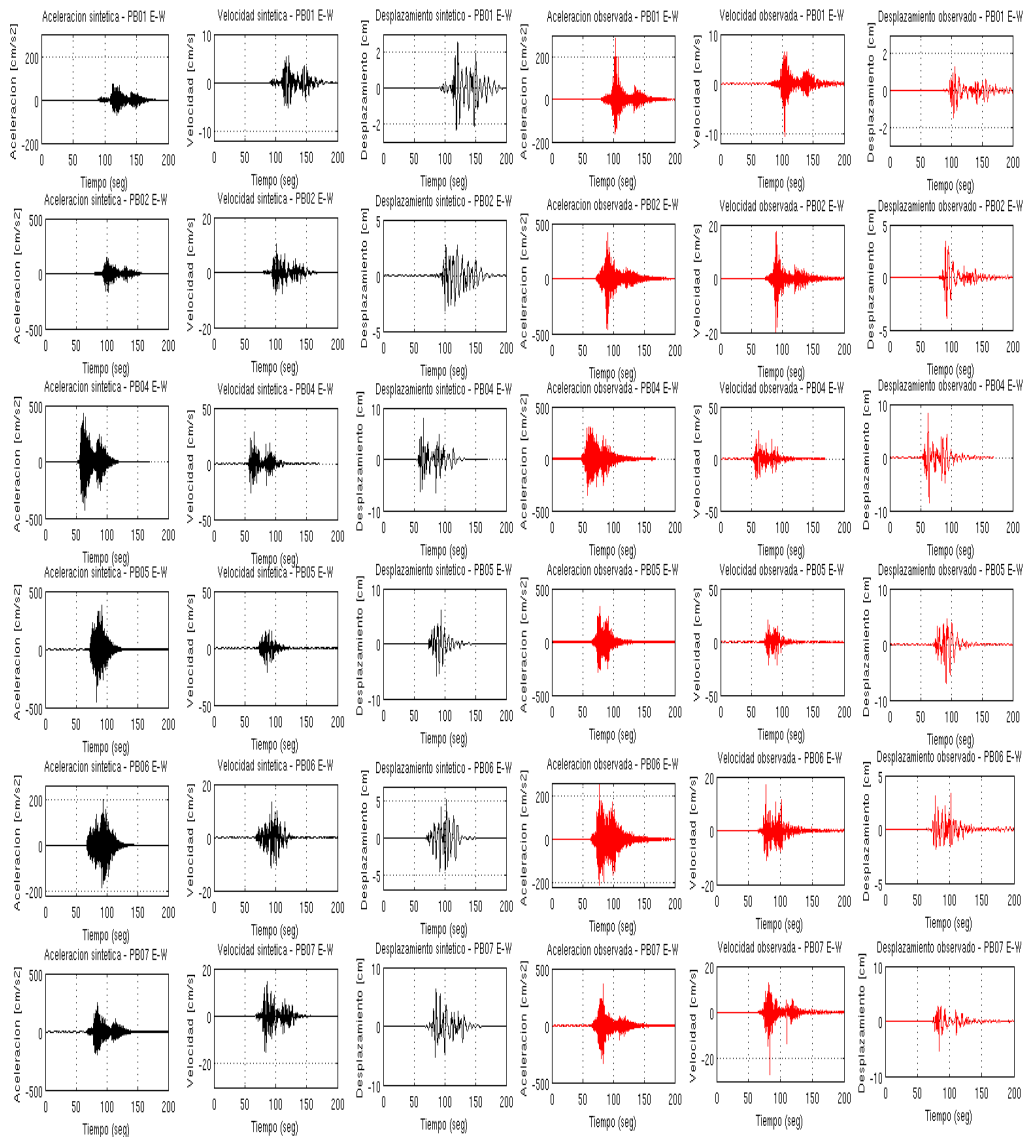


Figura C.31: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.

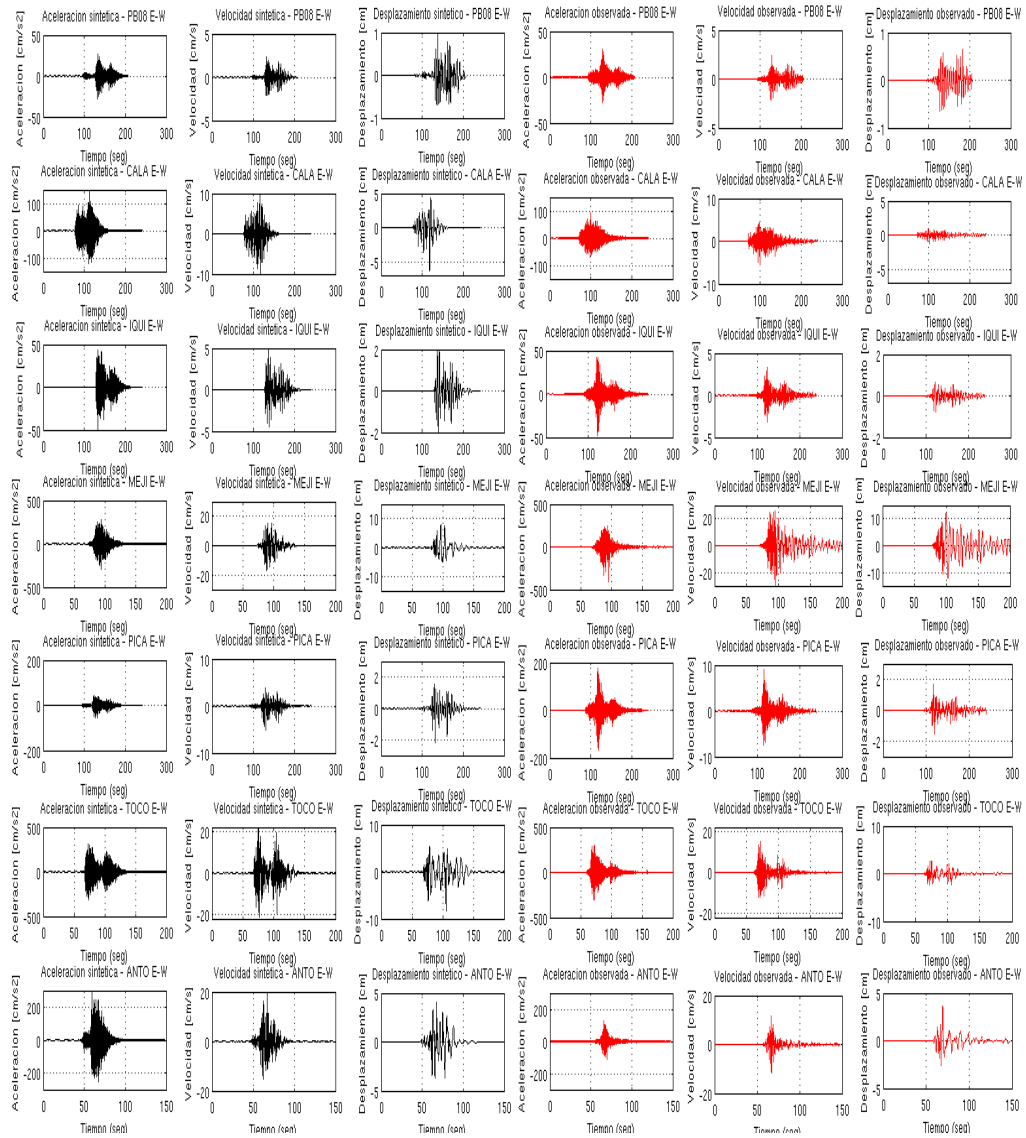


Figura C.32: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.

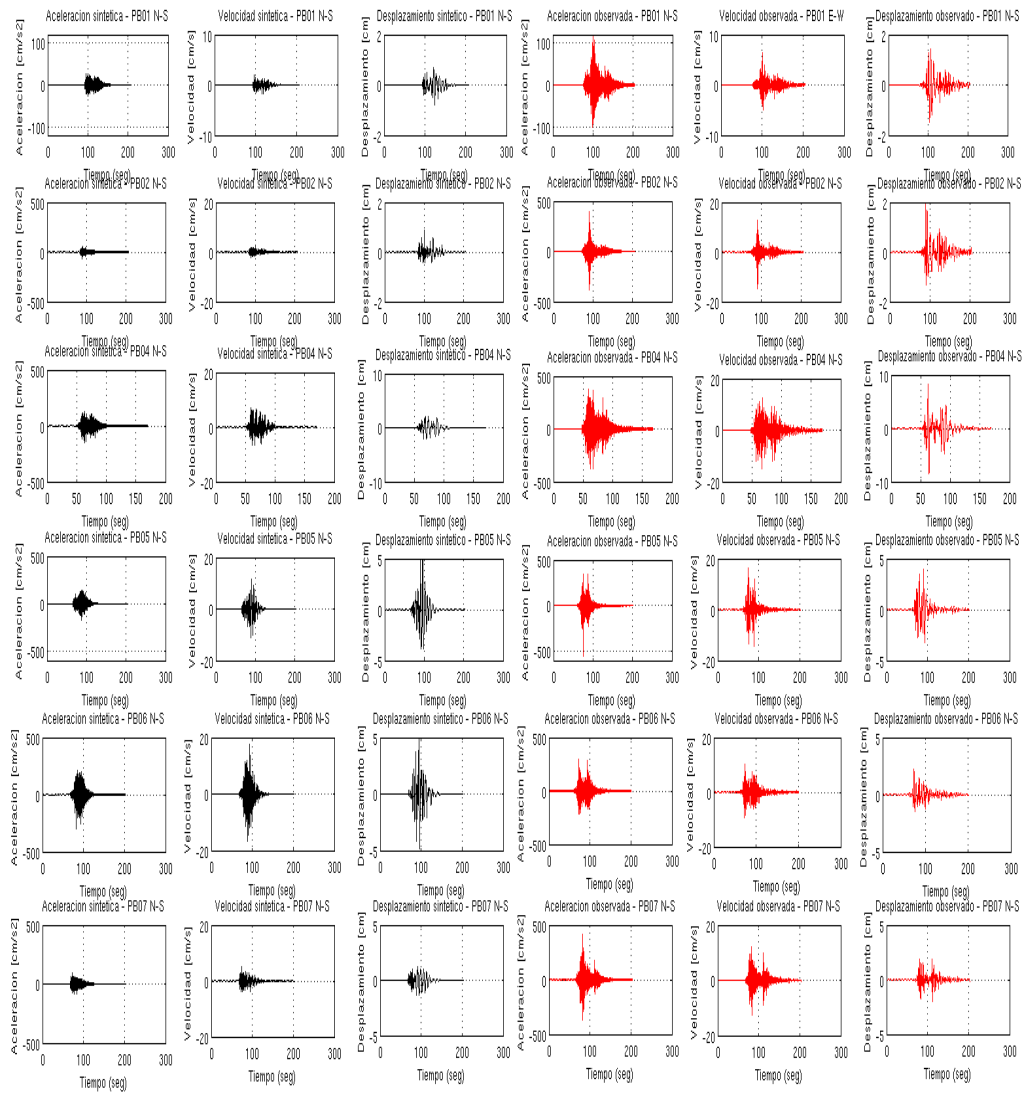


Figura C.33: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.

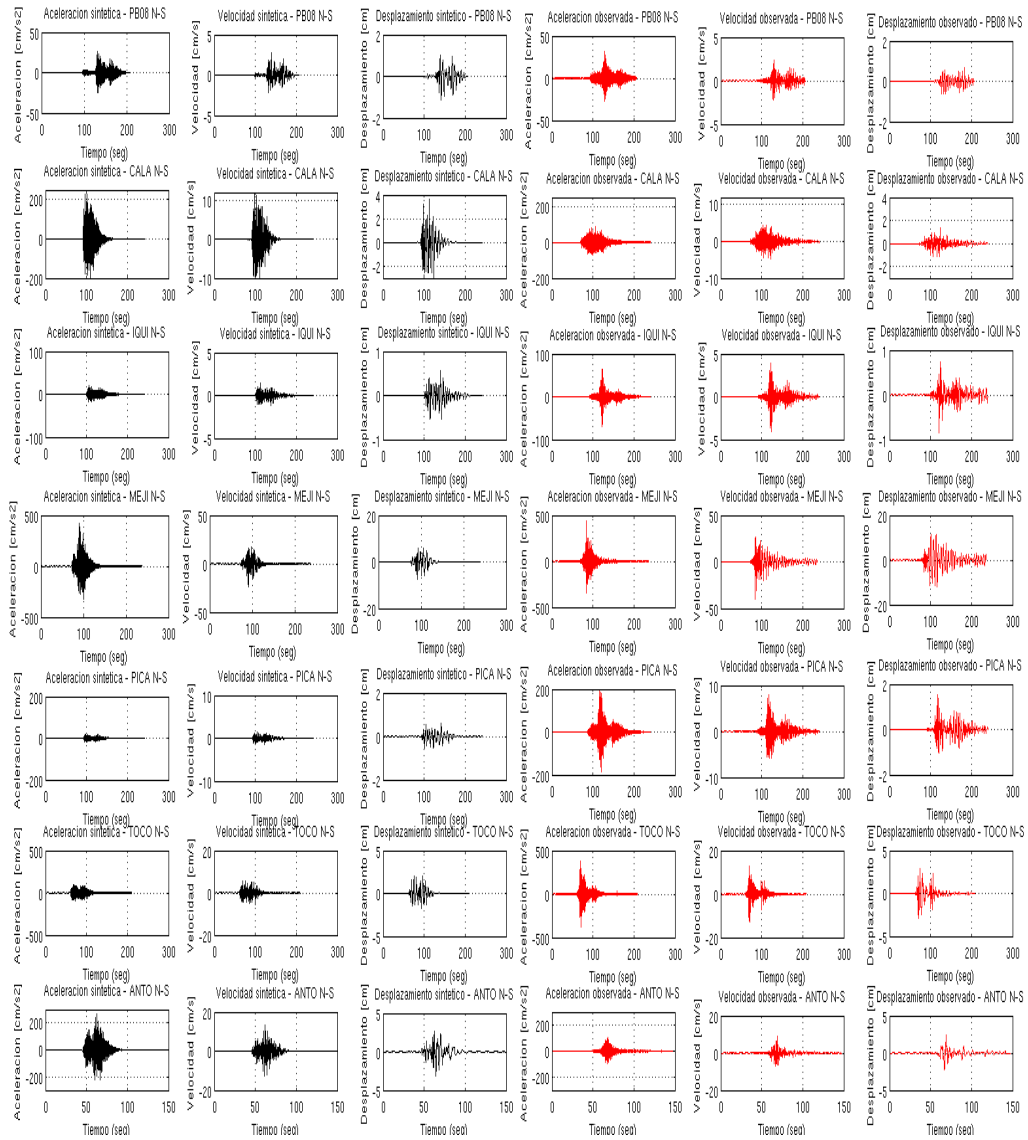


Figura C.34: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.

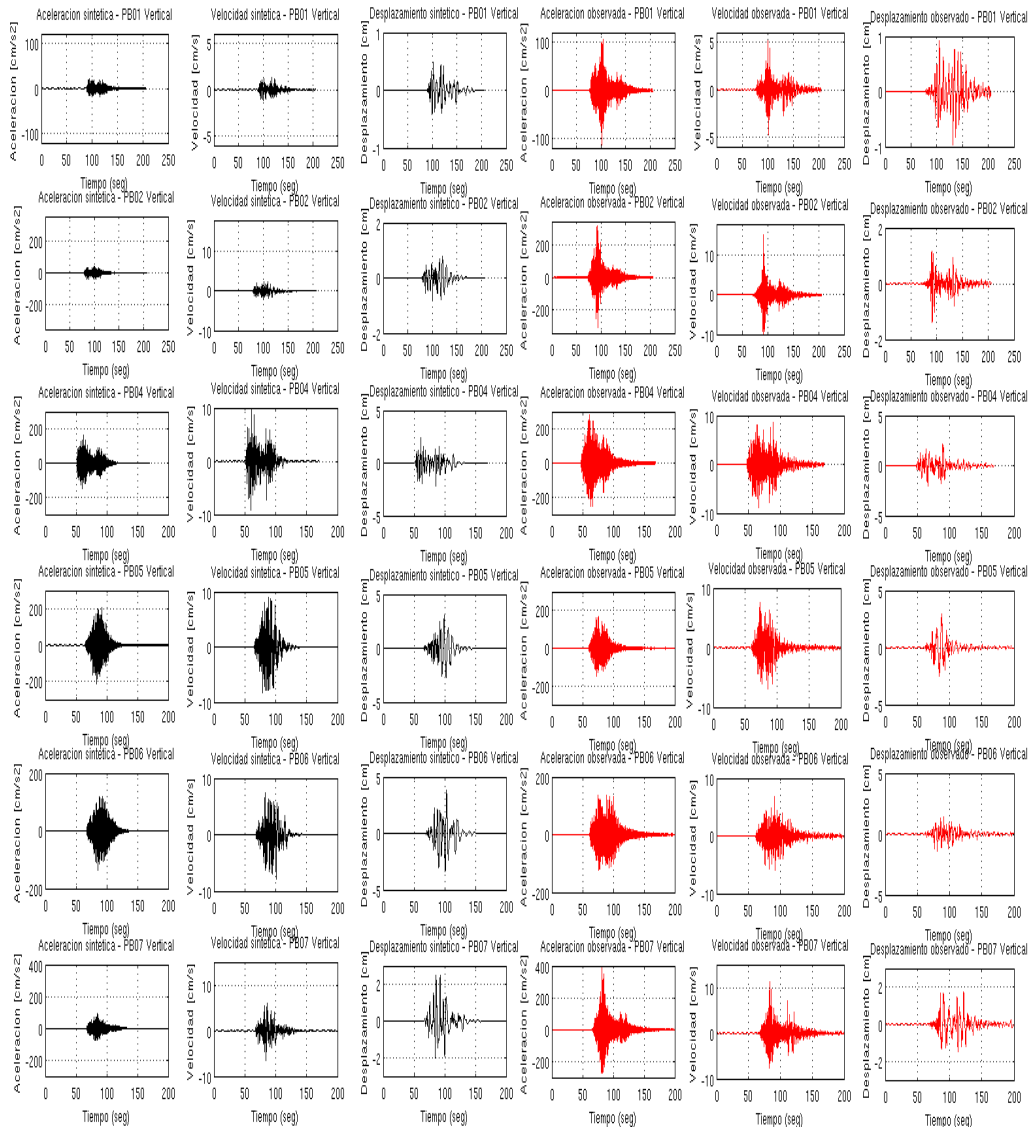


Figura C.35: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.

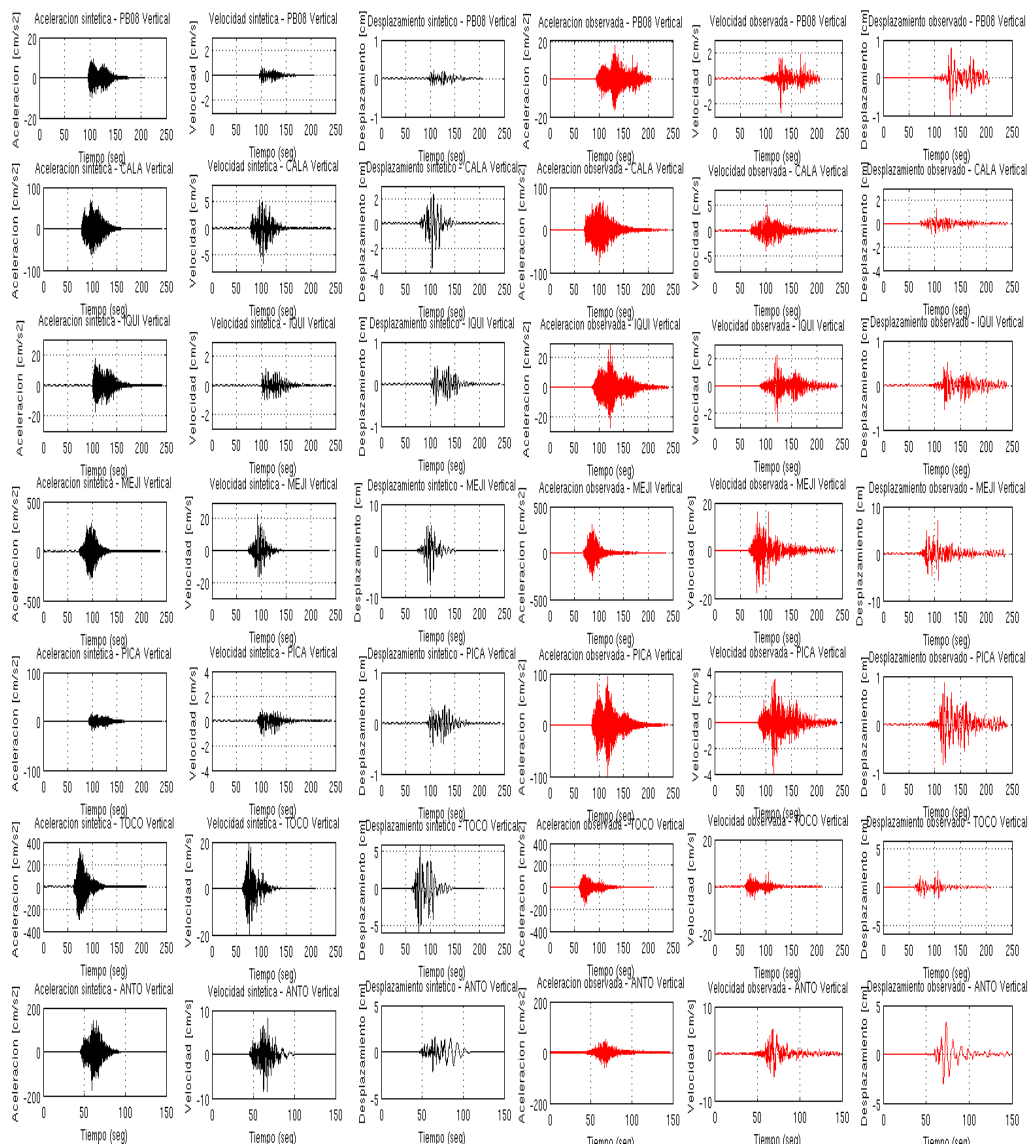


Figura C.36: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente vertical.

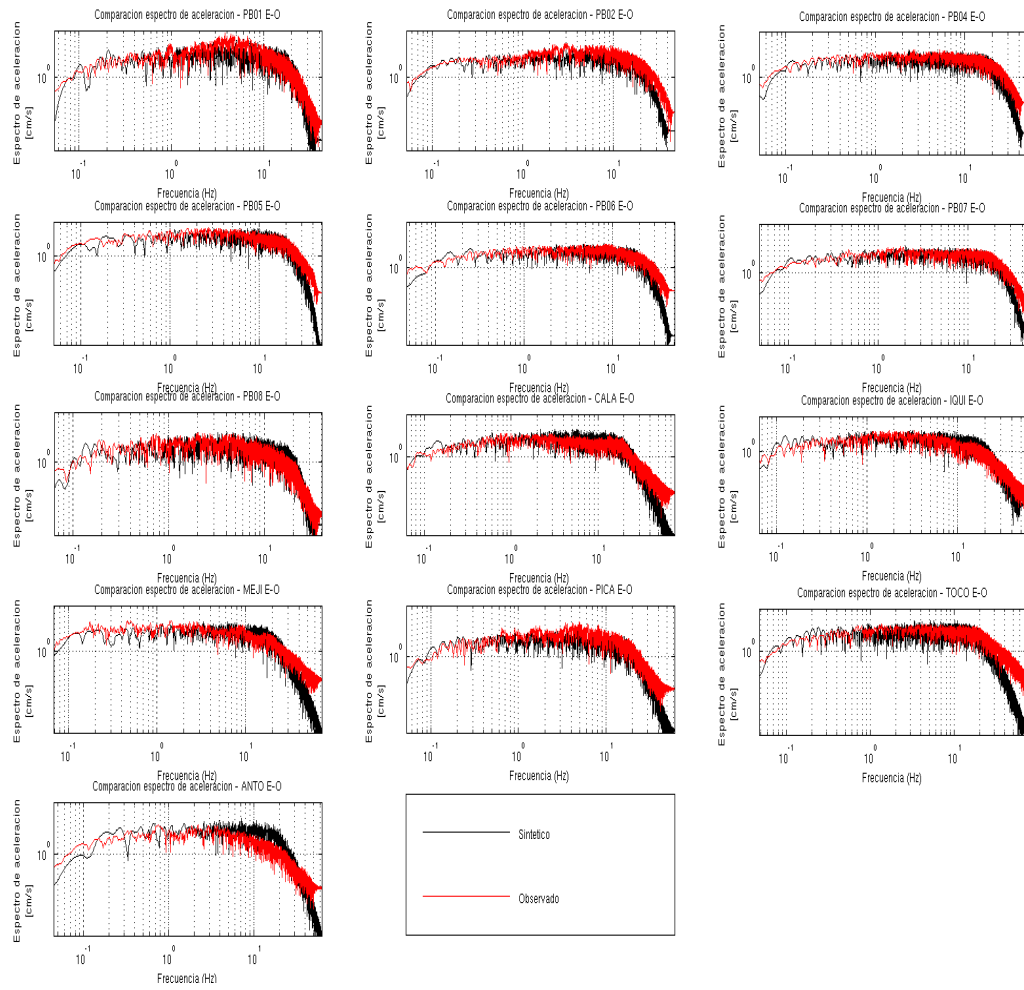


Figura C.37: Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales en componente Este-Oeste. Escala Log-Log

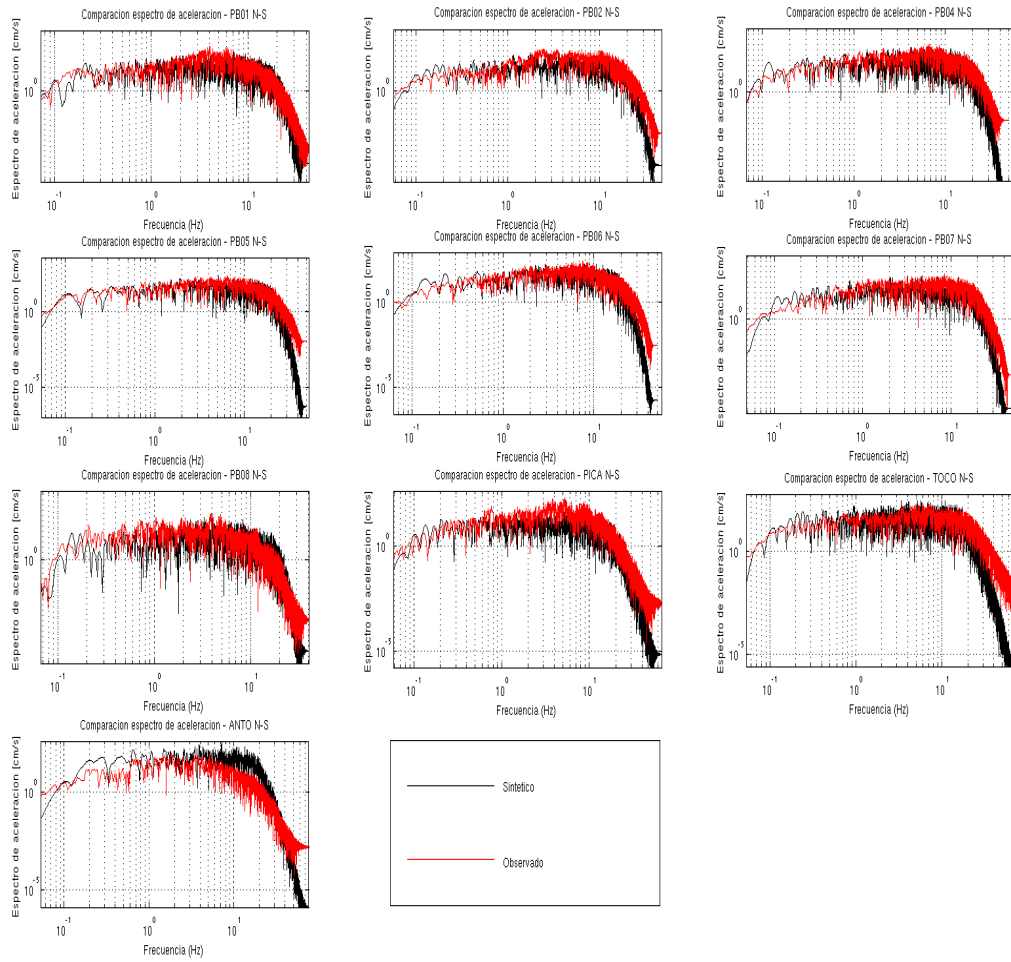
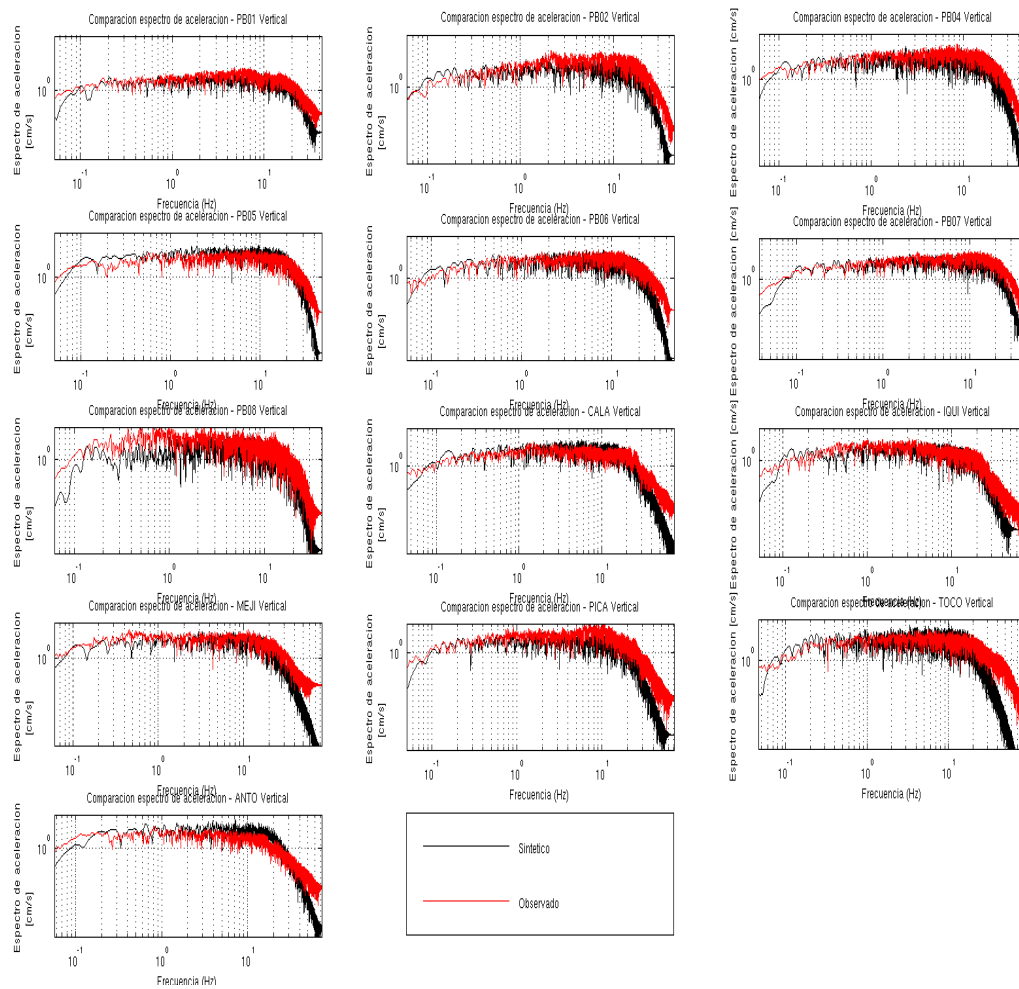


Figura C.38: Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales en componente Norte-Sur. Escala Log-Log.



Comparación de espectros de de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de desplazamiento sintético (negro) para componente vertical. Escala Log-Log.

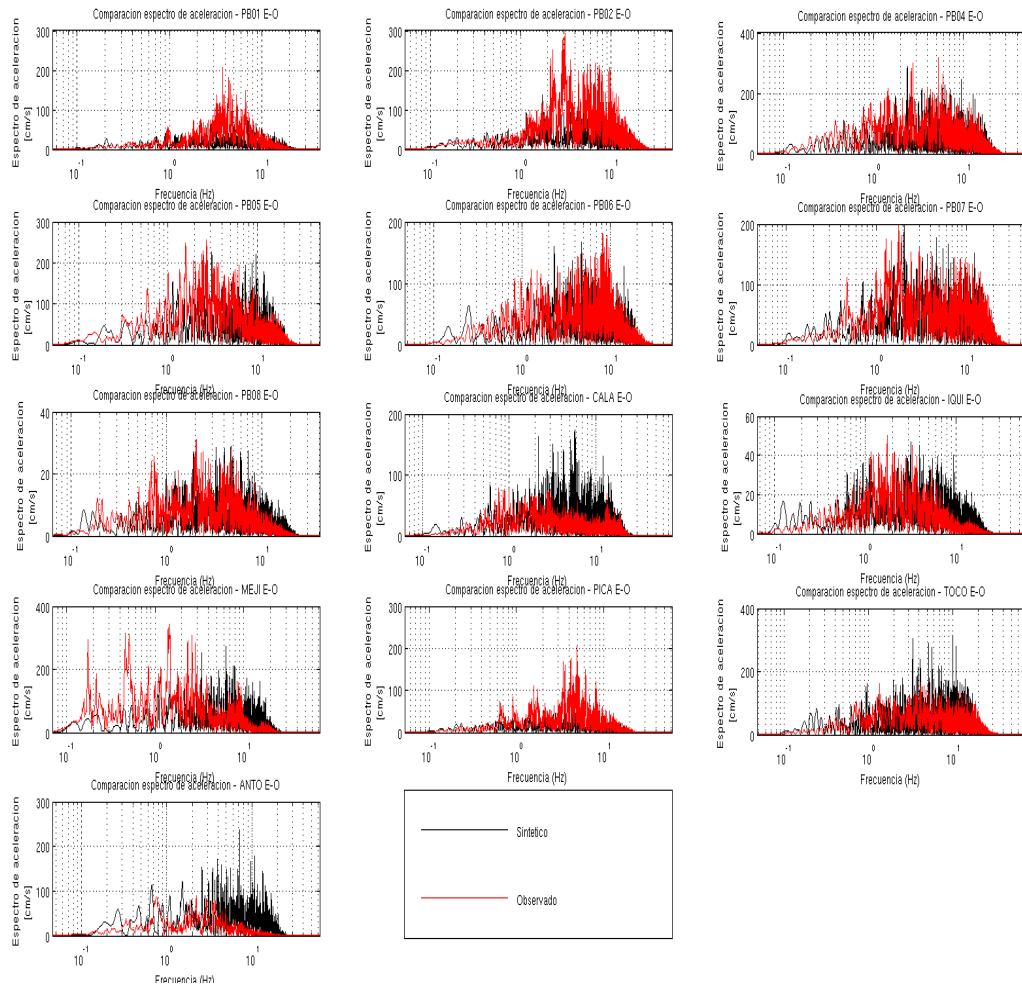


Figura C.39: Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Escala lineal

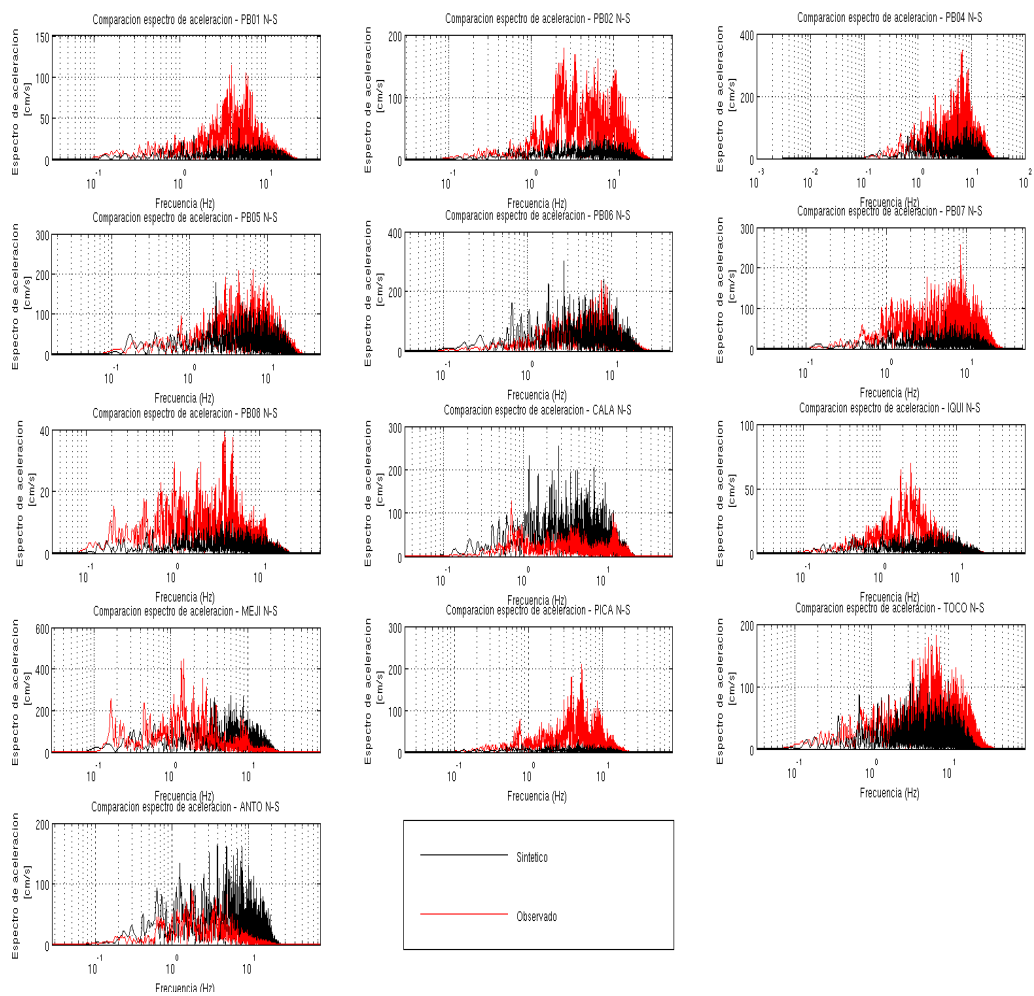


Figura C.40: Comparación de espectros de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales para componente Norte-Sur. Escala lineal

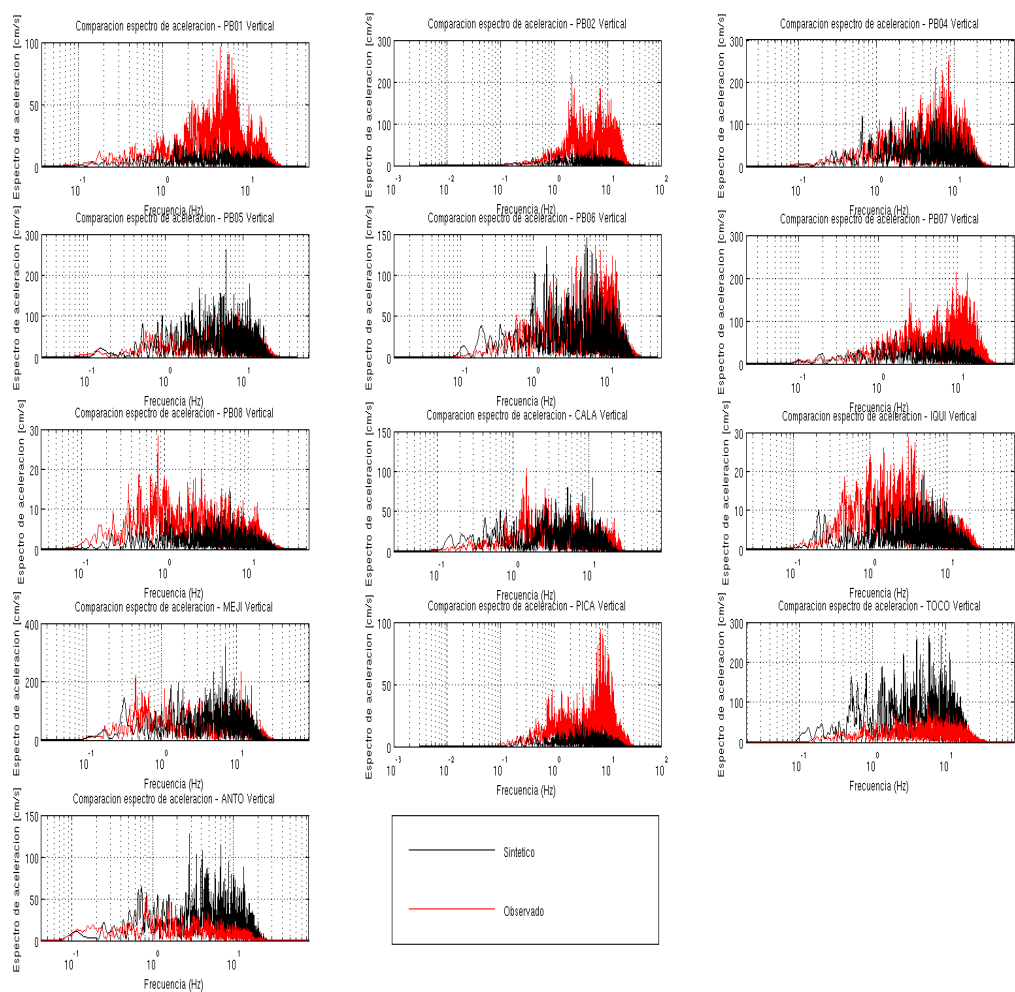


Figura C.41: Comparación de espectros de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de desplazamiento sintético (negro) para un modelo de dos fuentes puntuales para componente vertical. Escala lineal

C.4. Simulaciones de Fuente Finita

C.4.1. Simulación considerando formulación propuesta por Motazedian & Atkinson, (2005) (Sección 4.7), filtrada entre 0.1-20 [Hz].

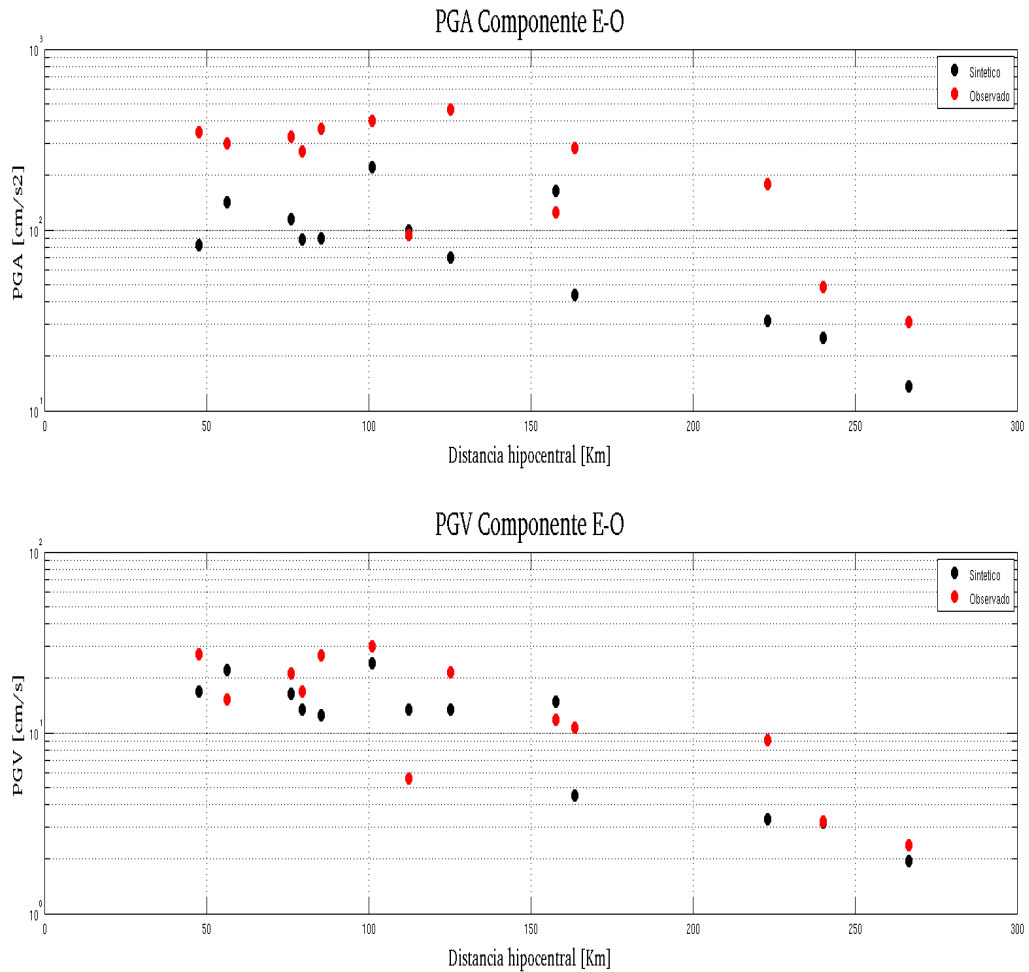


Figura C.42: Comparación de PGA y PGV componente Este-Oeste

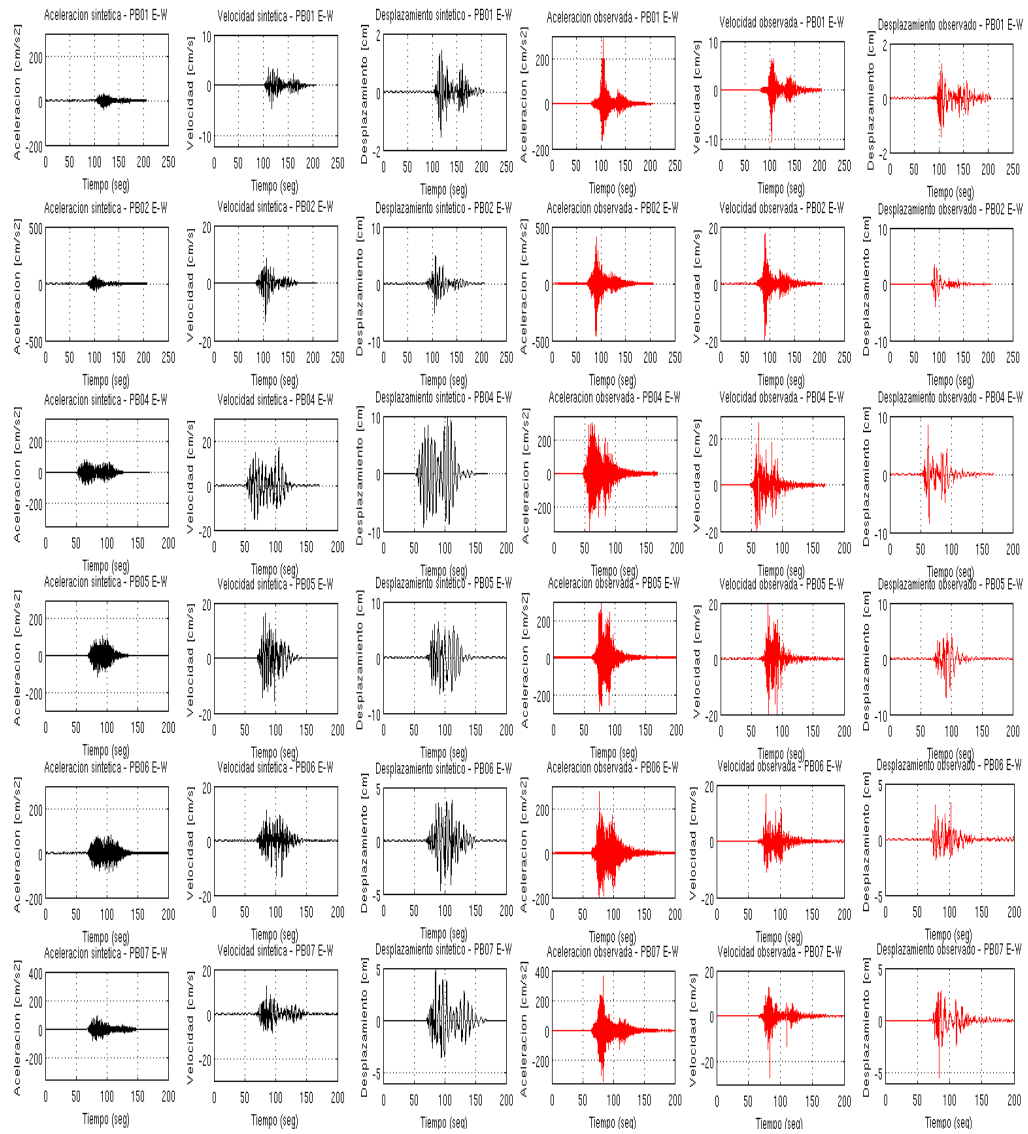


Figura C.43: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.

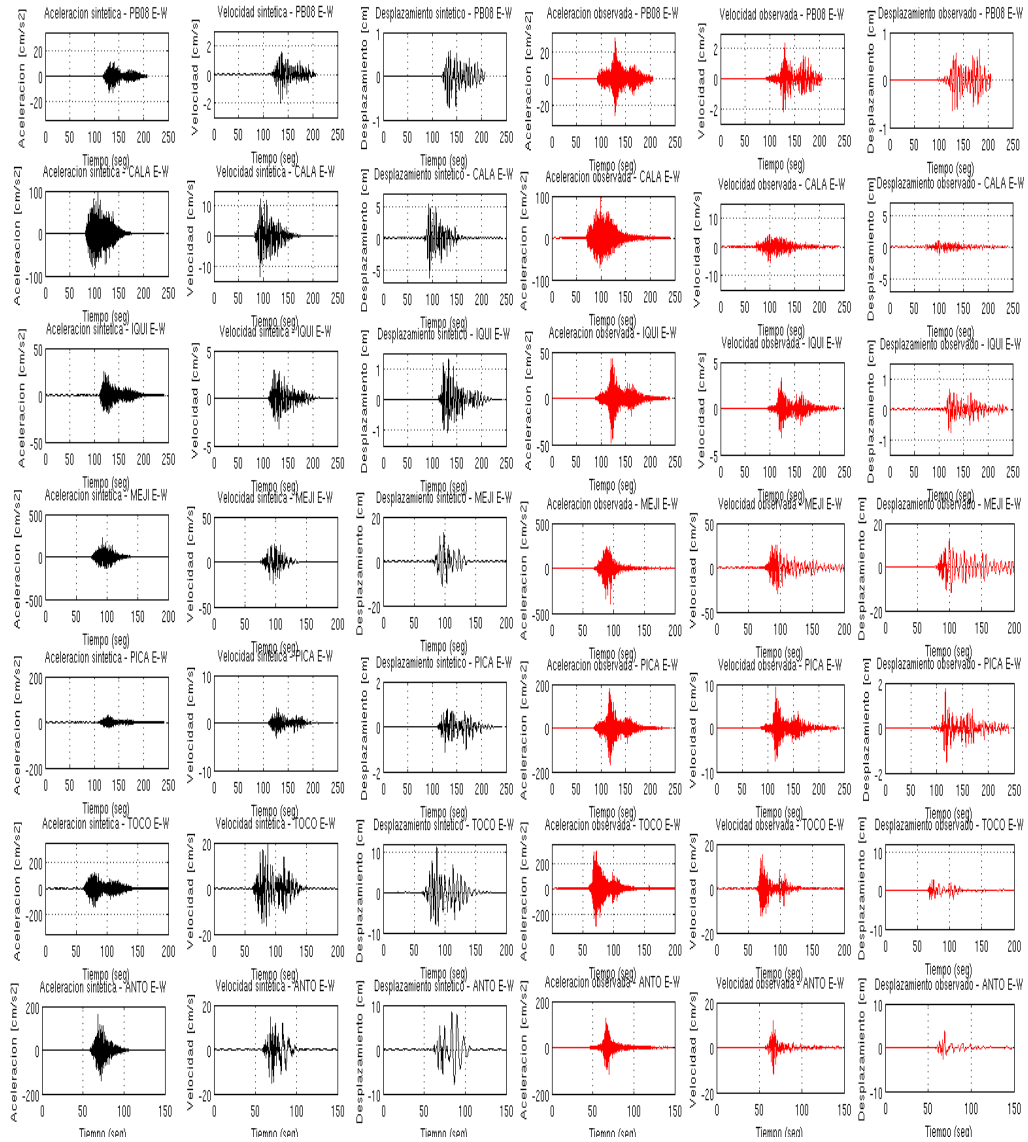


Figura C.44: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente E-W.

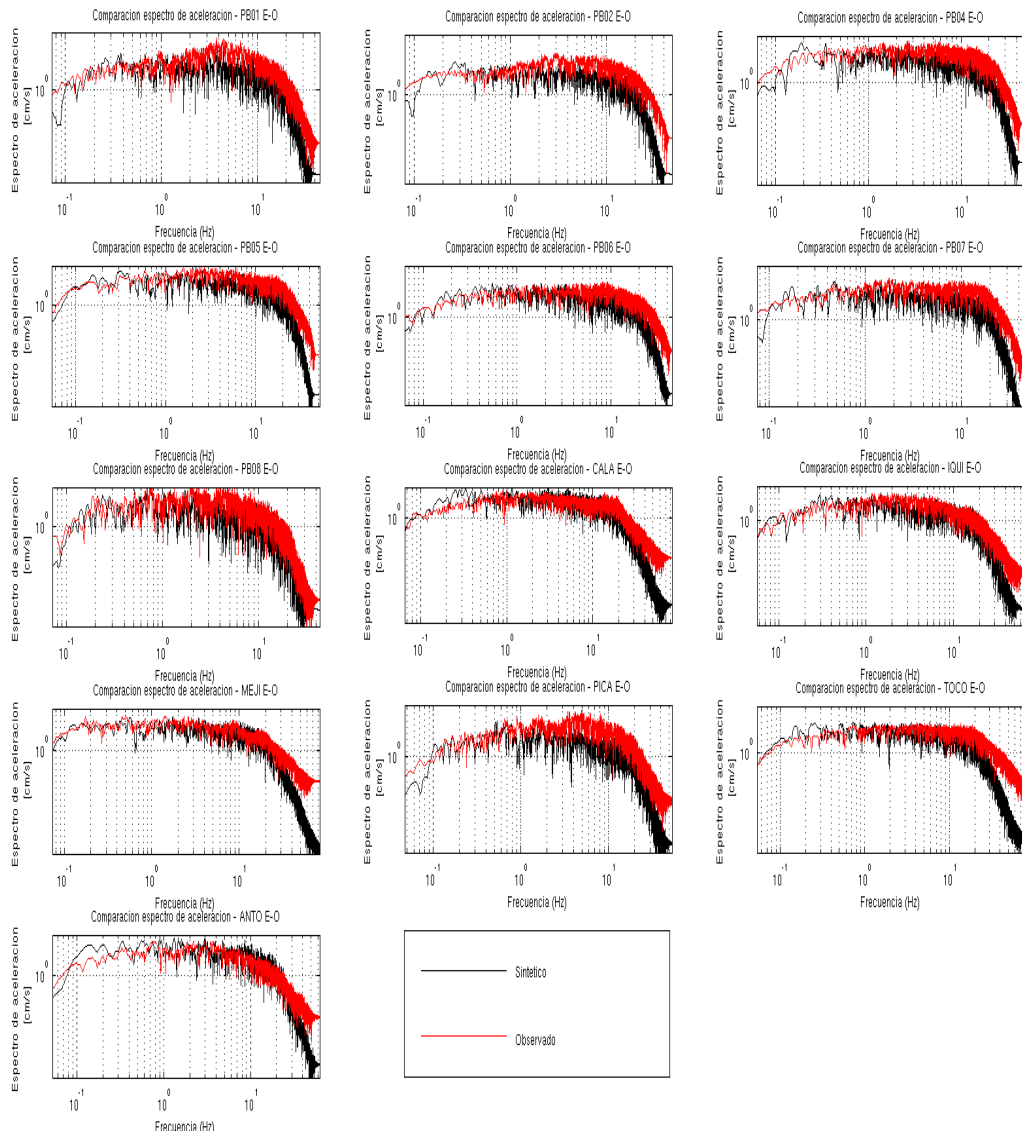


Figura C.45: Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste en escala Log-Log.

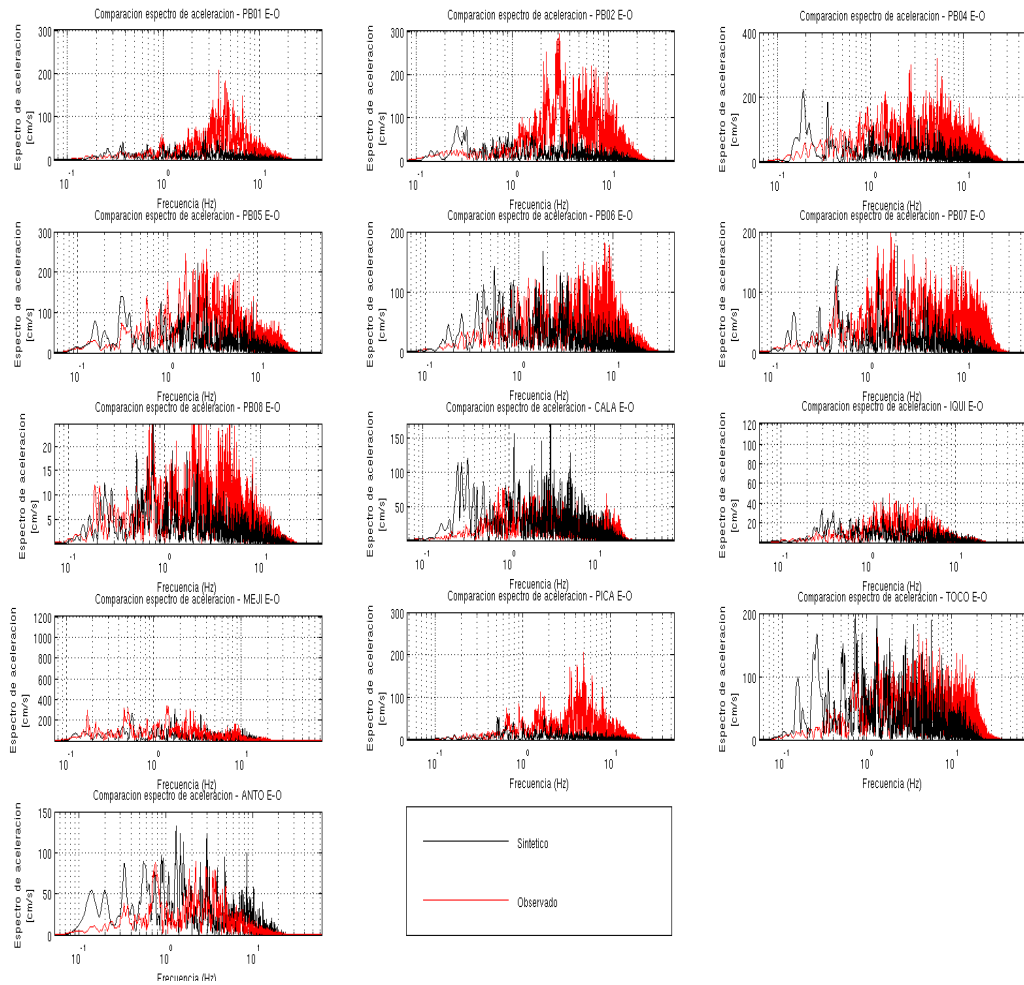


Figura C.46: Comparación de espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste en escala Lin-Log.

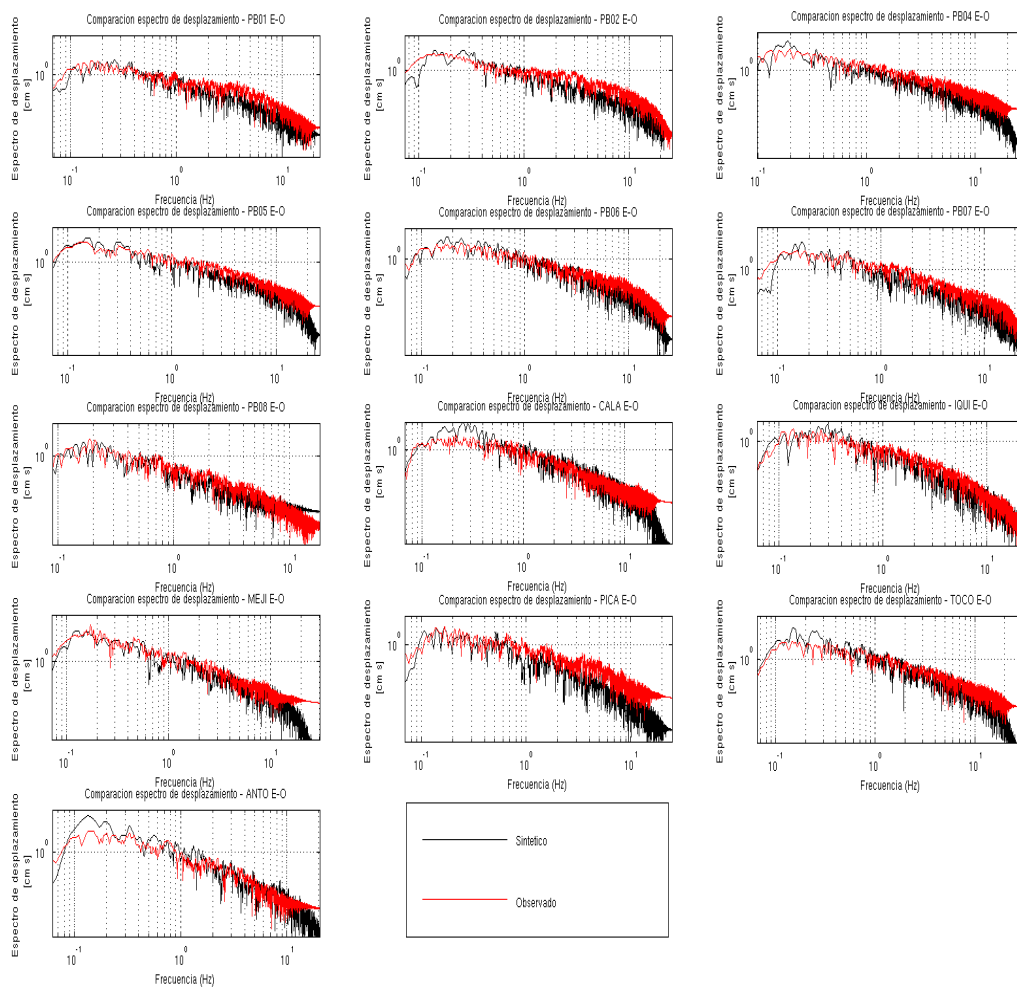


Figura C.47: Comparación espectros de Fourier de desplazamiento observado (rojo) con espectro de desplazamiento sintético (negro) para componente Este-Oeste.

C.4.2. Simulación para modelo b) de falla finita, el cual consideranda rayos sísmicos propagándose por un medio homogéneo (sección 4.7), filtrada entre 0.1-20 [Hz].

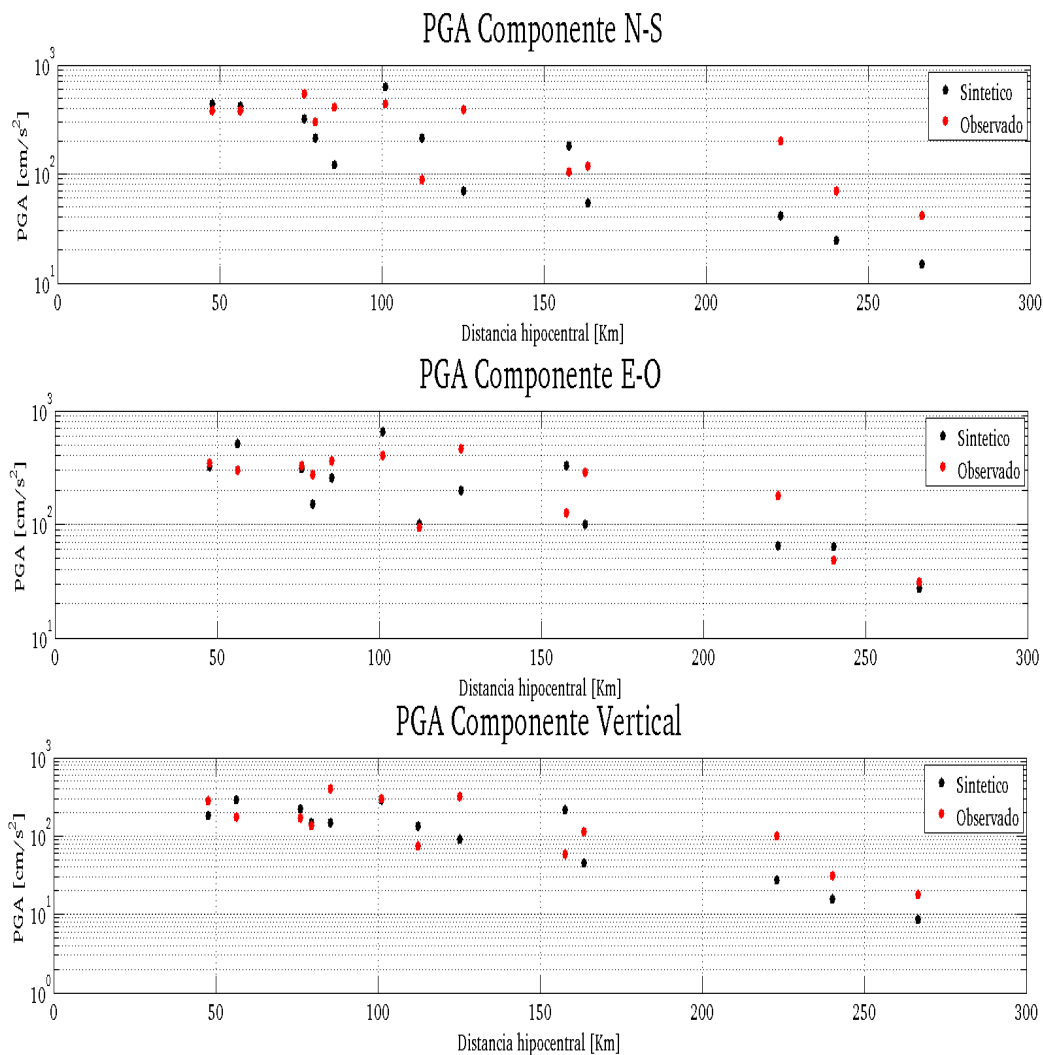


Figura C.48: Comparación de PGA observado (rojo) y sintético (negro) para componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.

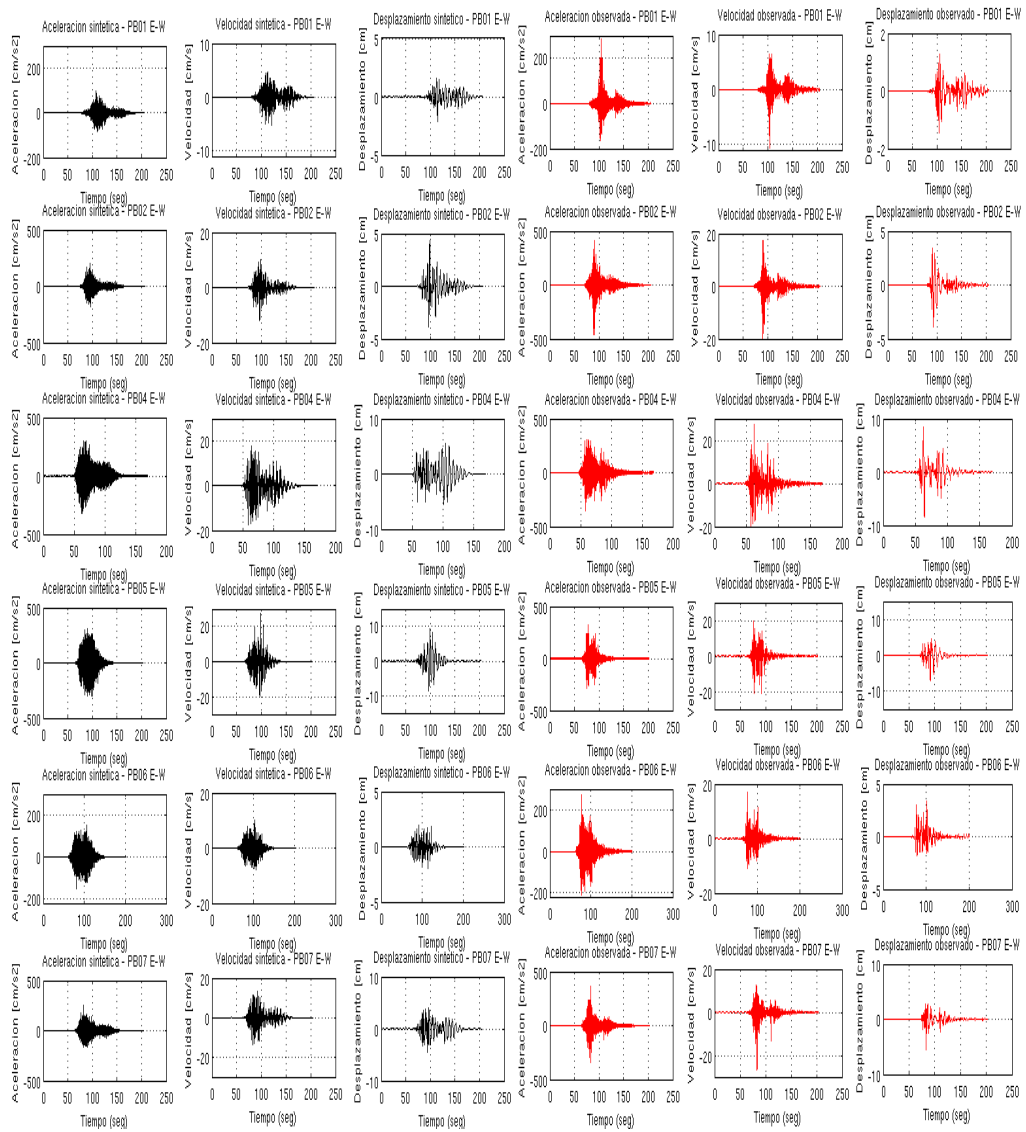


Figura C.49: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.

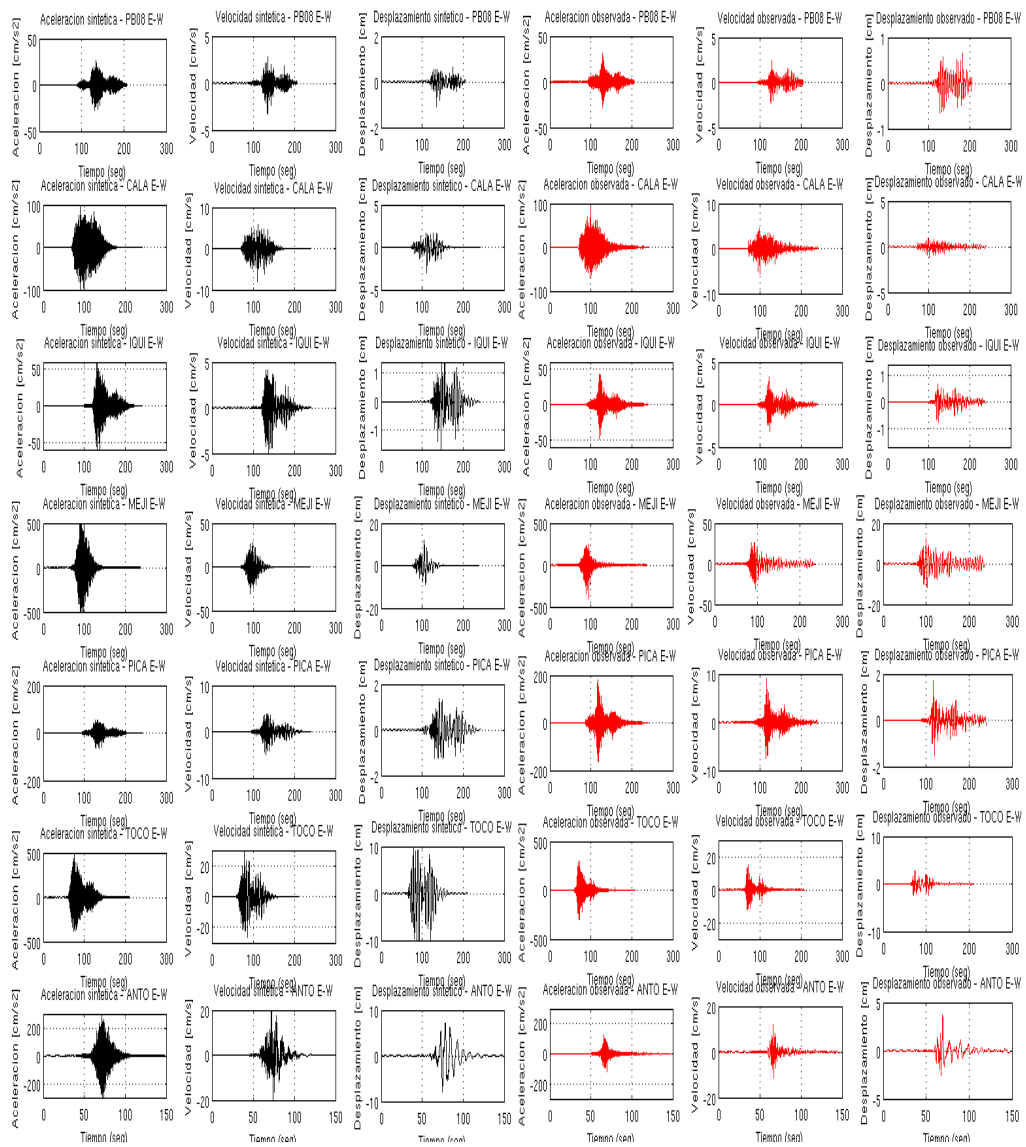


Figura C.50: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S

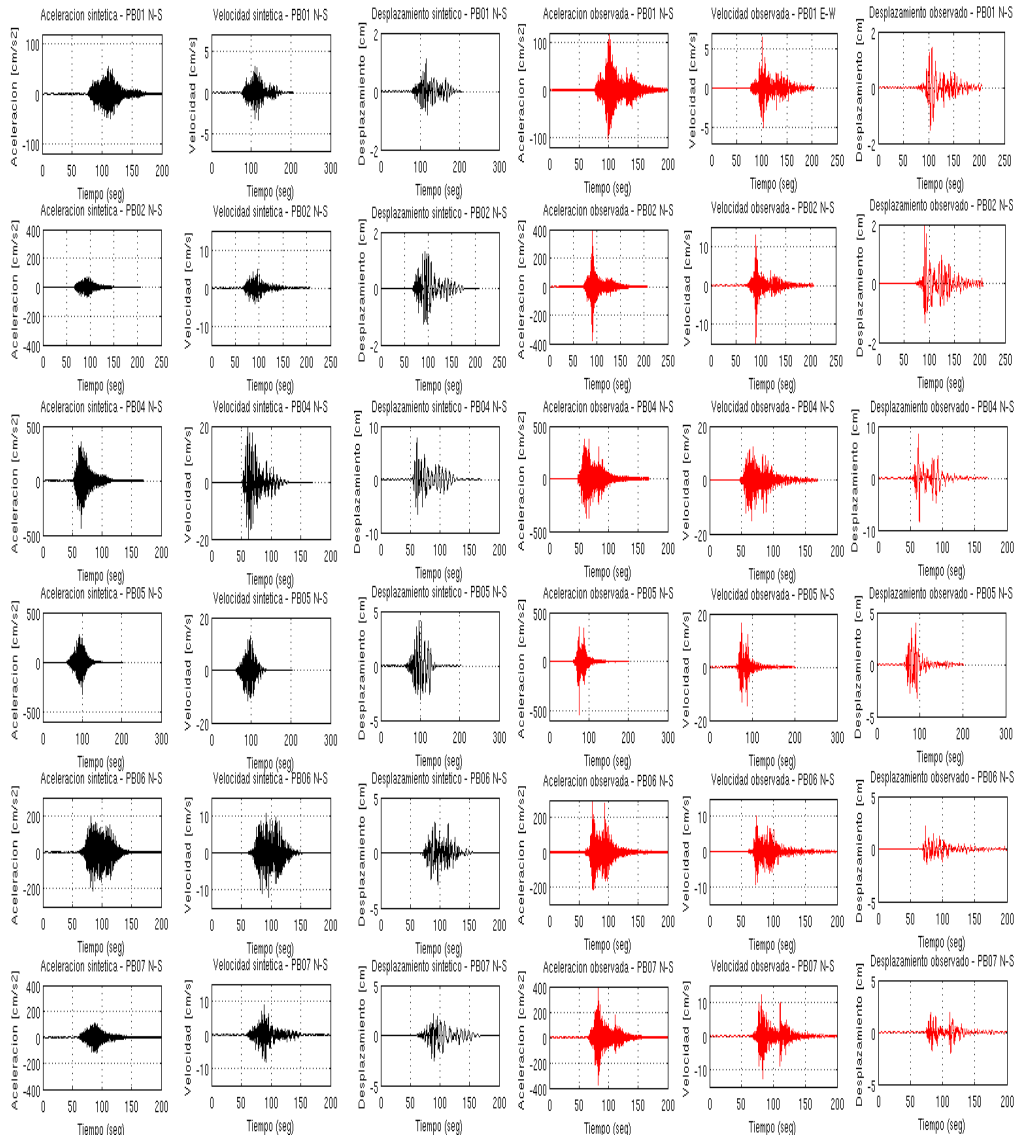


Figura C.51: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.

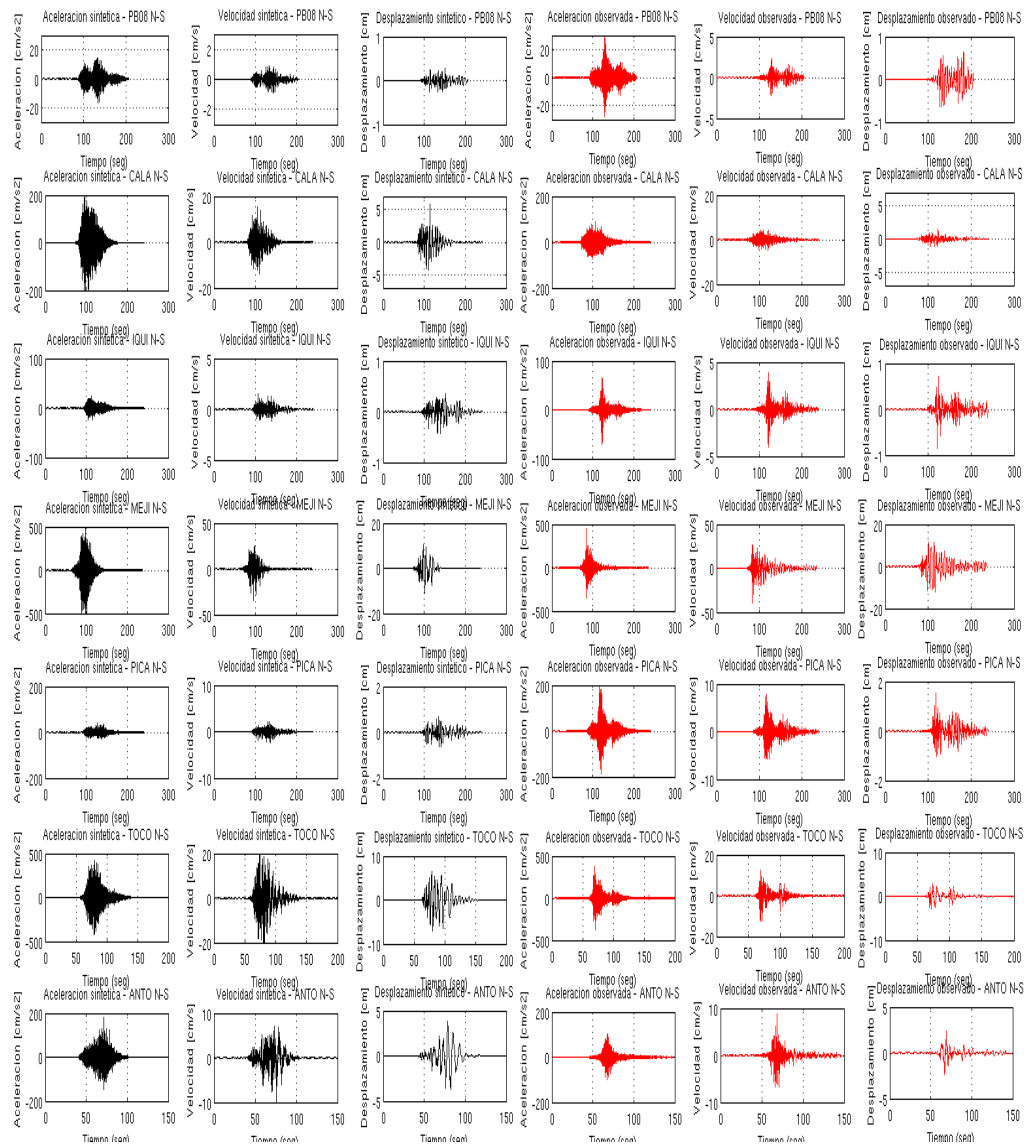


Figura C.52: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente N-S.

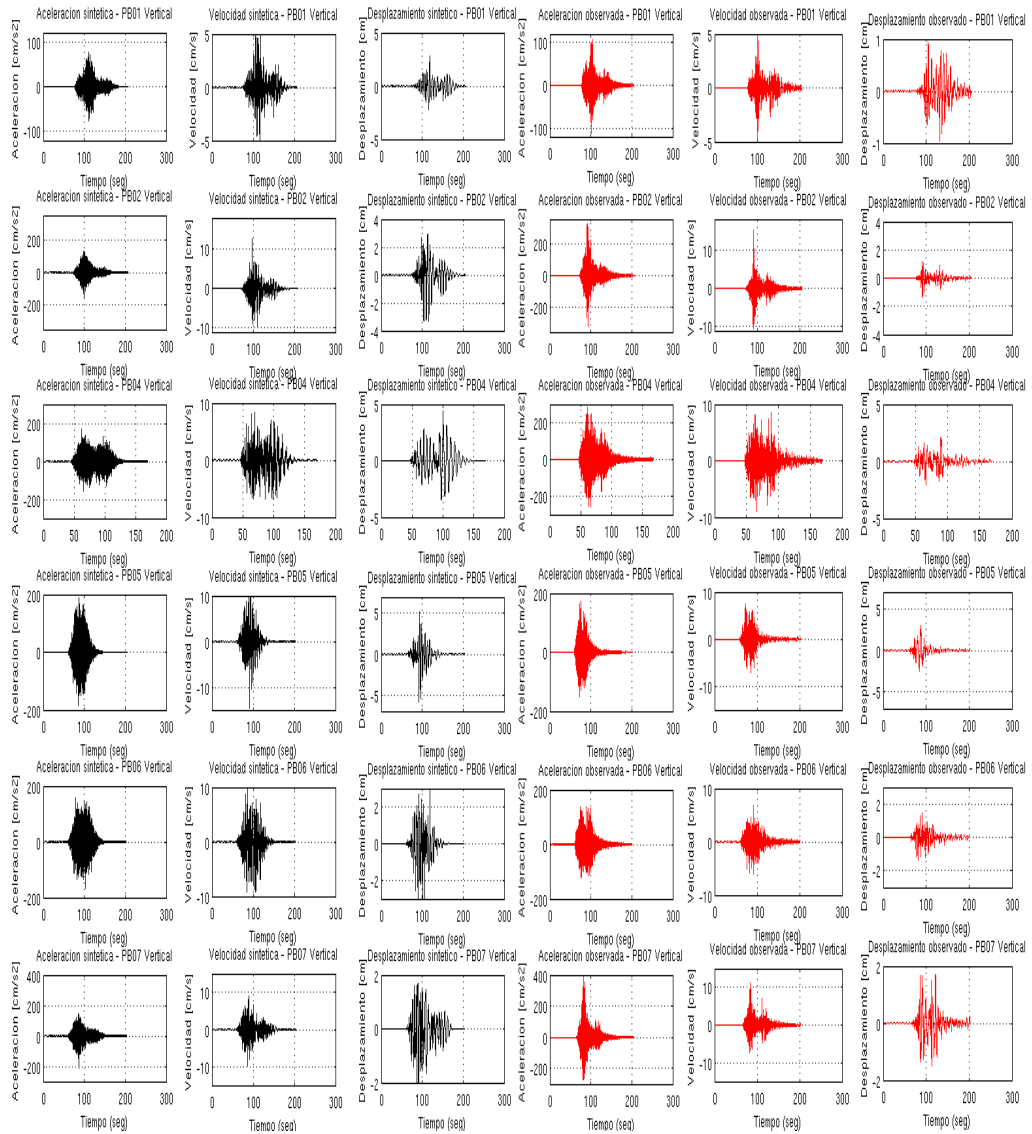


Figura C.53: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.

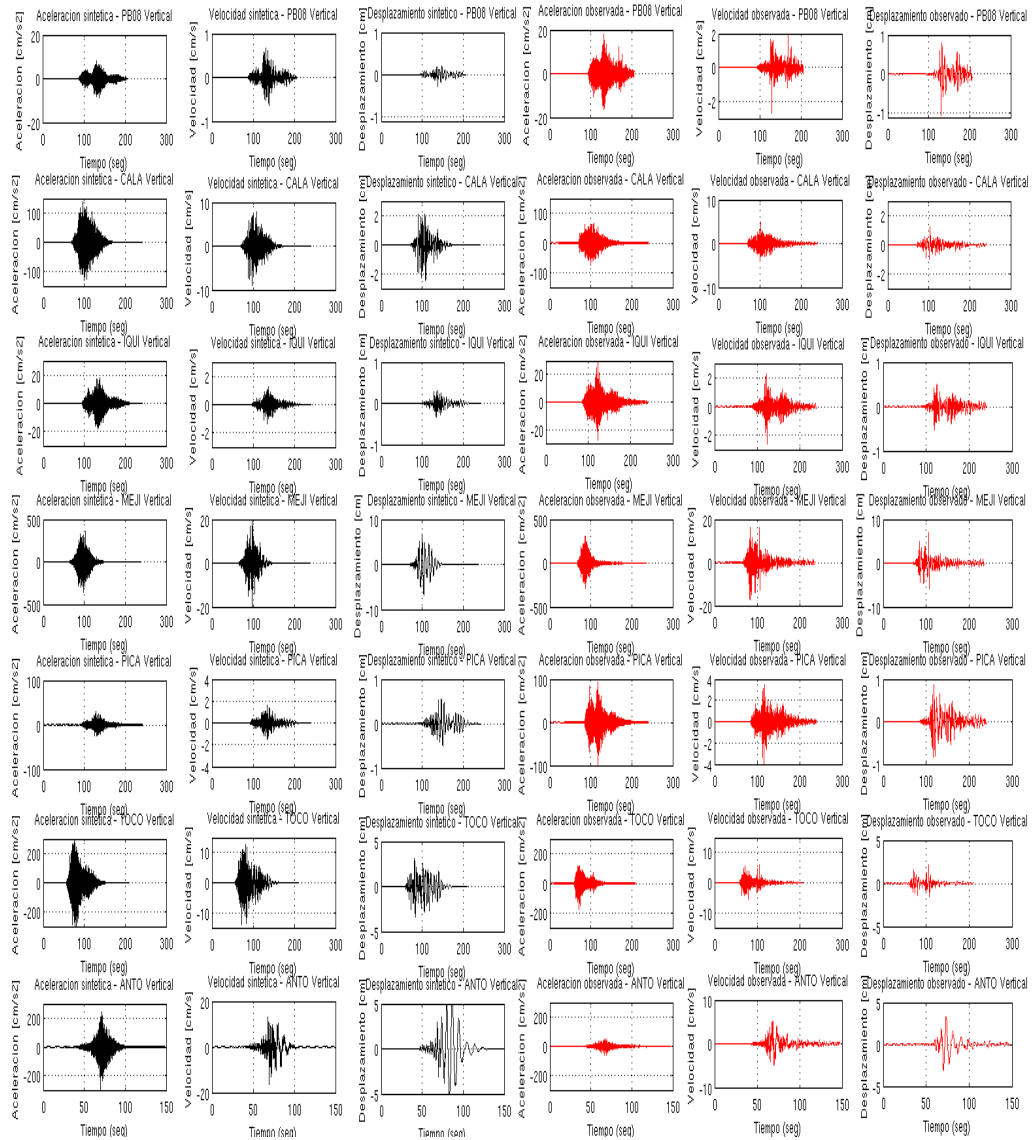


Figura C.54: Comparación registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO en componente vertical.

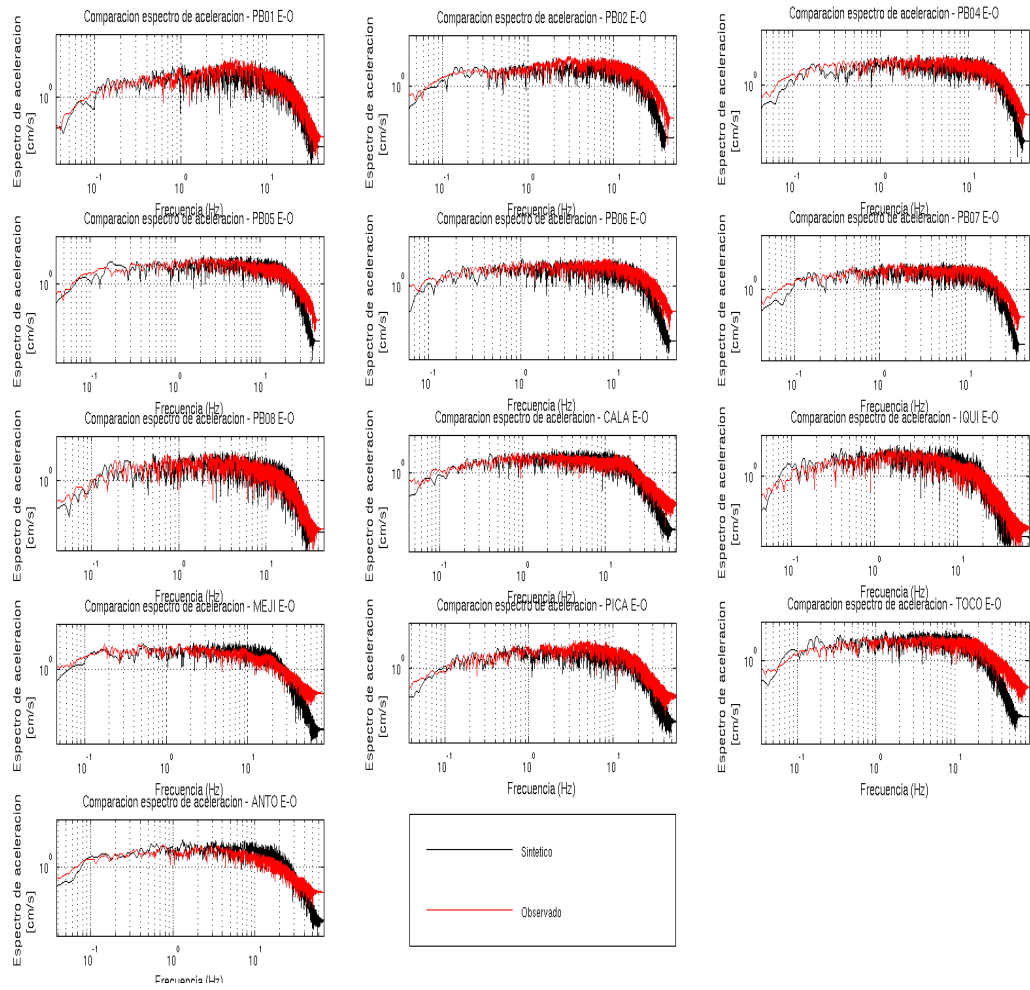


Figura C.55: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando escala Log-Log.

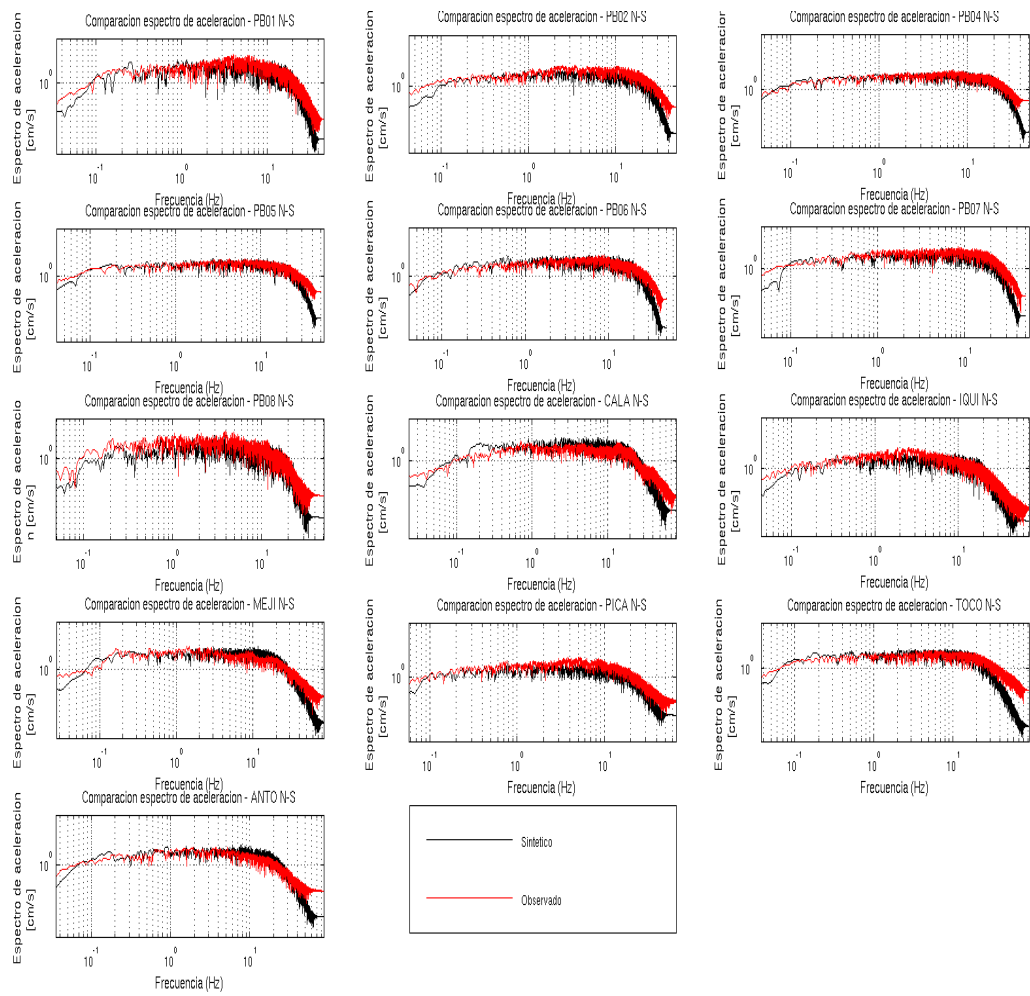


Figura C.56: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando escala Log-Log.

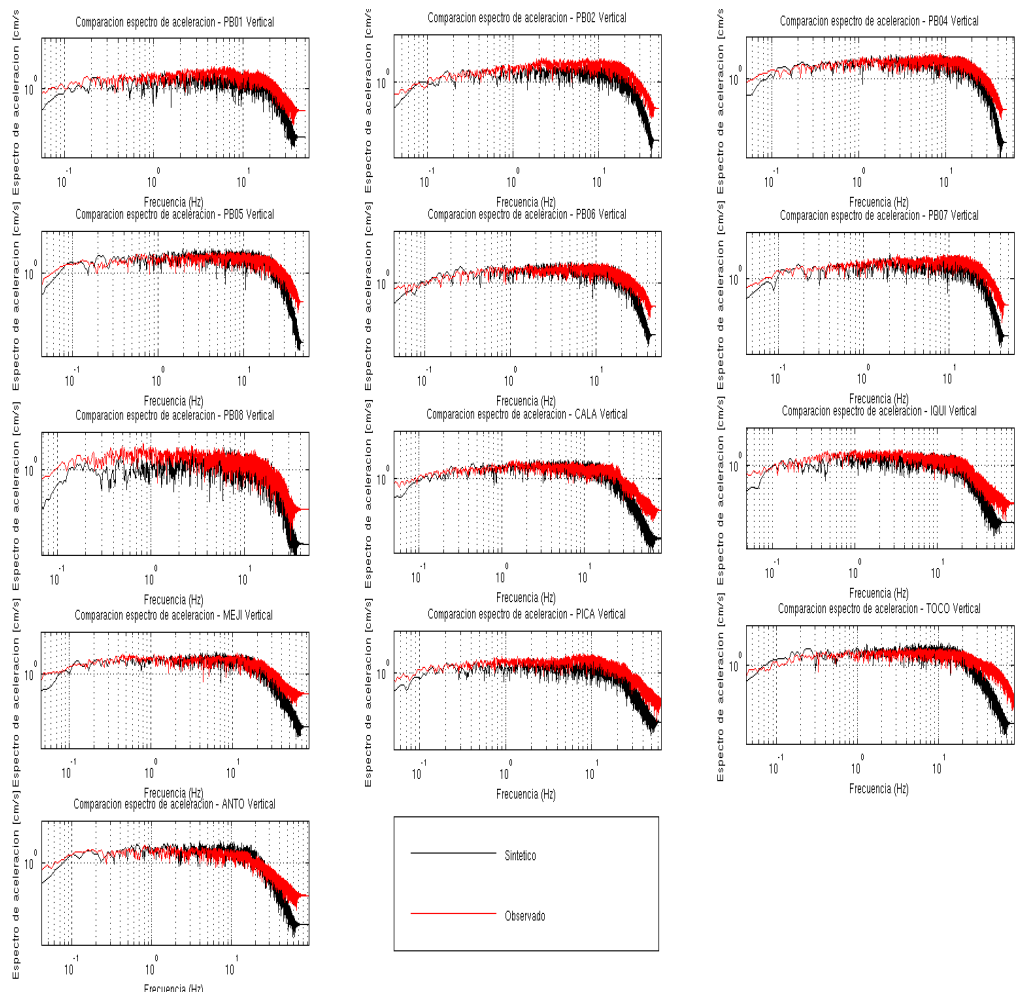


Figura C.57: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando escala Log-Log.

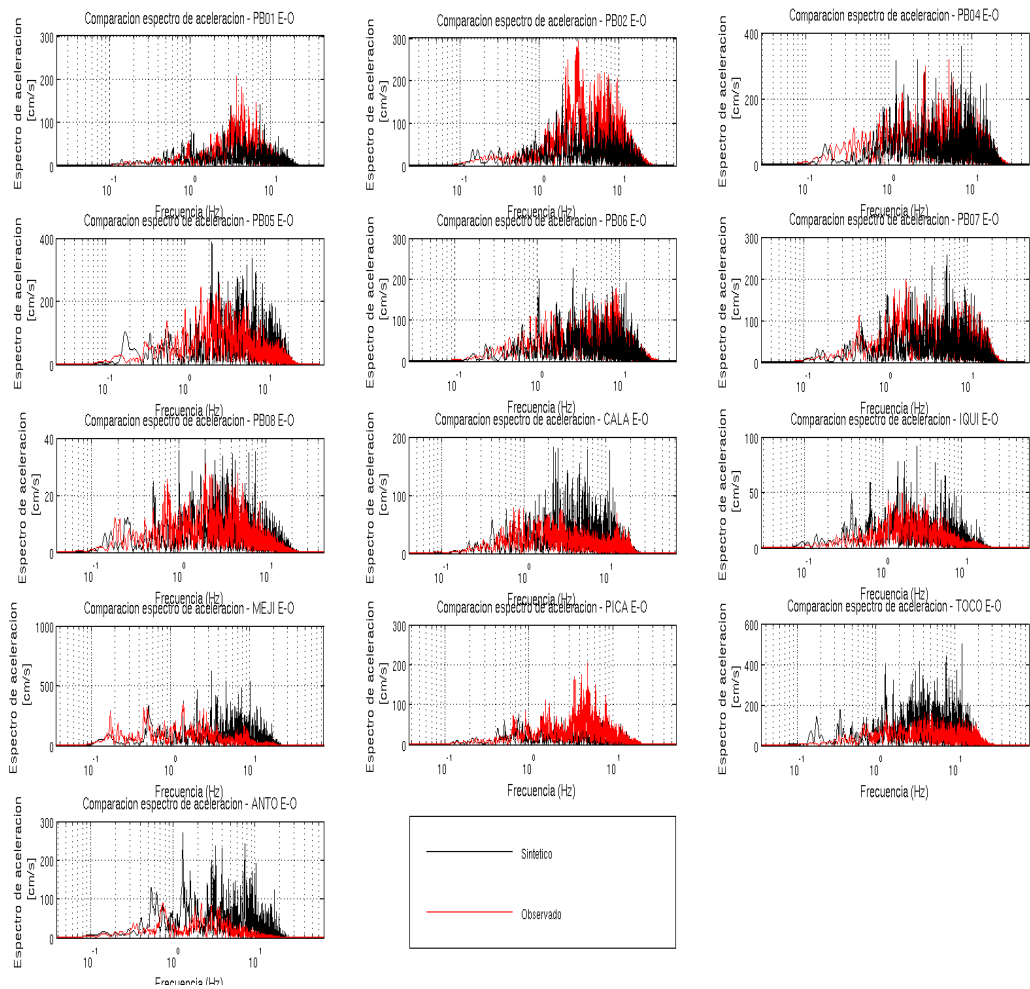


Figura C.58: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando escala Lineal-Log.

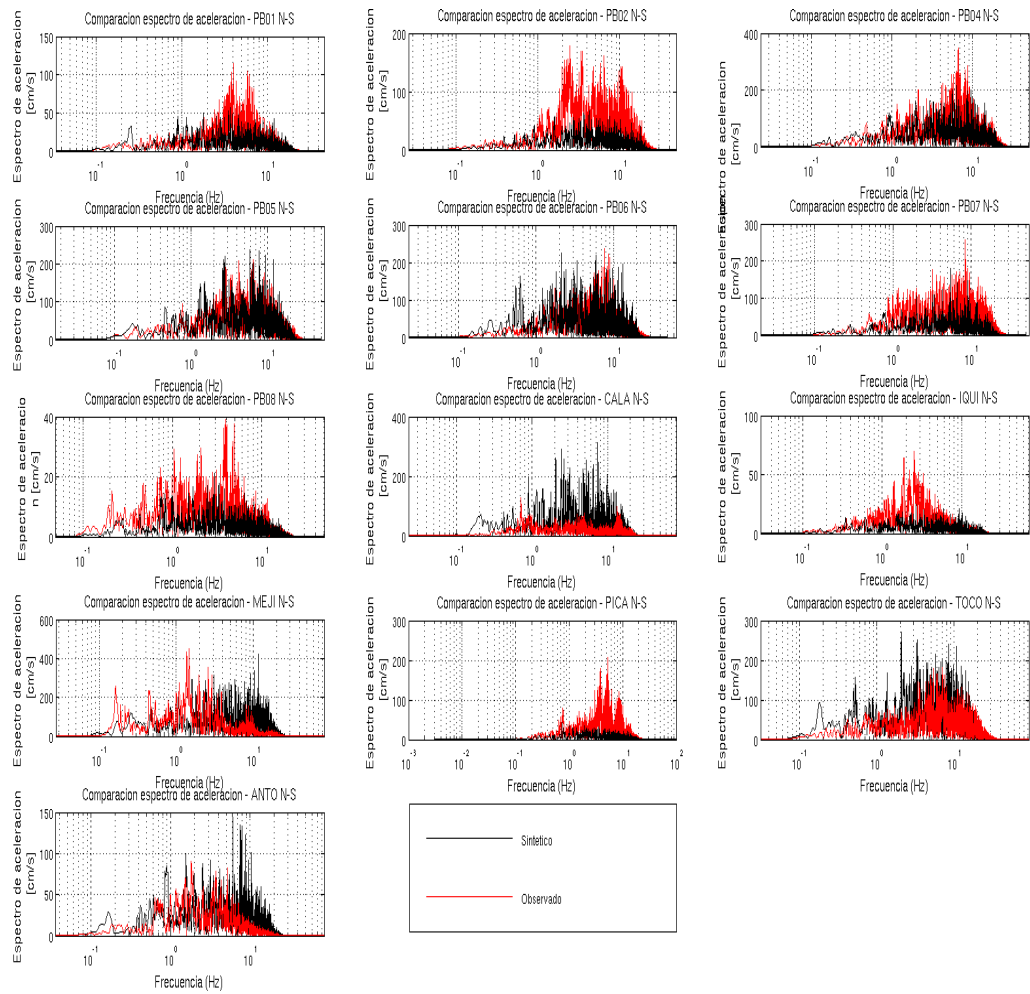


Figura C.59: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando modelo b) de falla finita y escala Lineal-Log.

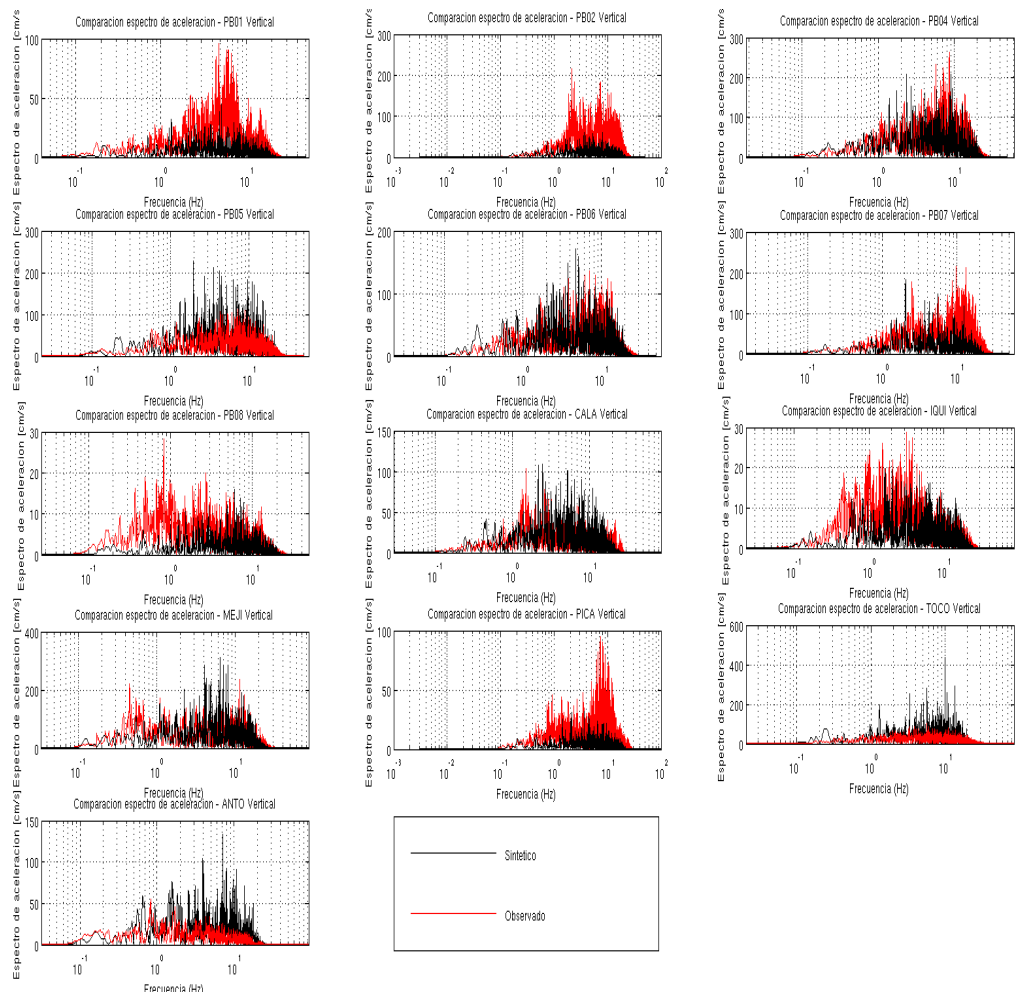


Figura C.60: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectro de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando escala Lineal-Log.

C.4.3. Simulación para modelo c) de falla finita, el cual considera rayos propagándose por un medio de capas planas horizontales sobre un semi-espacio homogéneo (Sección 4.7), filtrada entre 0.1-20 [Hz].

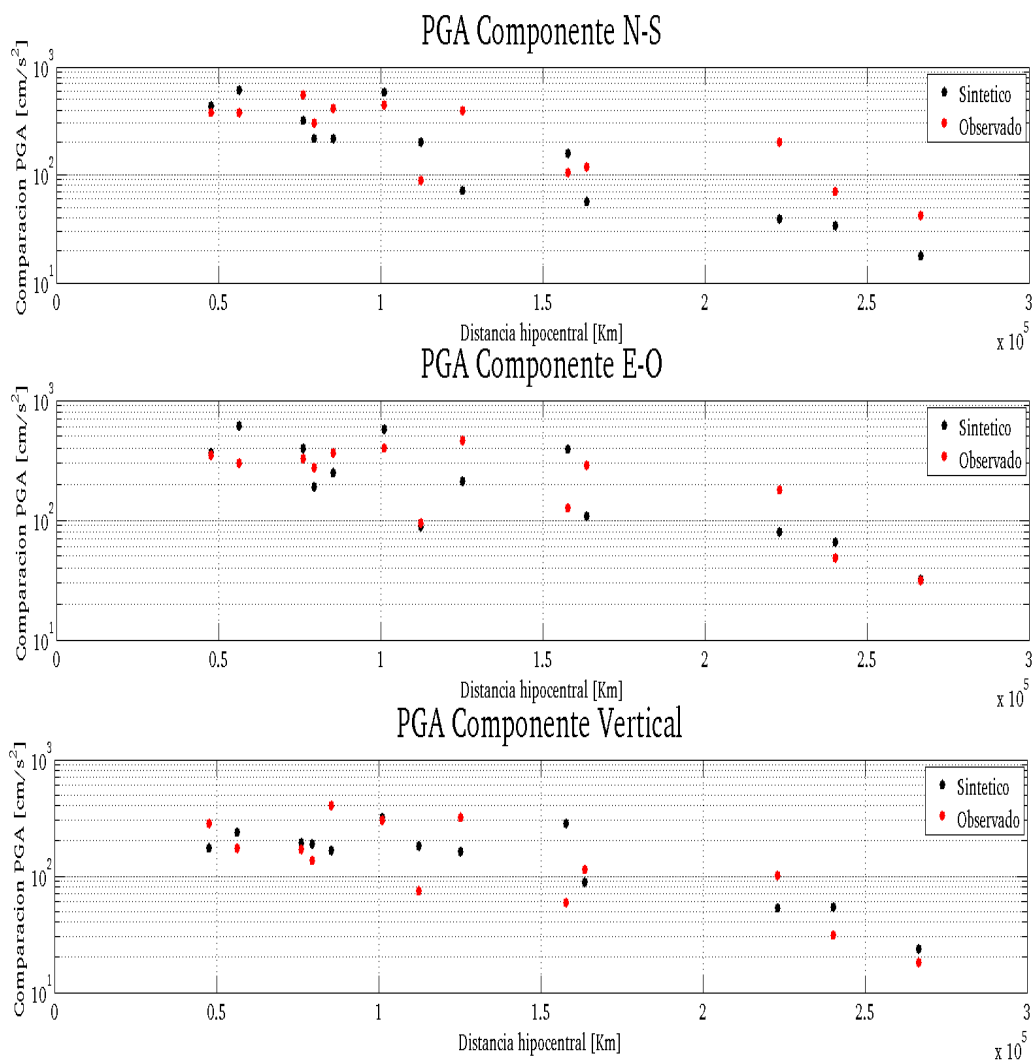


Figura C.61: Comparación de PGA observado (rojos) y sintéticos (negros) para componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.

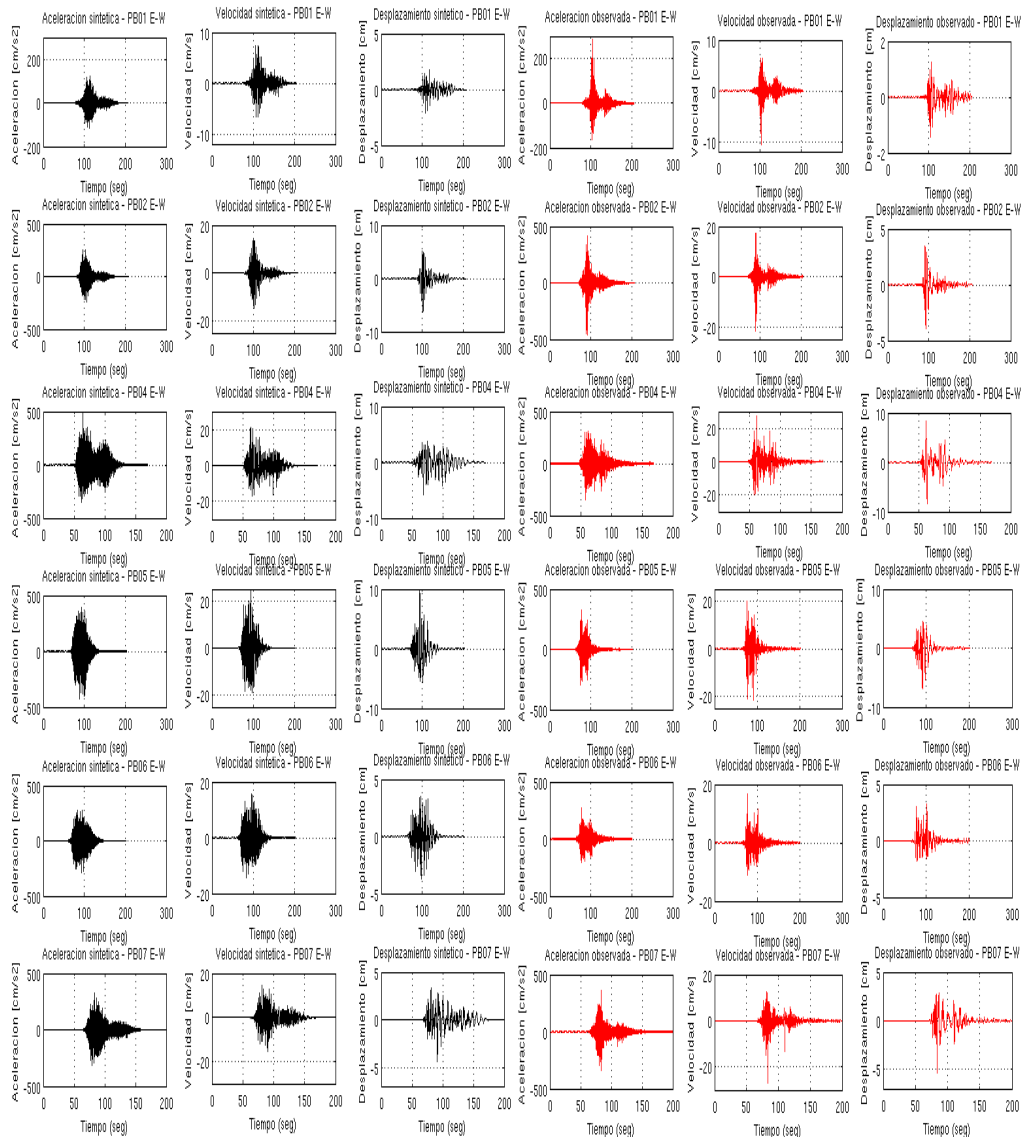


Figura C.62: Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.

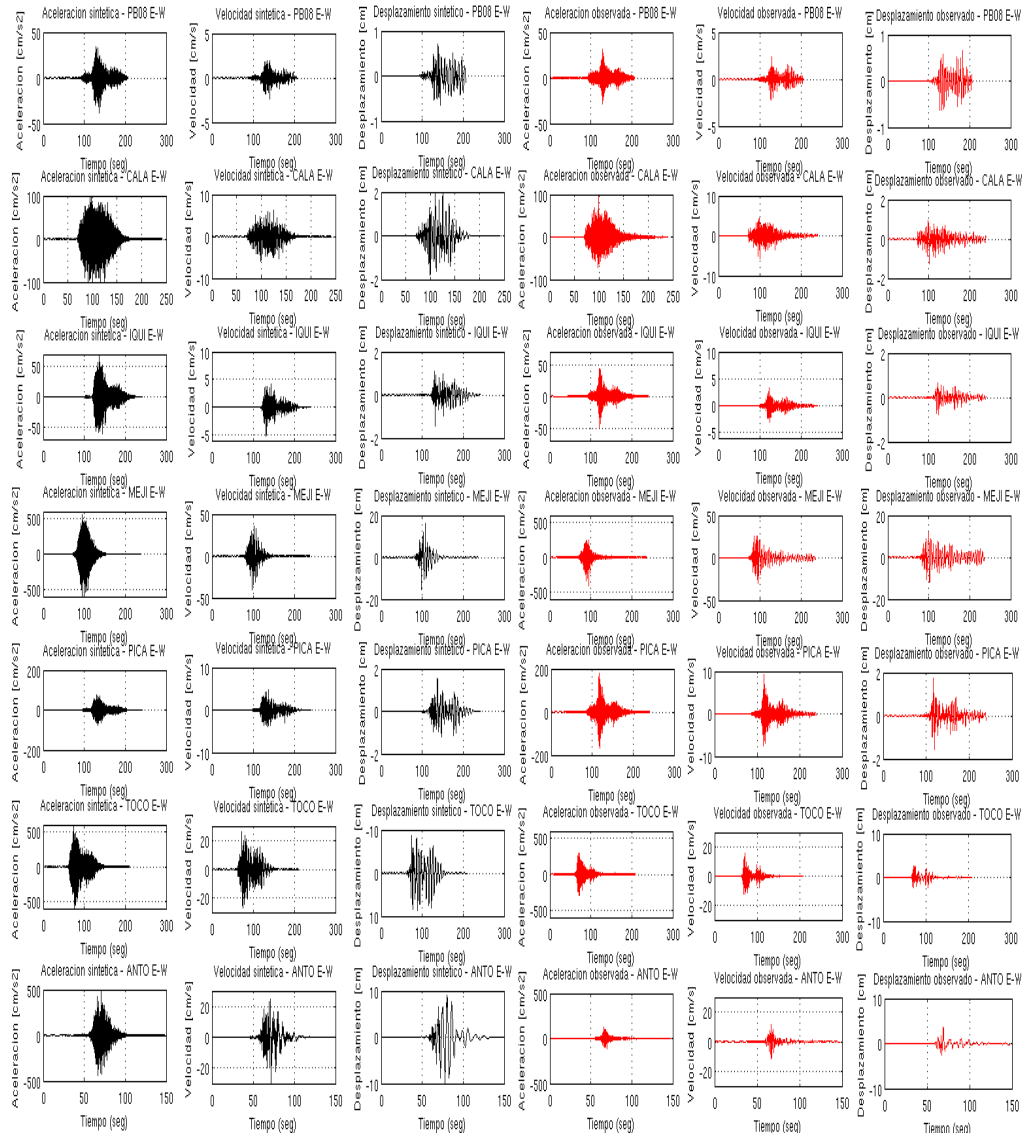


Figura C.63: Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Este-Oeste de las estaciones: PB08, CALA, IQUI, MEJI, PICA, TOCO y ANTO. Considerando modelo c) de falla finita.

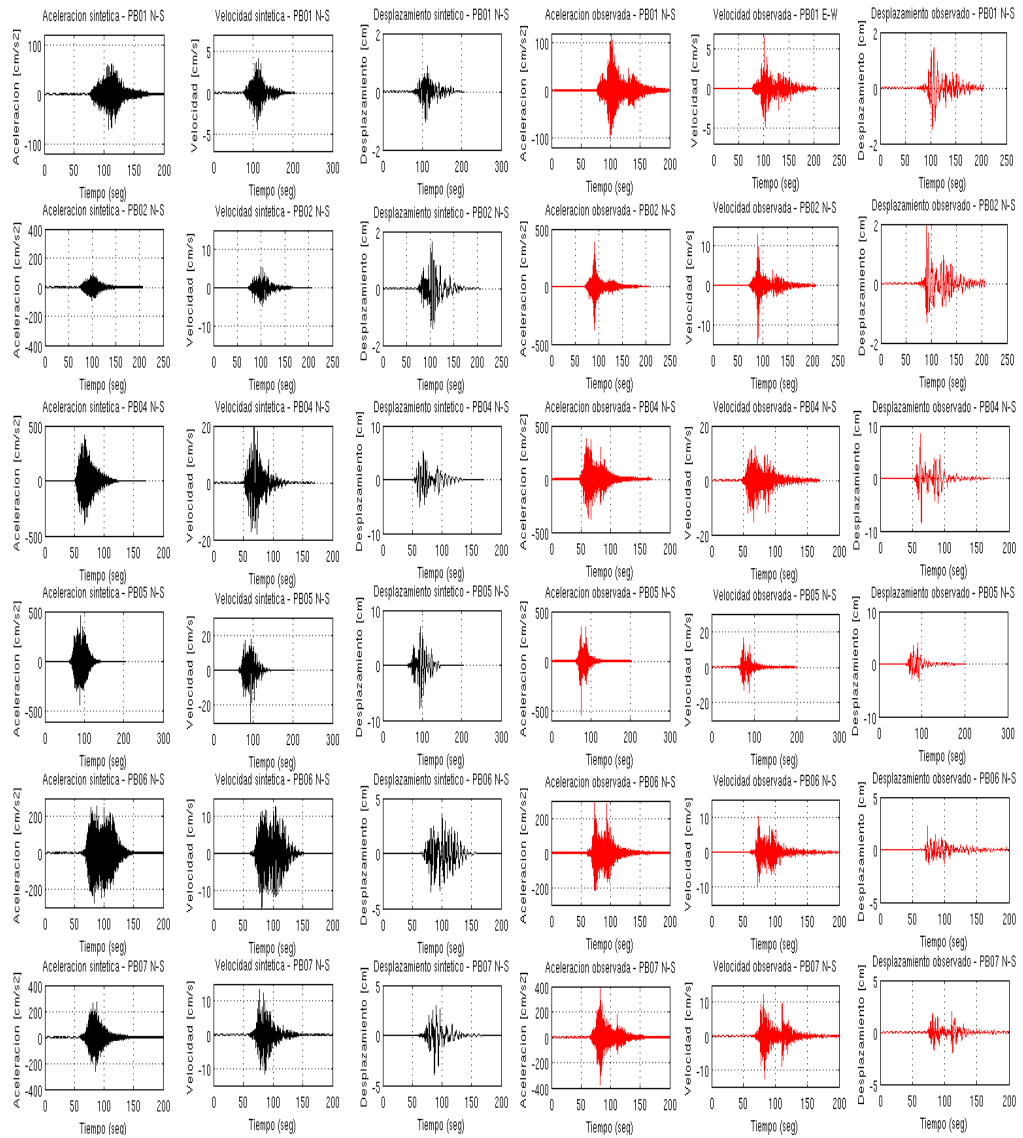


Figura C.64: Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Norte-Sur de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.

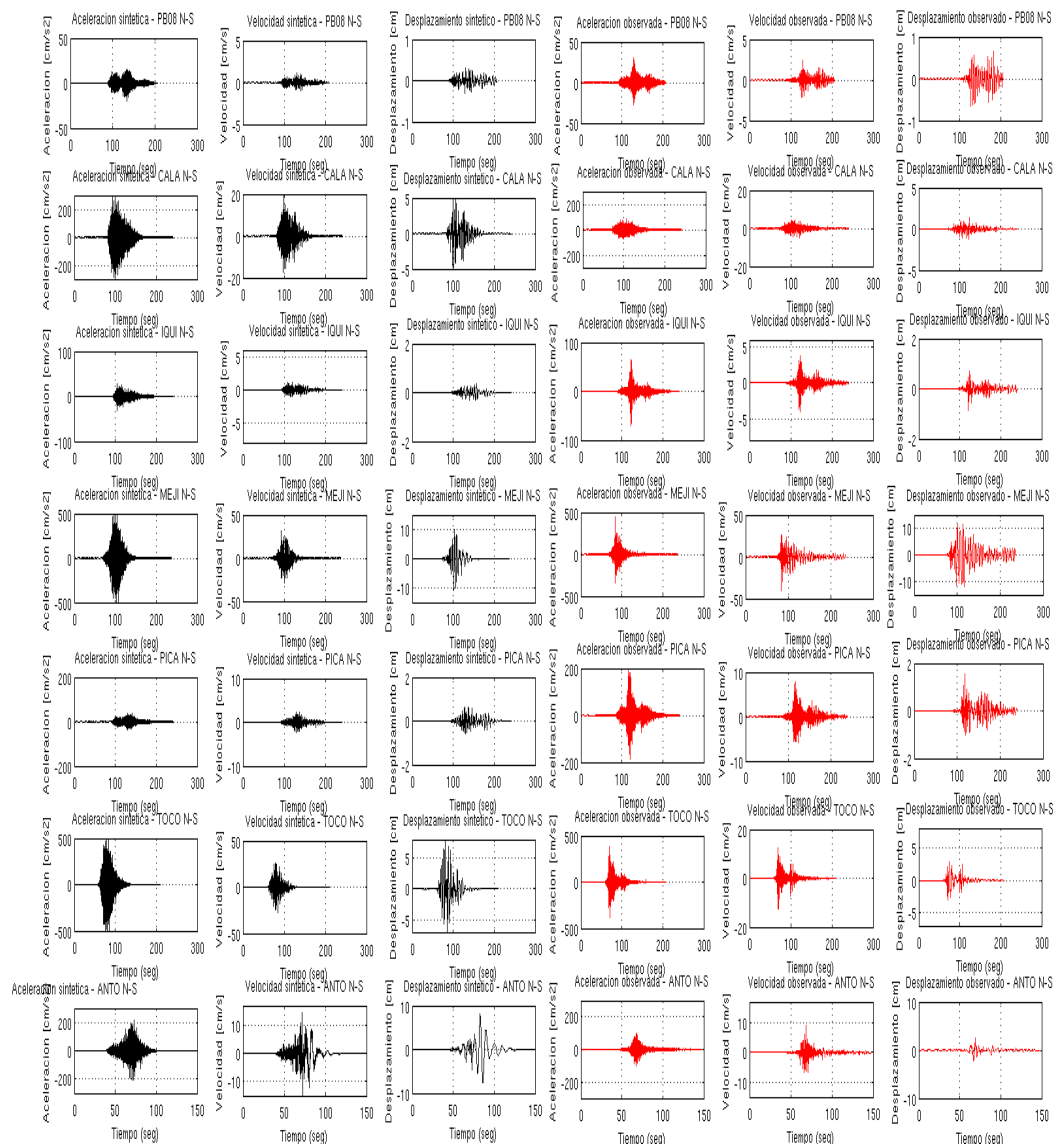


Figura C.65: Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Norte-Sur de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.

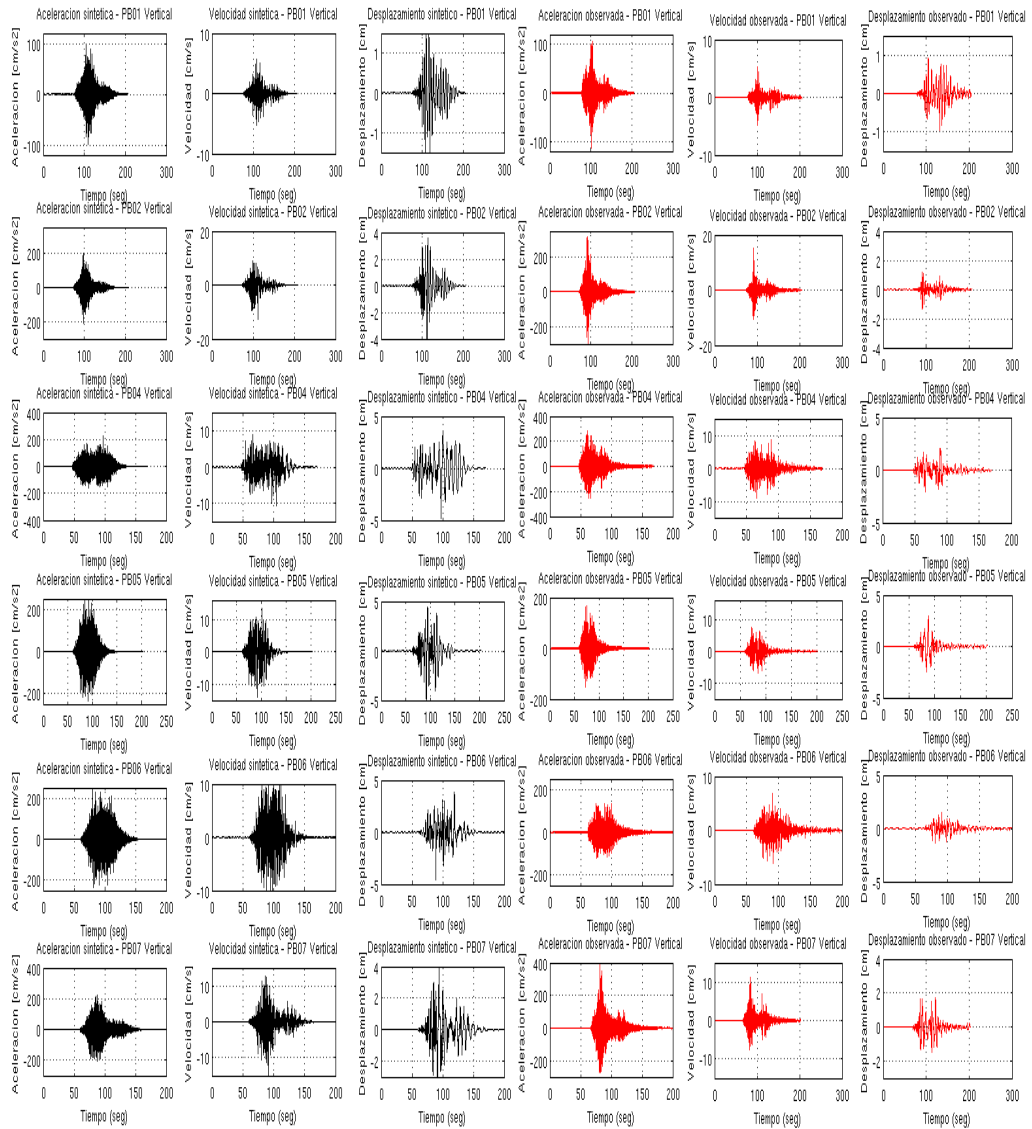


Figura C.66: Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Vertical de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.

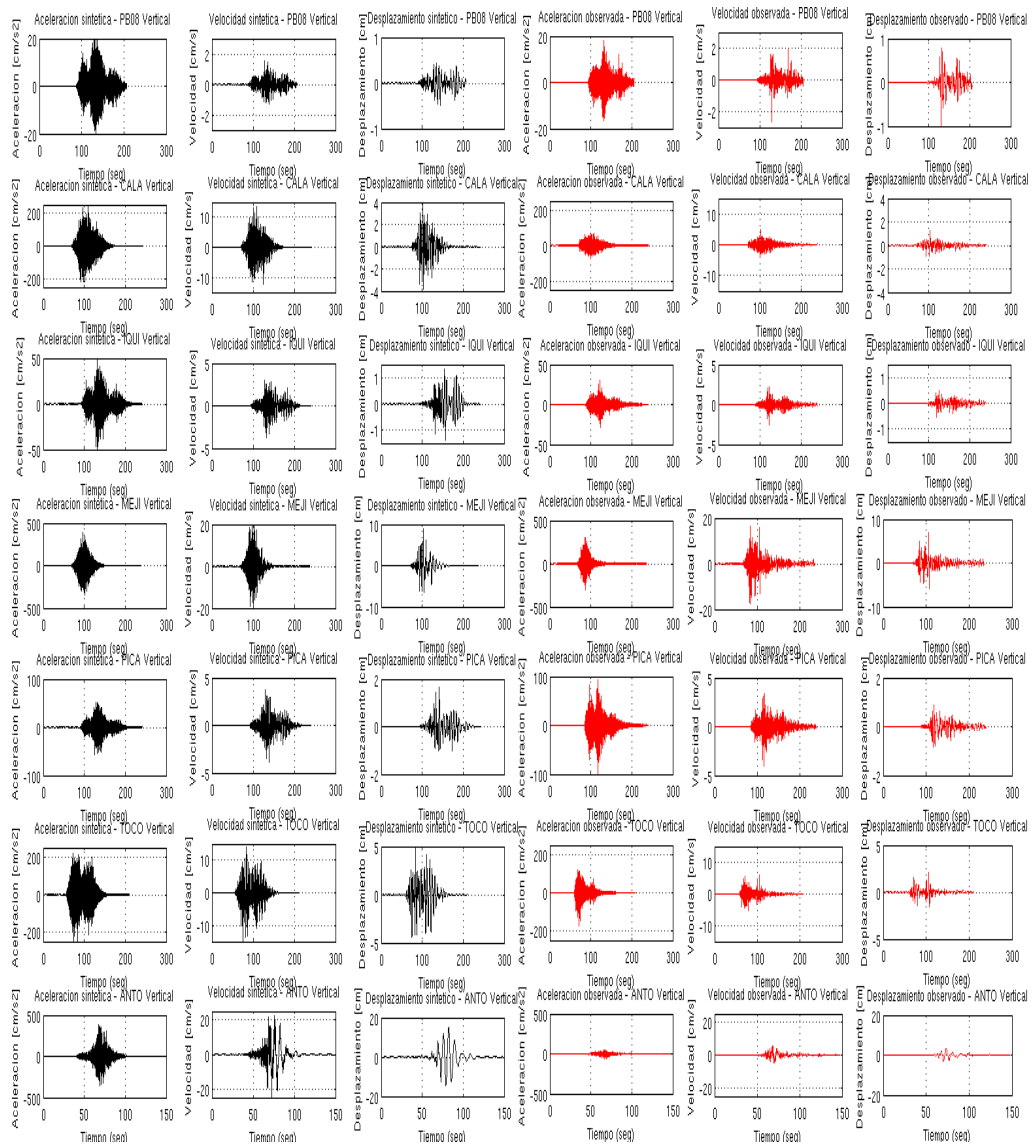


Figura C.67: Comparación de registros de aceleración, velocidad y desplazamiento observados (rojos) con sintéticos (negros) para componente Vertical de las estaciones: PB01, PB02, PB04, PB05, PB06 y PB07. Considerando modelo c) de falla finita.

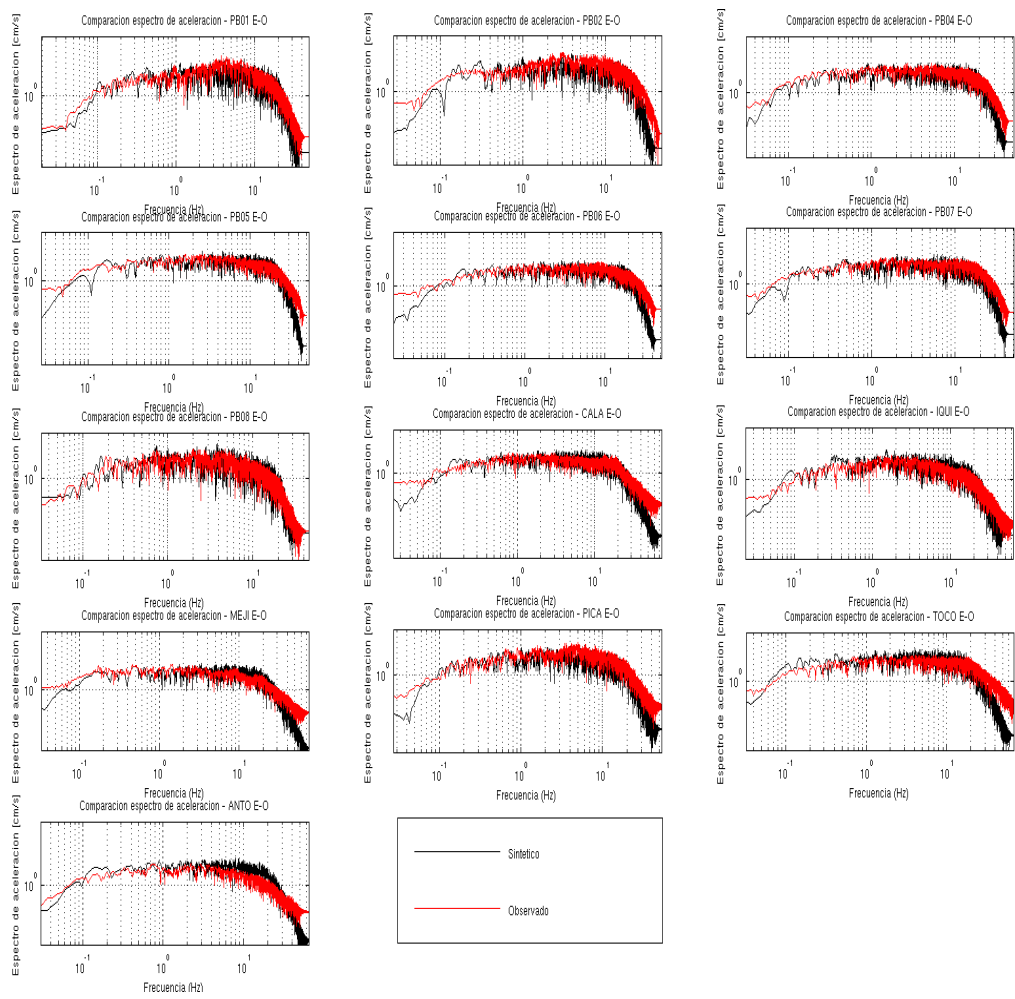


Figura C.68: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando modelo c) de falla finita y escala Log-Log

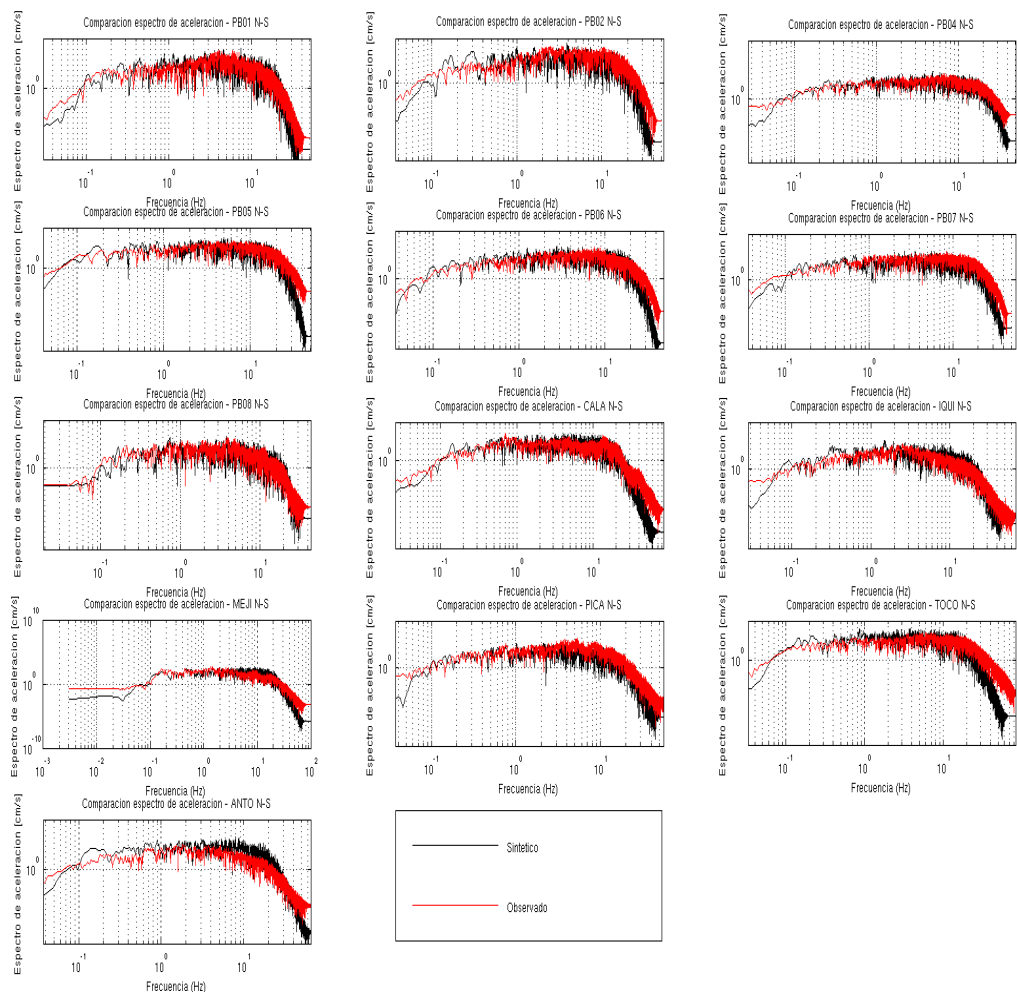


Figura C.69: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando modelo c) de falla finita y escala Log-Log

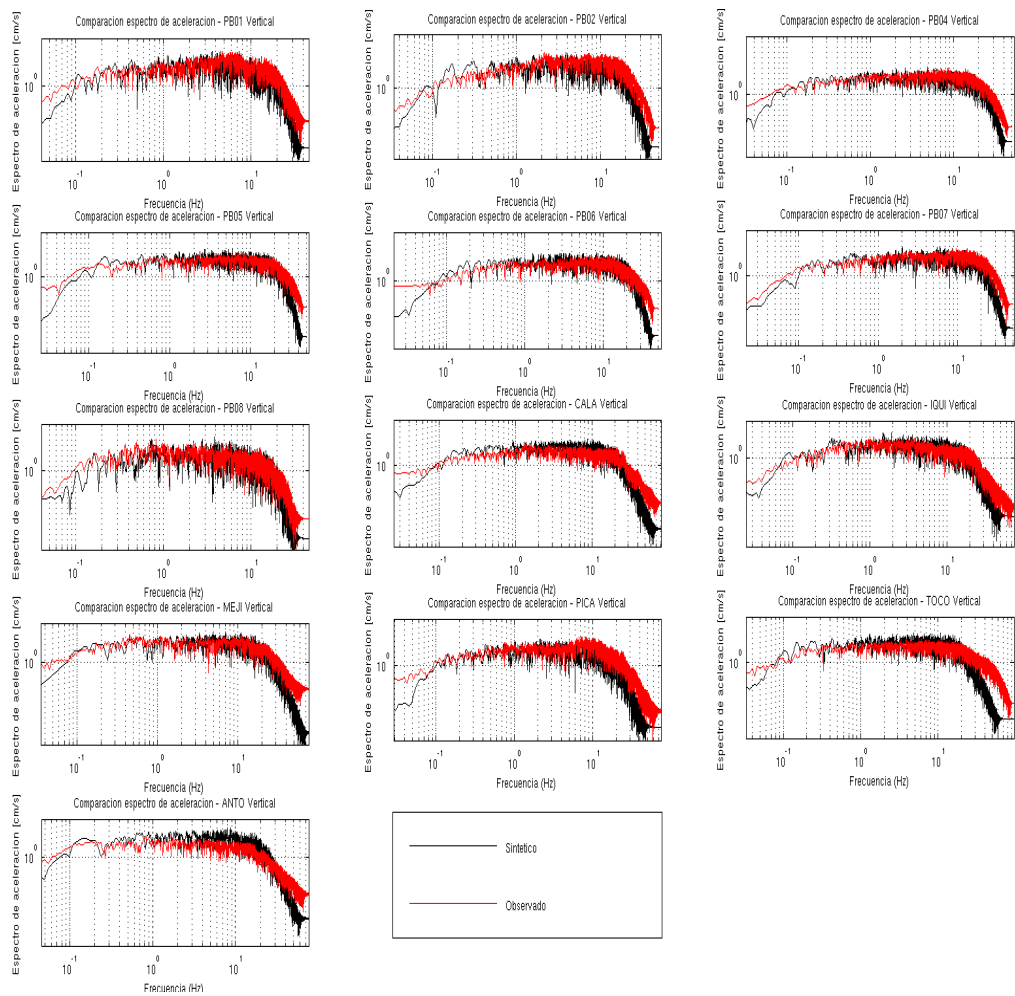


Figura C.70: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando modelo c) de falla finita y escala Log-Log

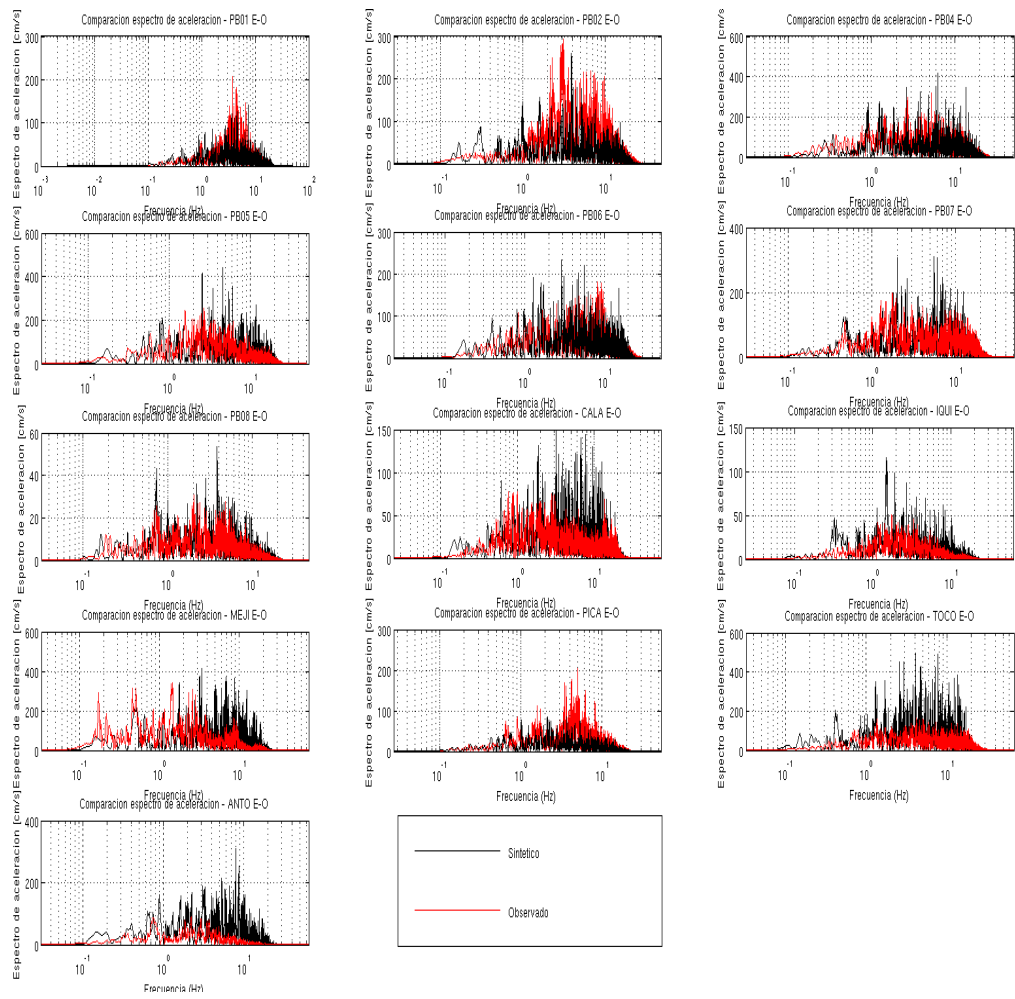


Figura C.71: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Este-Oeste. Considerando modelo c) de falla finita y escala Lineal-Log

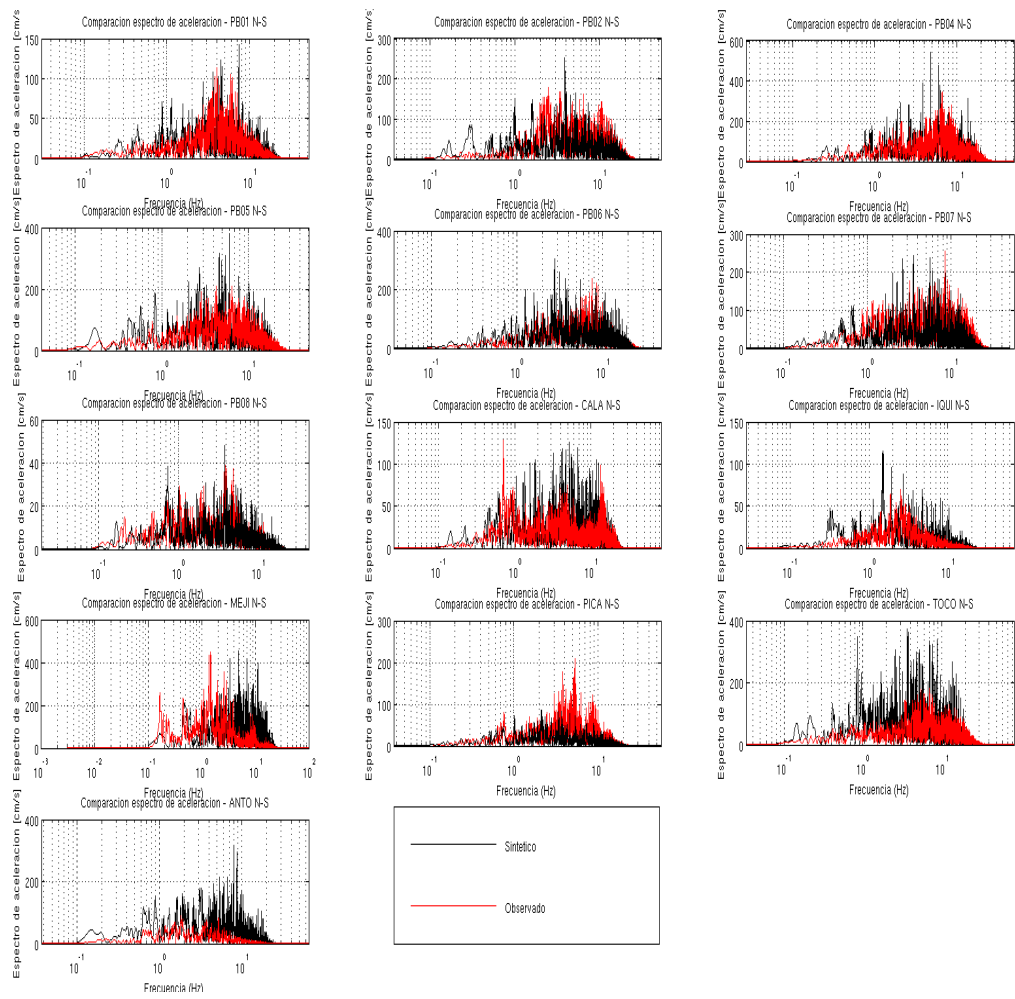


Figura C.72: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Norte-Sur. Considerando modelo c) de falla finita y escala Lineal-Log

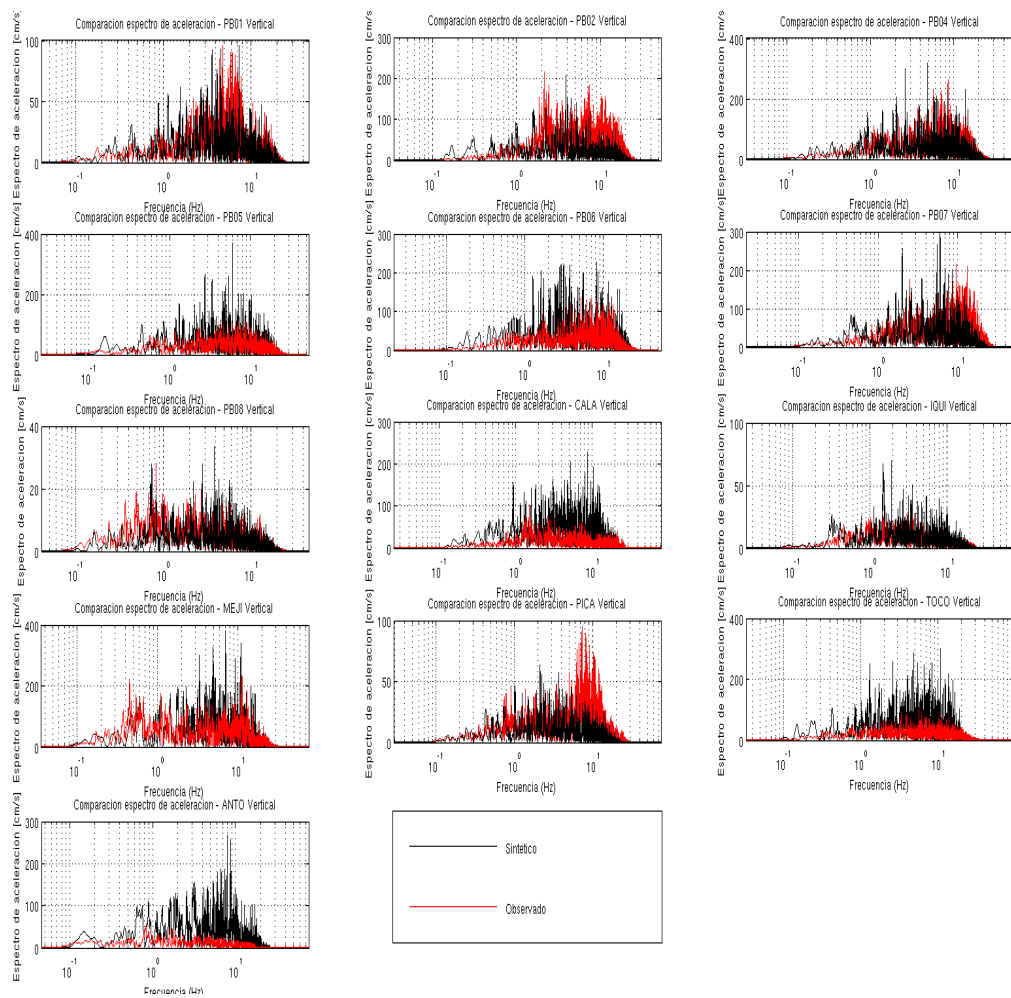


Figura C.73: Comparación espectros de Fourier de aceleración observado (rojo) con espectros de aceleración sintético (negro) para componente Vertical. Considerando modelo c) de falla finita y escala Lineal-Log

C.4.4. Comparación de PGA para modelos de fuente finita b) y c).

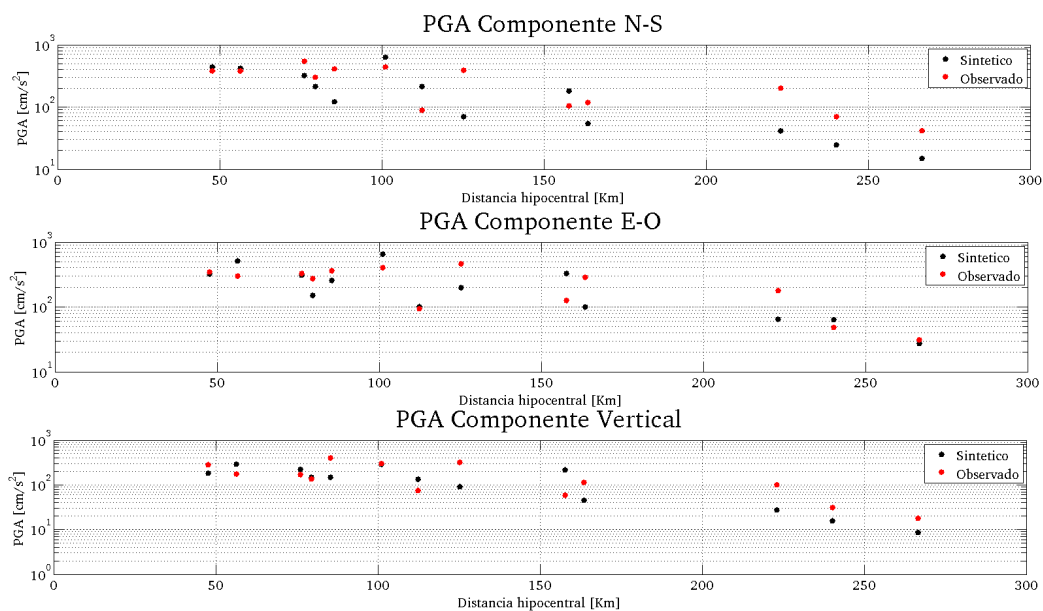


Figura C.74: PGA para modelo de fuente finita *b* en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.

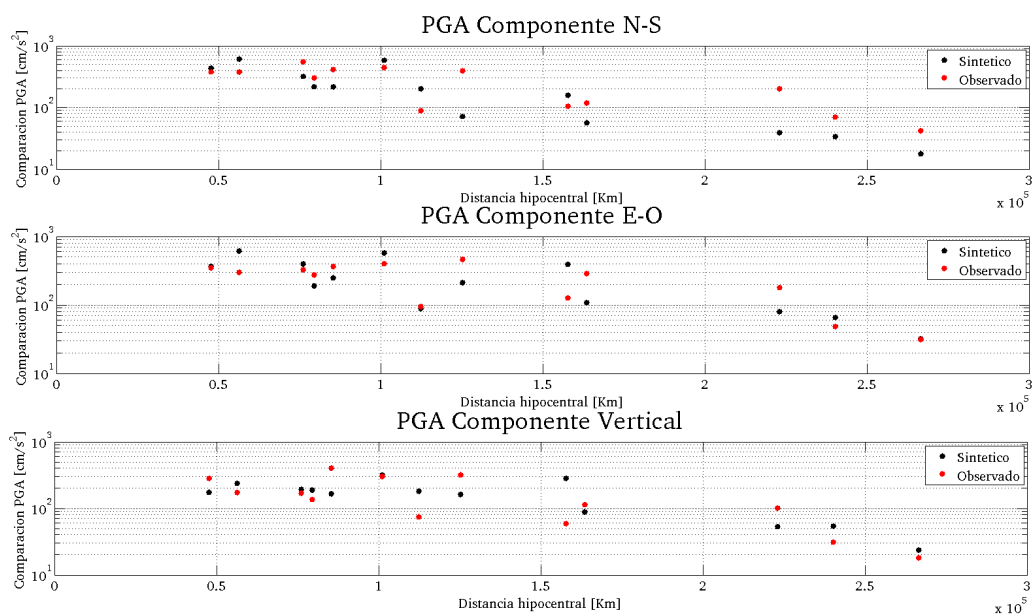


Figura C.75: PGA para modelo de fuente finita *c* en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y vertical.

Apéndice D

D.1. Introducción

En este apéndice se muestran todos los resultados referentes a la simulación de las aceleraciones, velocidad y desplazamiento del suelo debidas al terremoto ocurrido el 1 de Abril de 2014 en Iquique, el cual tuvo una magnitud de M_W 8,1.

D.2. Resultados

Comparación de registros observados y simulados para componente E-W, filtrados entre 0.1-20 [Hz].

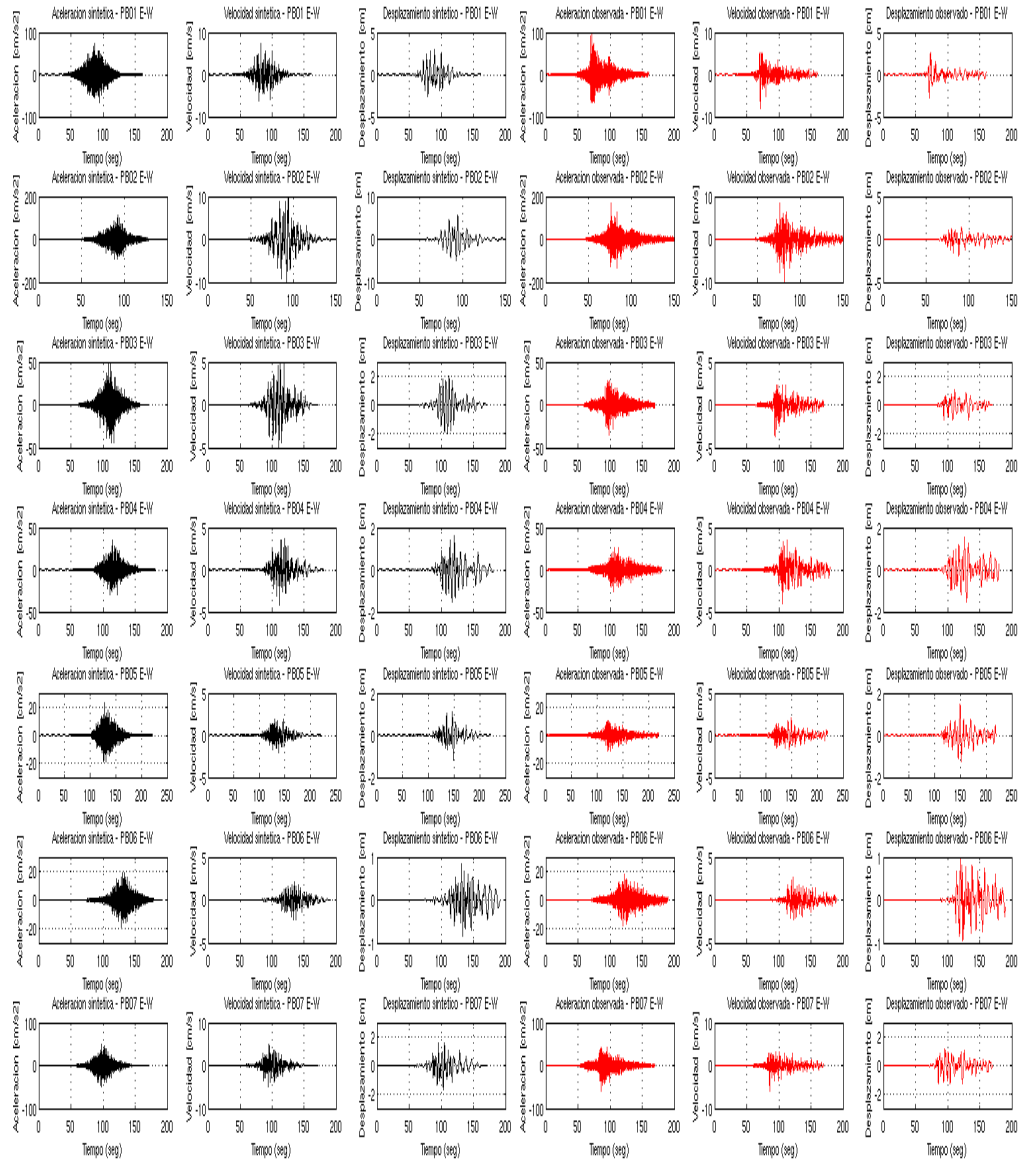


Figura D.1: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente E-W.

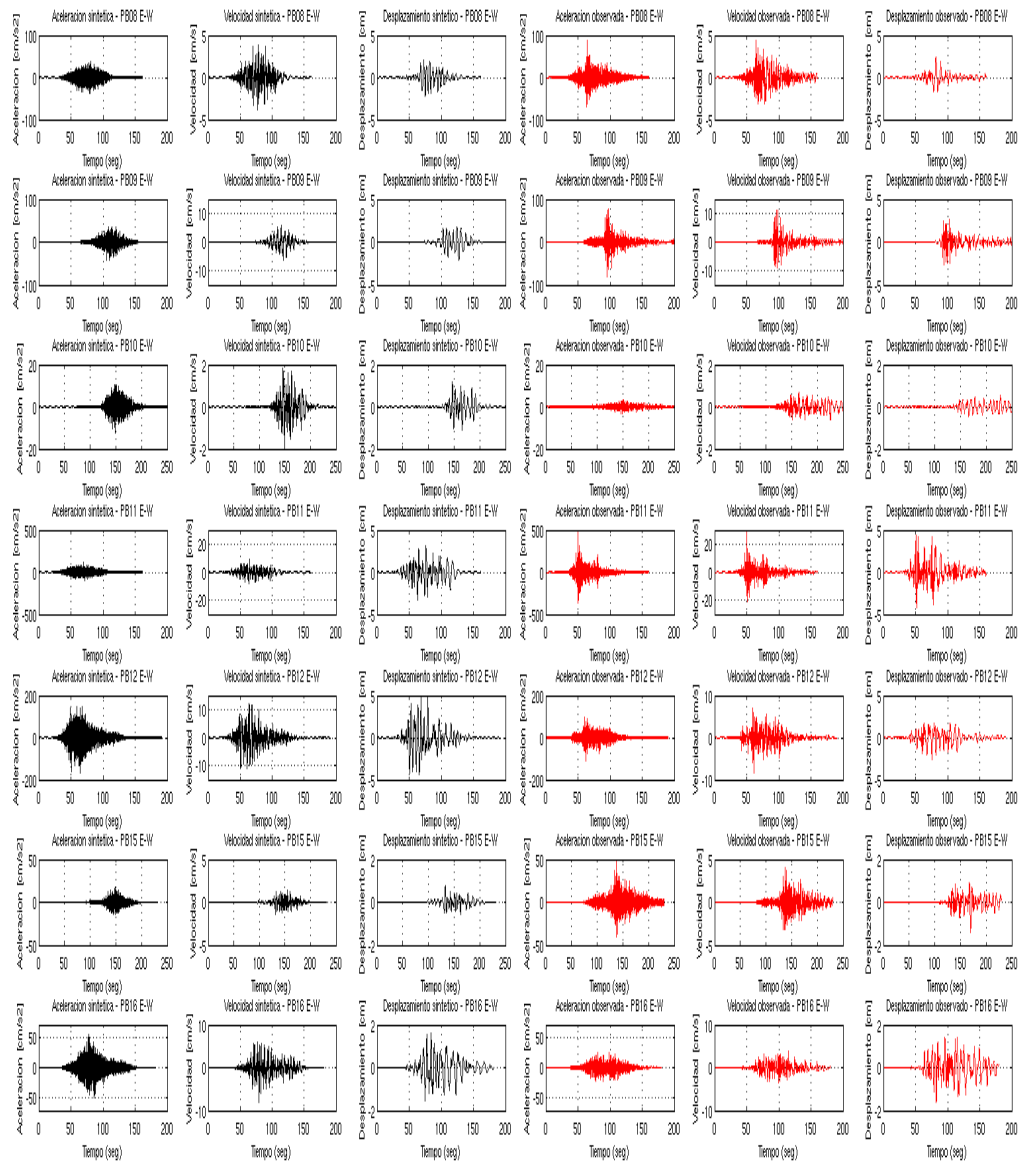


Figura D.2: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente E-W.

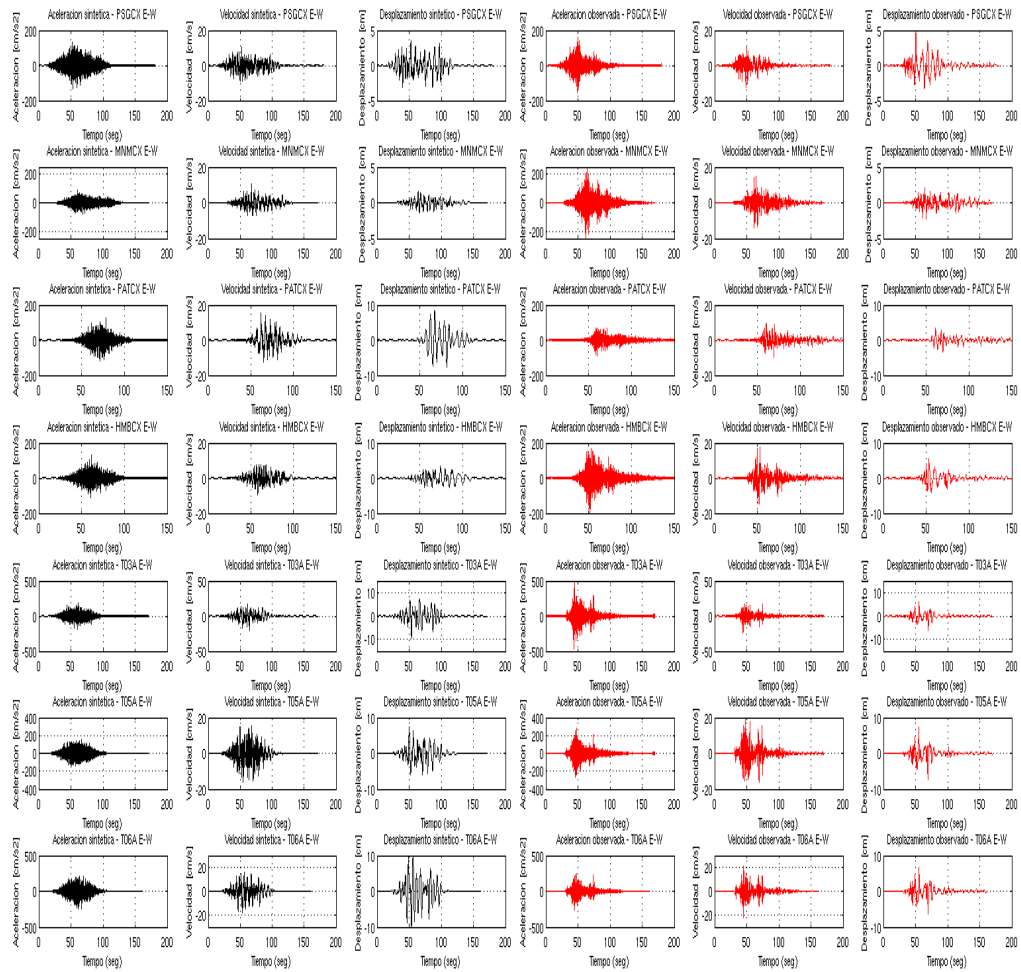


Figura D.3: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PSGCX, MNMCX, PATCX, HMBCX, T03A, T05A y T06A en componente E-W.

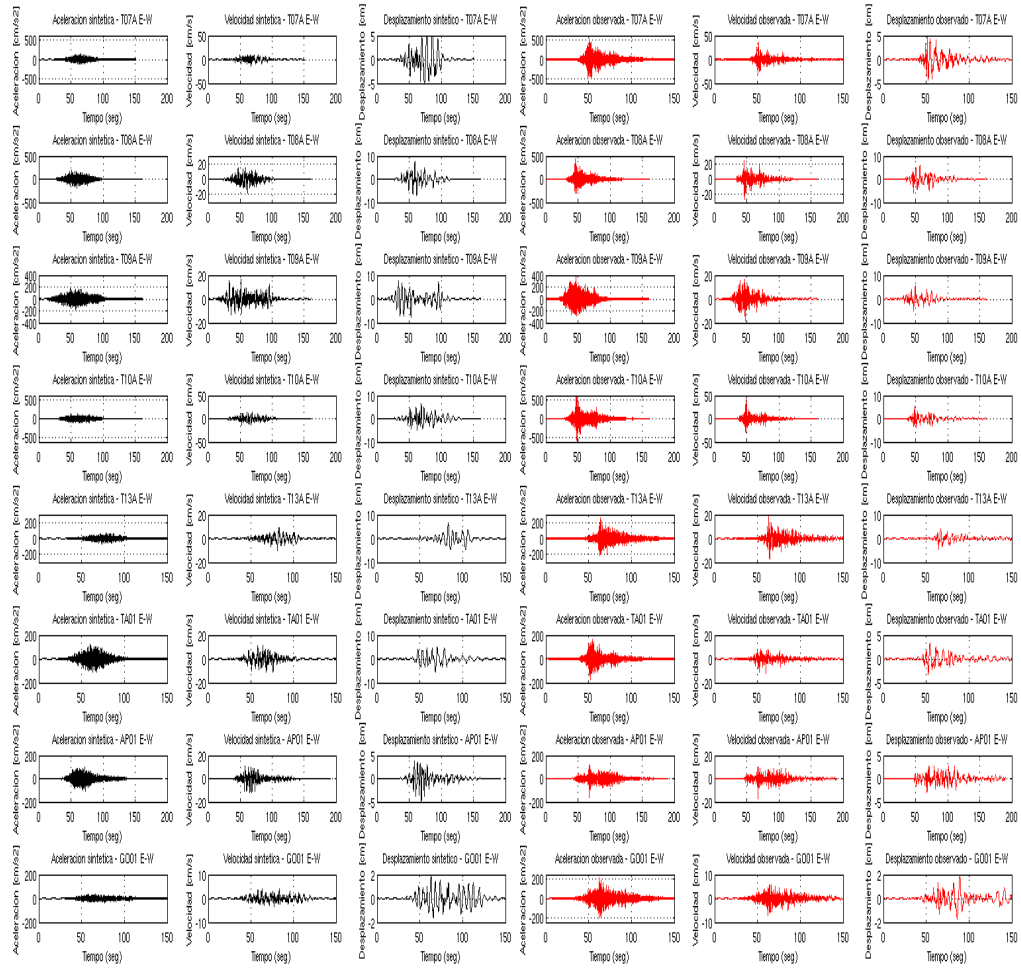


Figura D.4: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones T07A, T08A, T09A, T10A, T13A, TA01 y GO01 en componente E-W.

Comparación de registros observados y simulados para componente N-S.

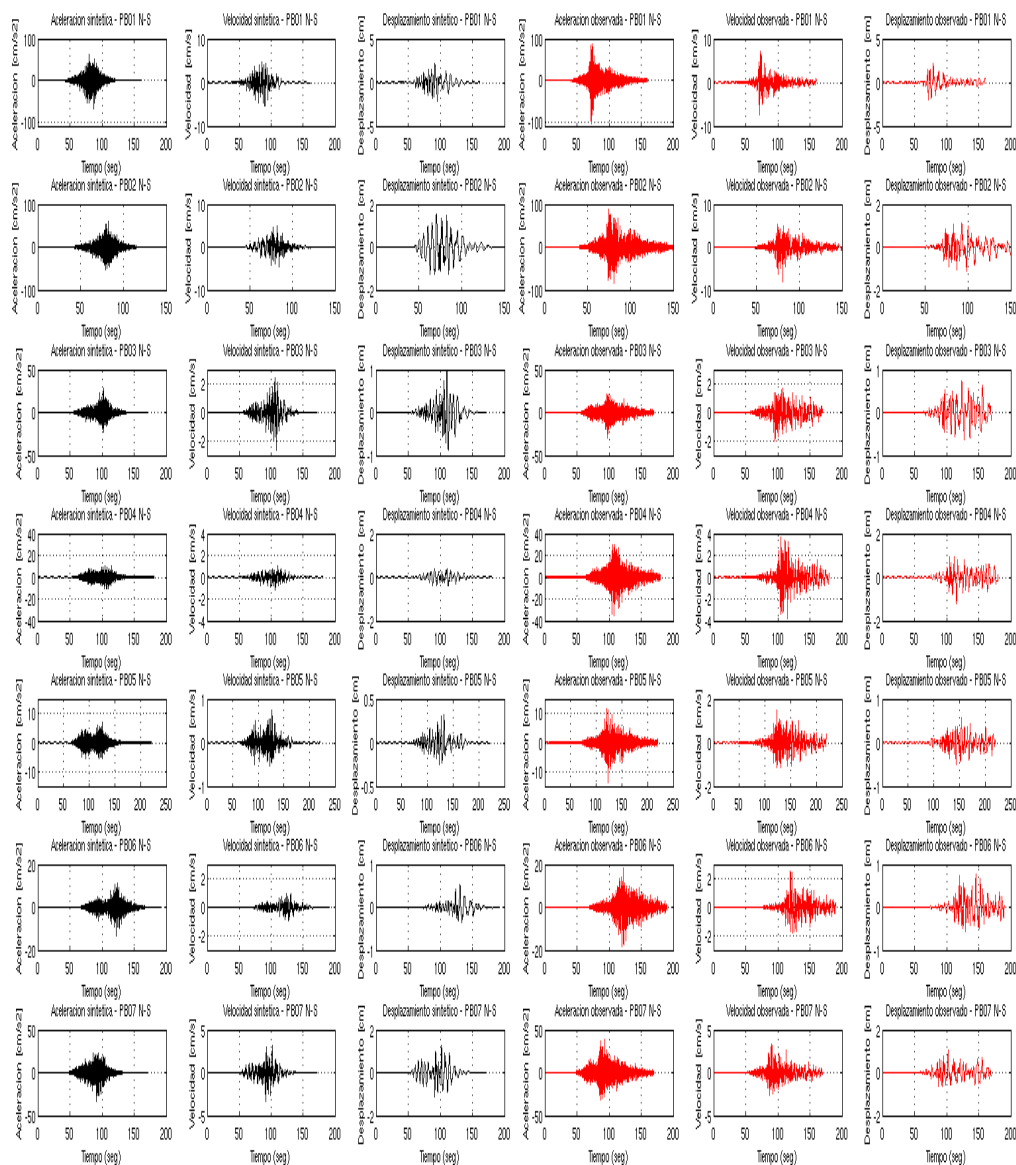


Figura D.5: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente N-S.

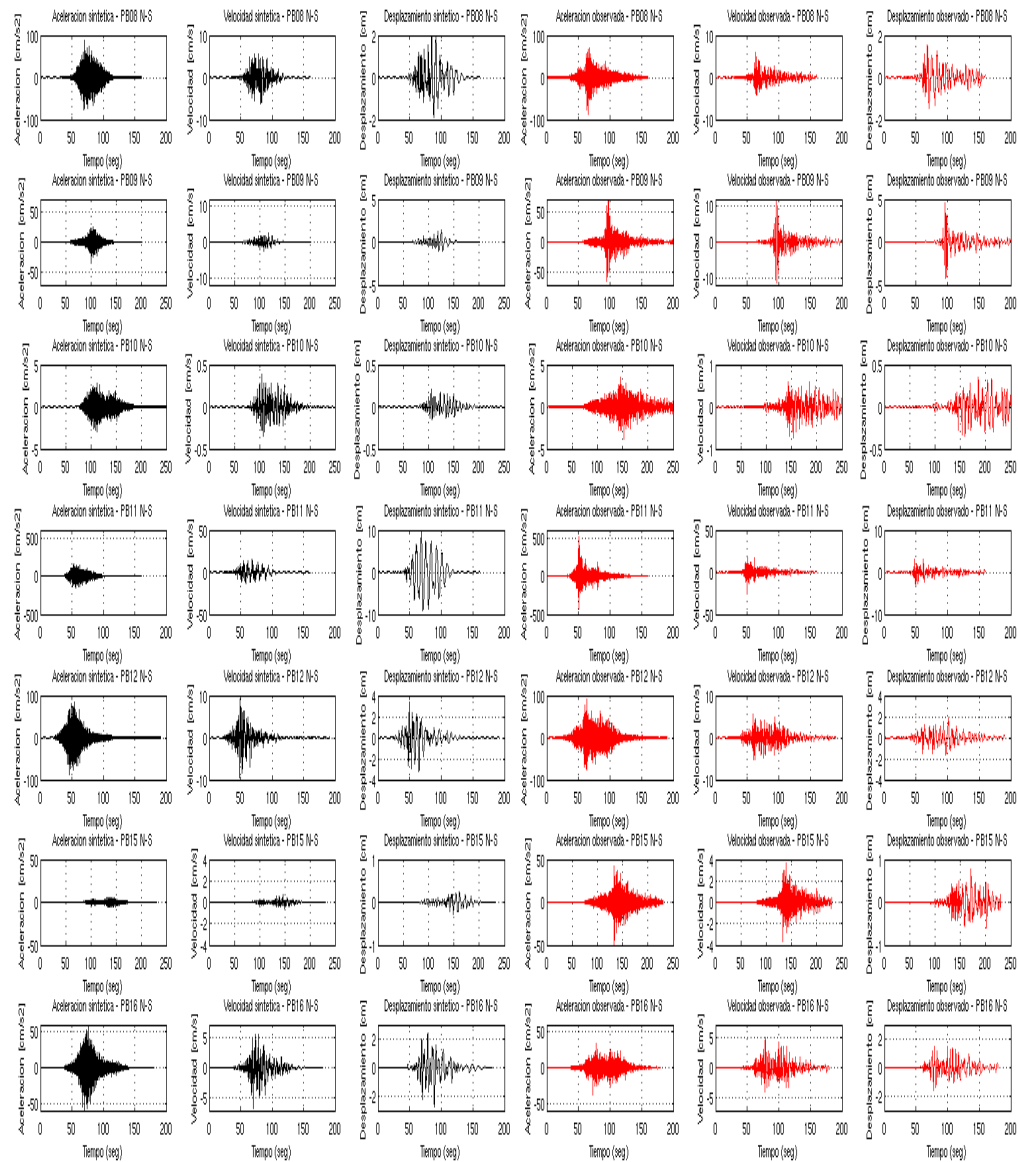


Figura D.6: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente N-S.

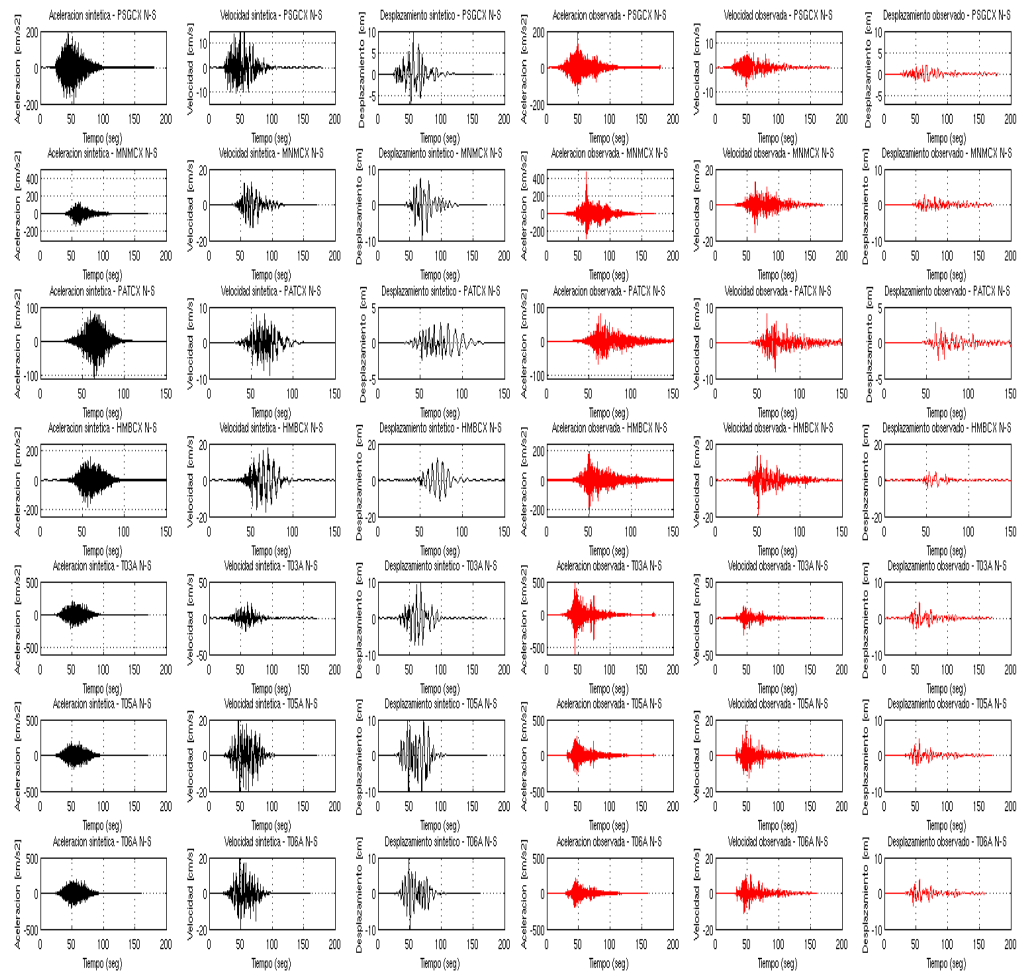


Figura D.7: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PSGCX, MNMCX, PATCX, HMBCX, T03A, T05A y T06A en componente E-W.

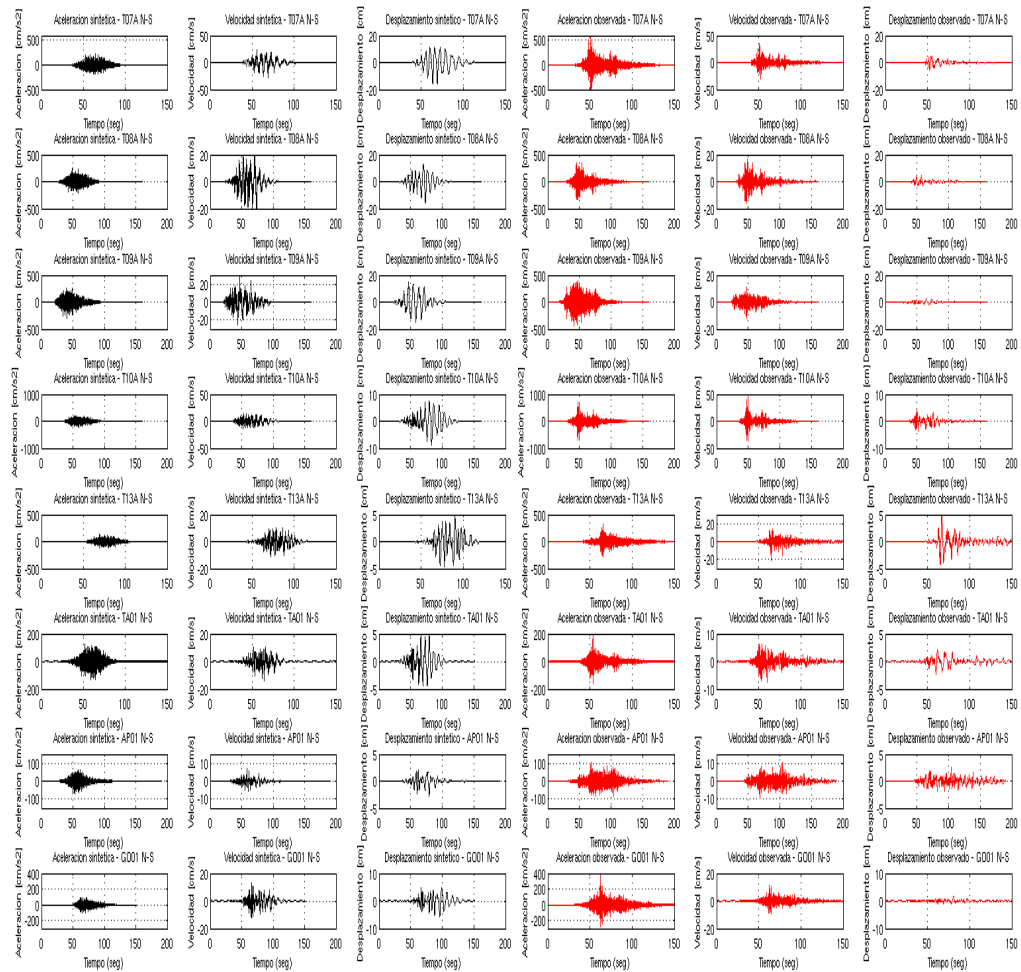


Figura D.8: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones T07A, T08A, T09A, T10A, T13A, TA01 y GO01 en componente N-S.

Comparación de registros observados y simulados para componente vertical.

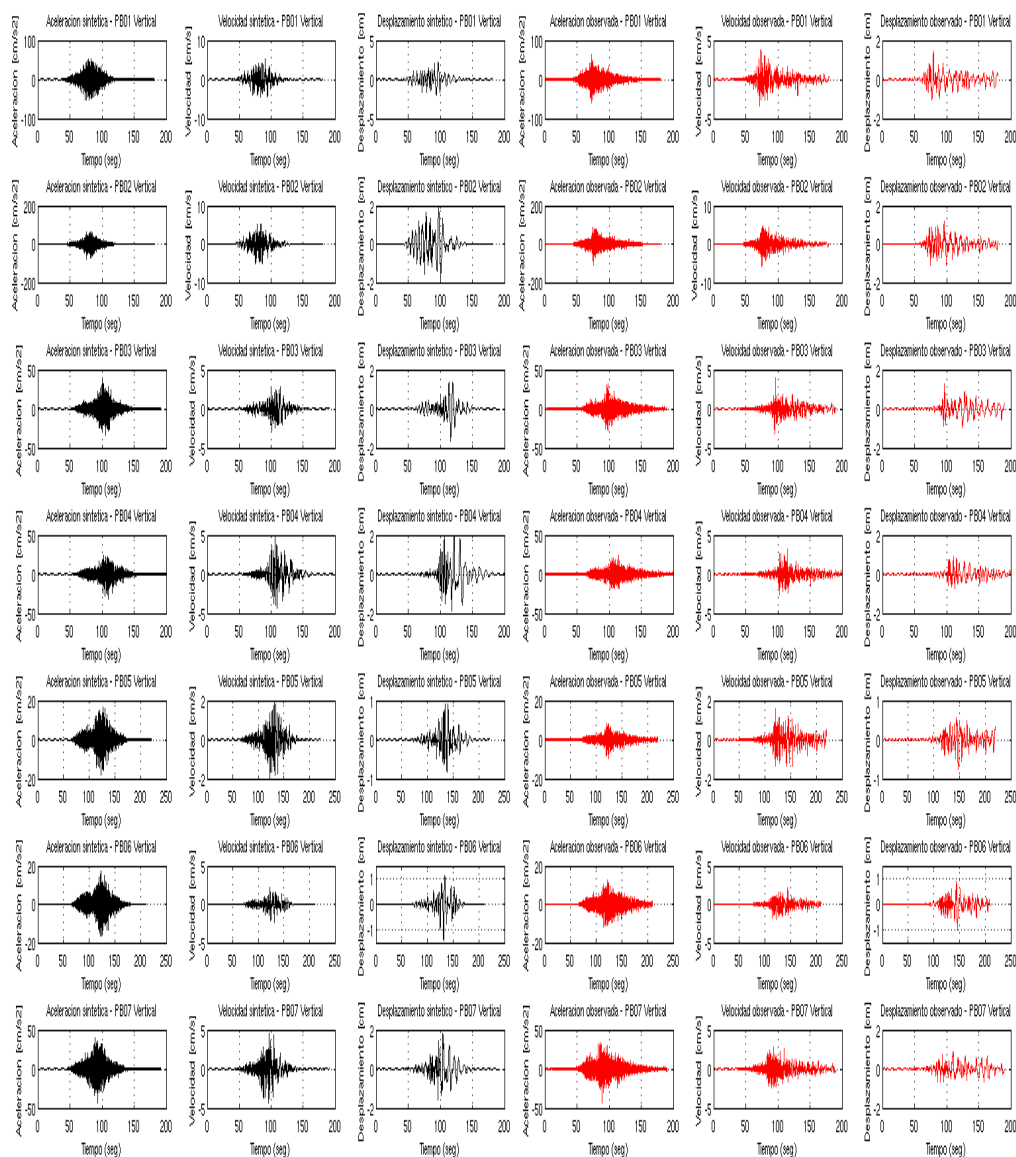


Figura D.9: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB01, PB02, PB03, PB04, PB05, PB06 y PB07 en componente vertical.

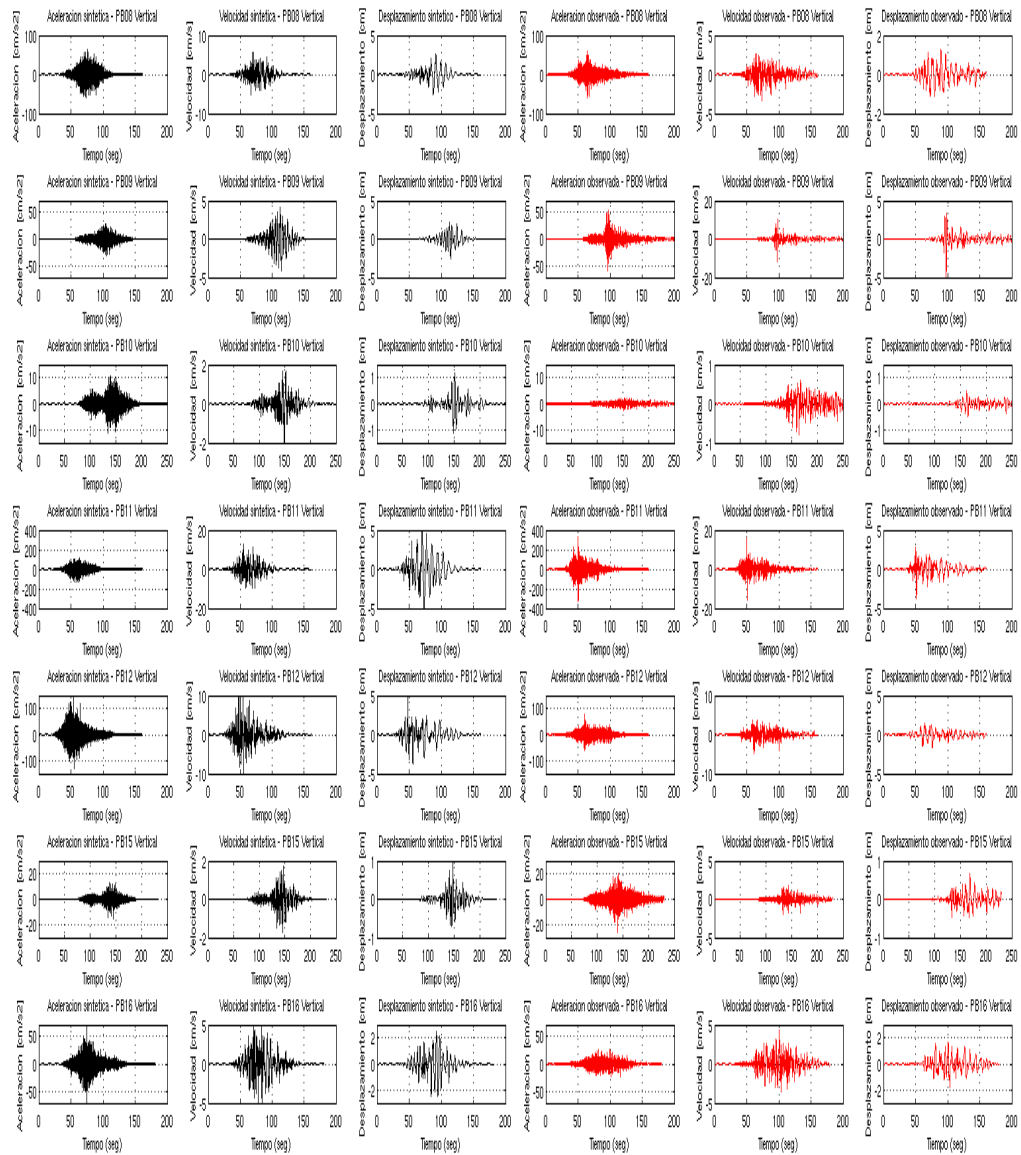


Figura D.10: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PB08, PB09, PB10, PB11, PB12, PB15 y PB16 en componente vertical.

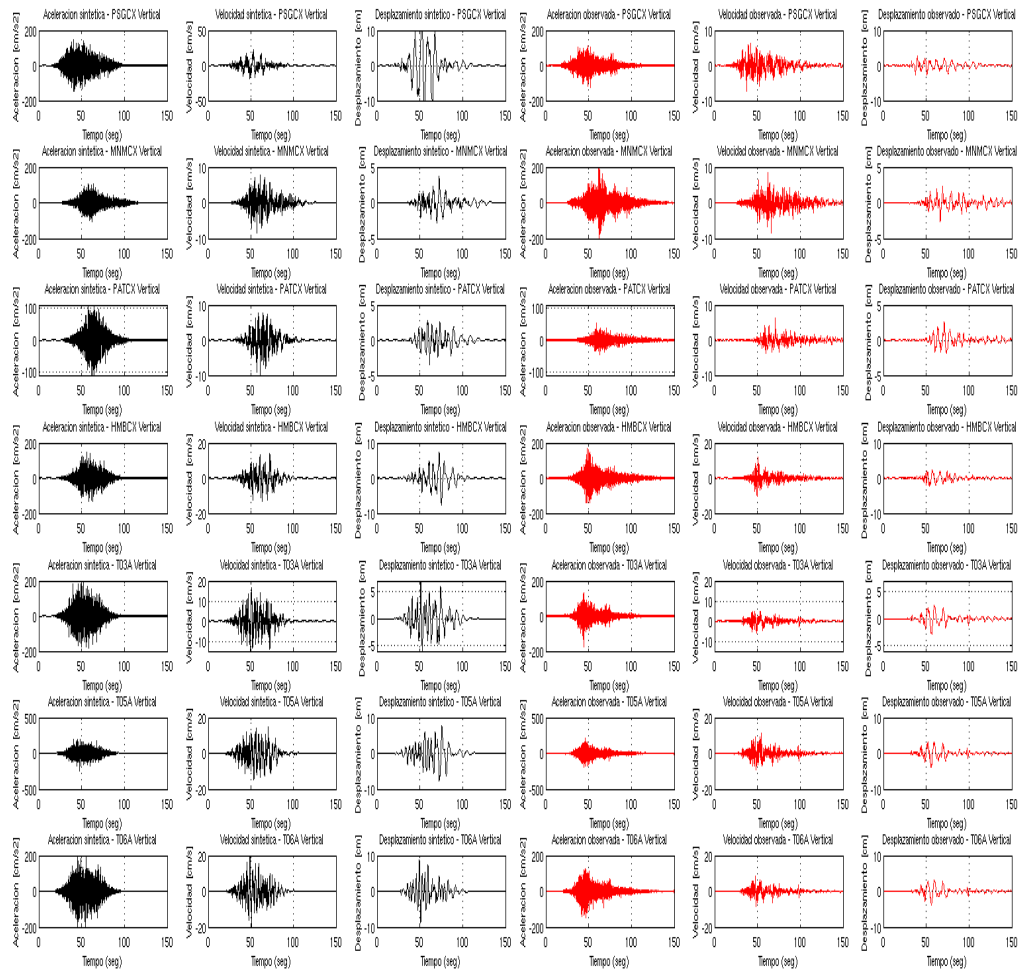


Figura D.11: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones PSGCX, MNMCX, PATCX, HMBCX, T03A, T05A y T06A en componente vertical.

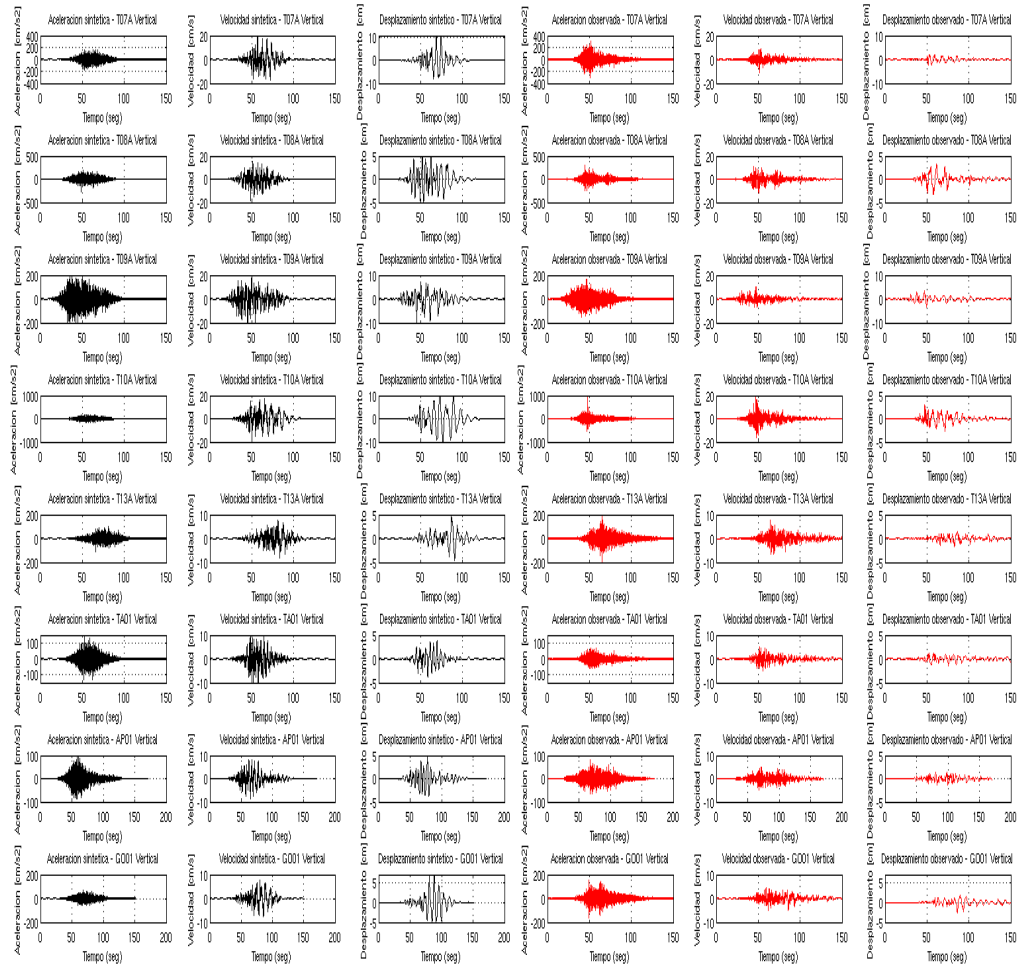


Figura D.12: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado (negro) con observado (rojo) para estaciones T07A, T08A, T09A, T10A, T13A, TA01 y GO01 en componente vertical.

Apéndice E

E.1. Introducción

En este apéndice se muestran todos los resultados referentes a la simulación de las aceleraciones, velocidad y desplazamiento del suelo para un megaterremoto de magnitud M_W 9,0 en el Norte de Chile considerando dos escenarios de ruptura.

E.2. Resultados

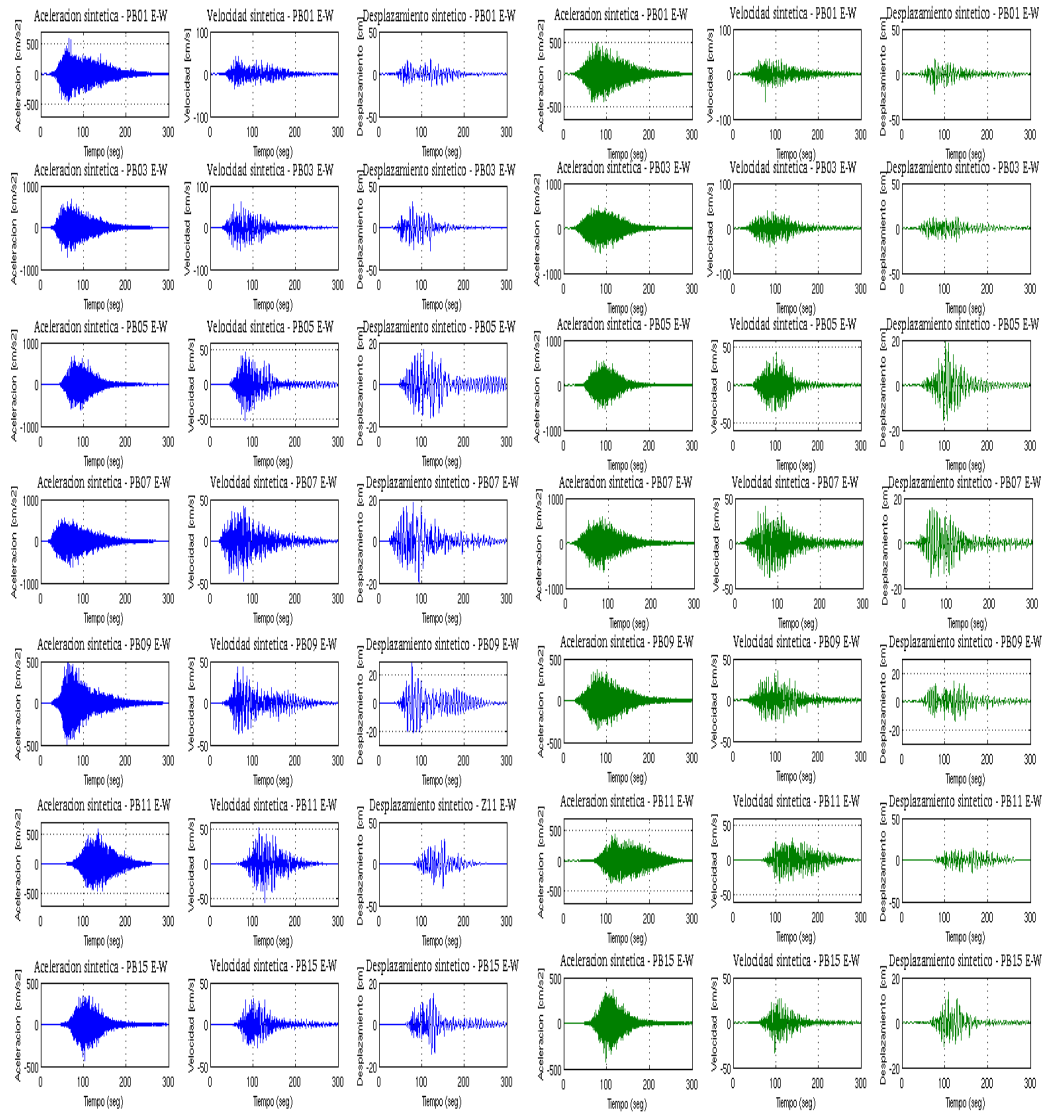


Figura E.1: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB01, PB03, PB05, PB07, PB09, PB11 y PB15 en componente E-W.

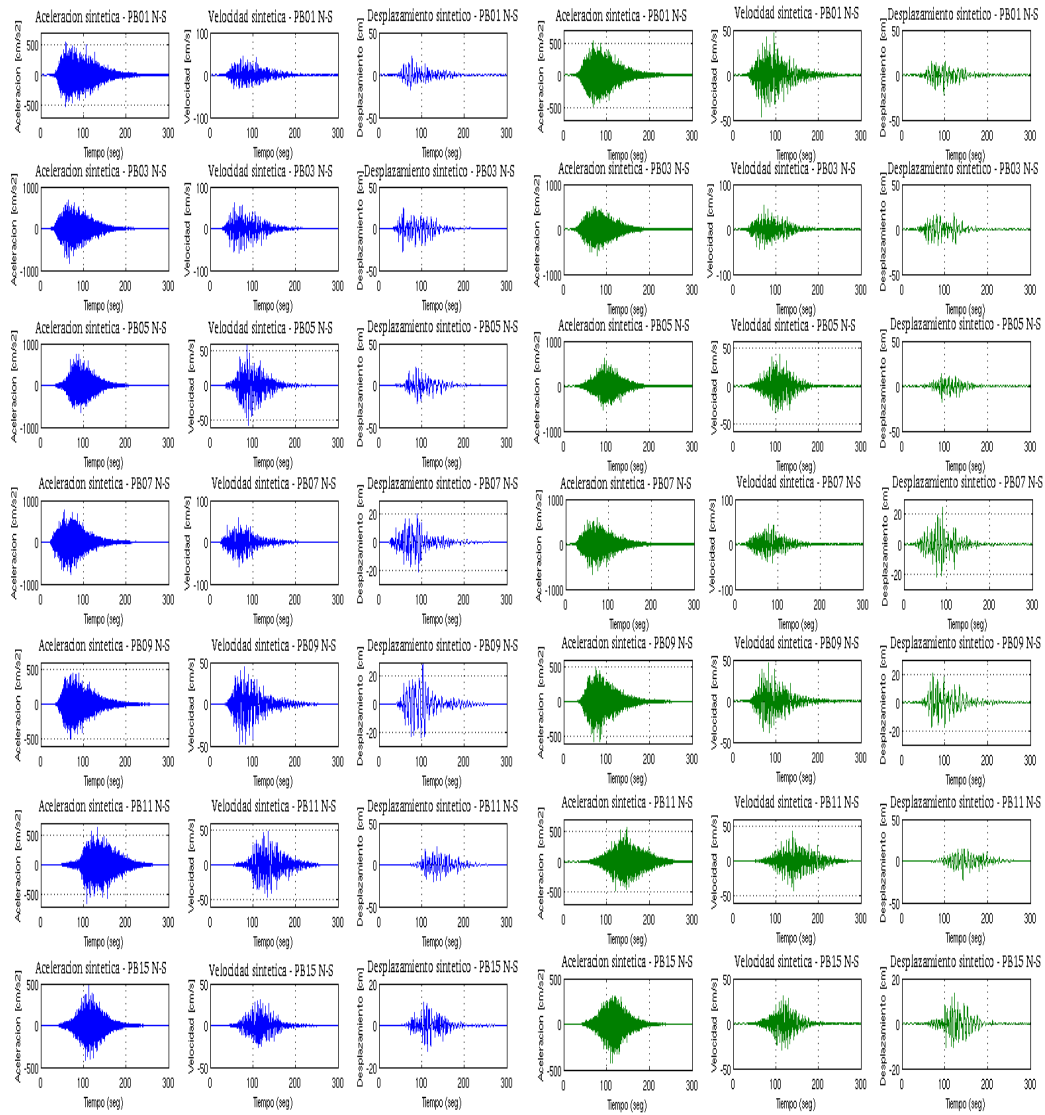


Figura E.2: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB01, PB03, PB05, PB07, PB09, PB11 y PB15 en componente N-S.

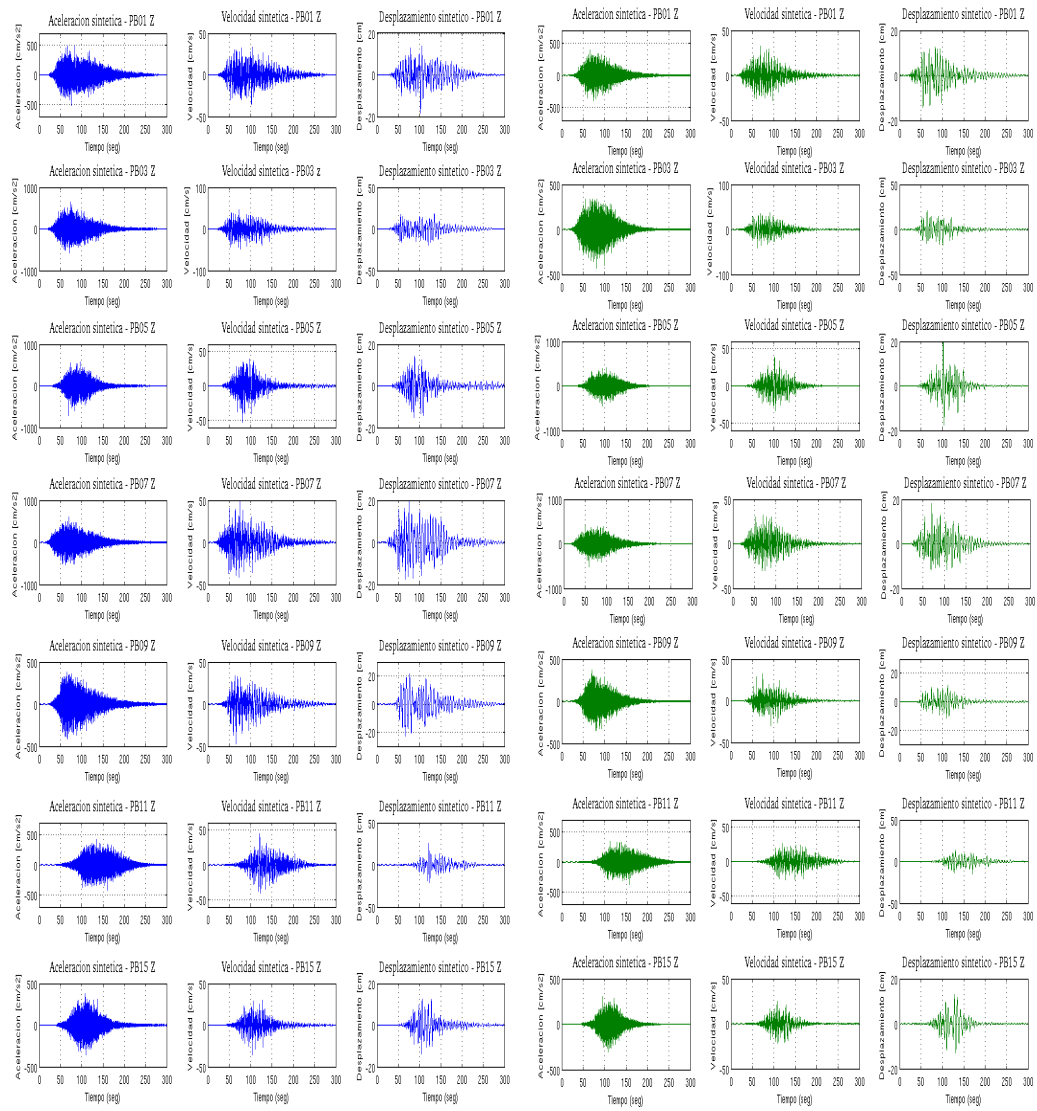


Figura E.3: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB01, PB03, PB05, PB07, PB09, PB11 y PB15 en componente Z.

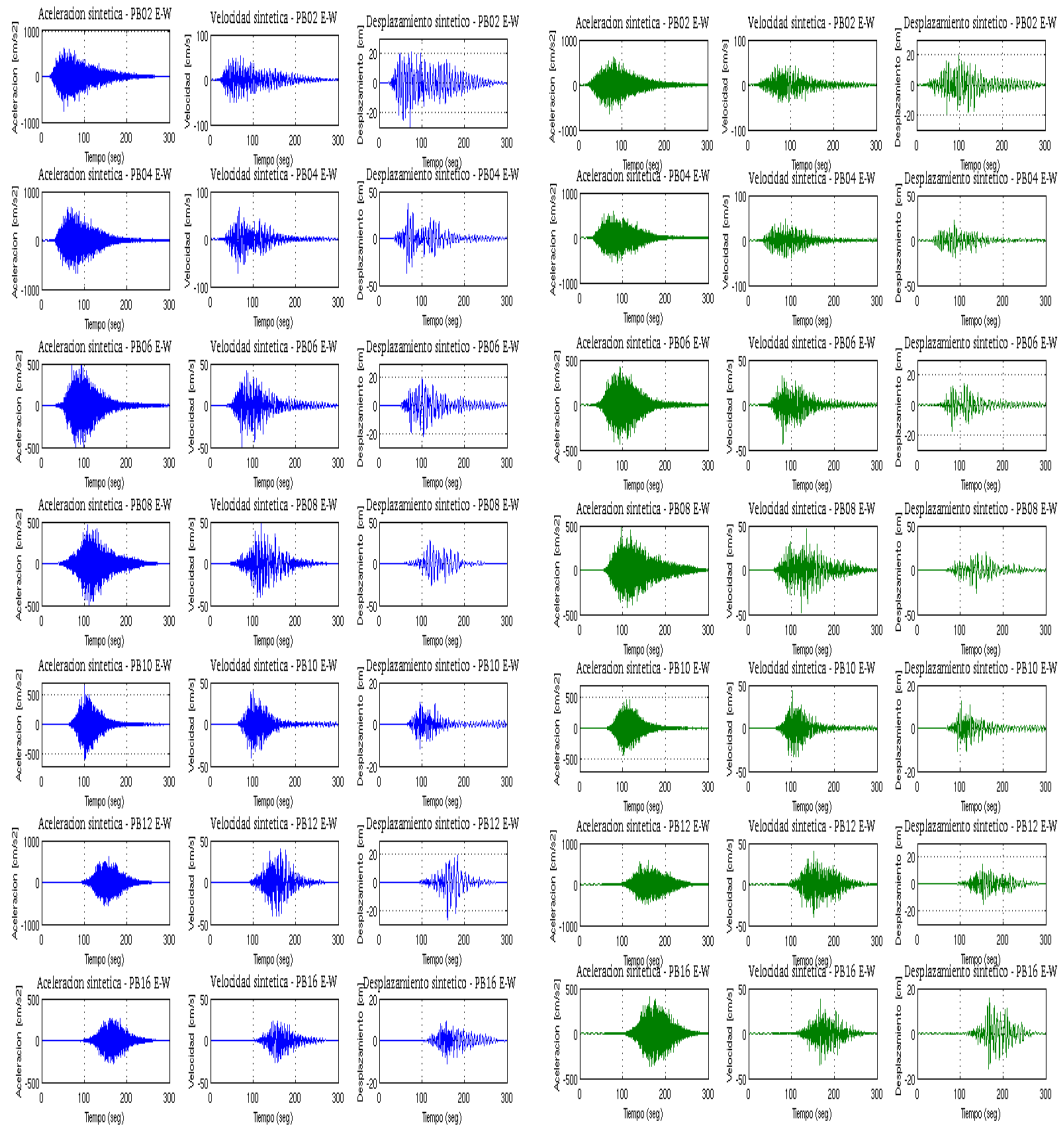


Figura E.4: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente E-W.

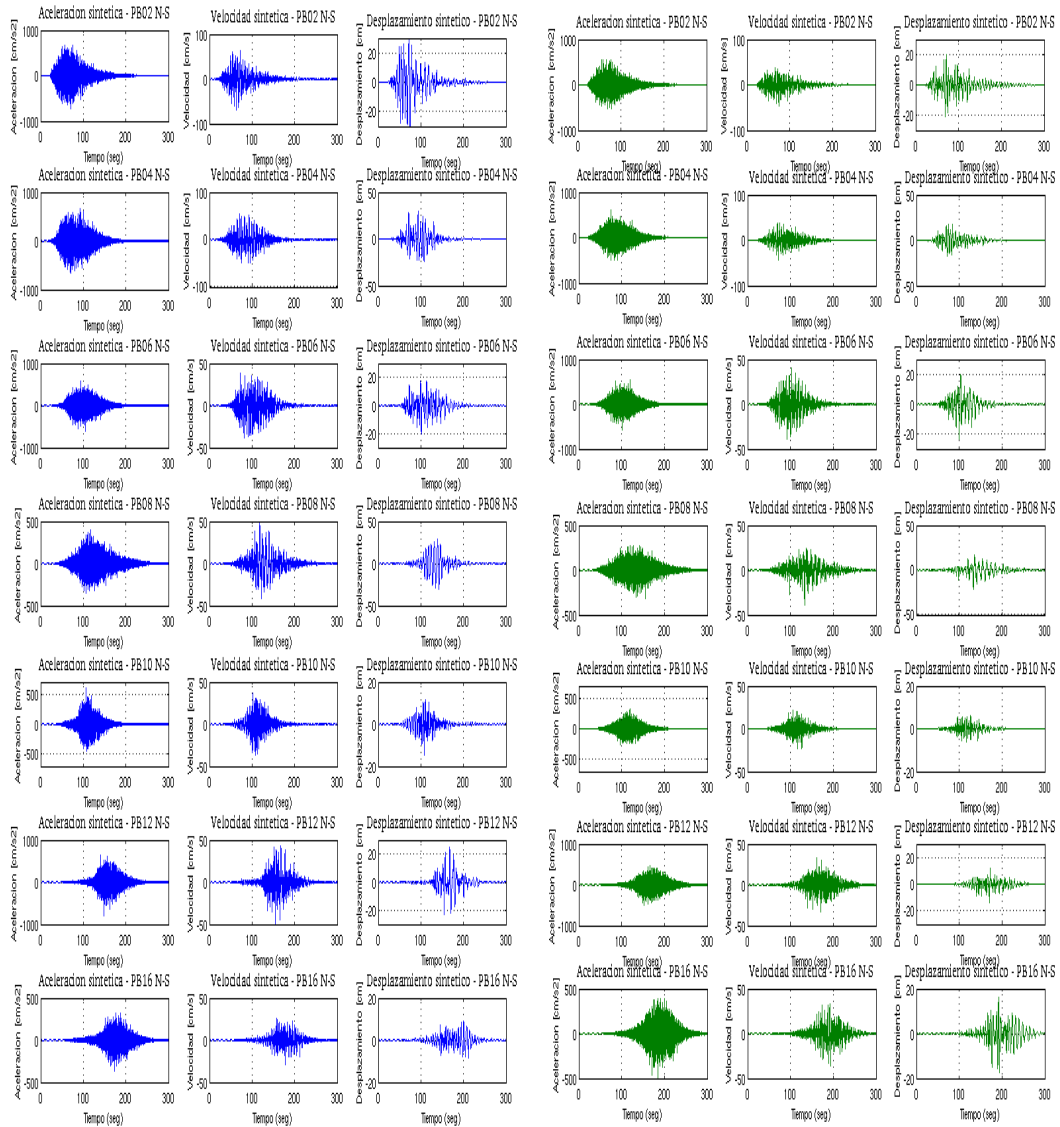


Figura E.5: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente N-S.

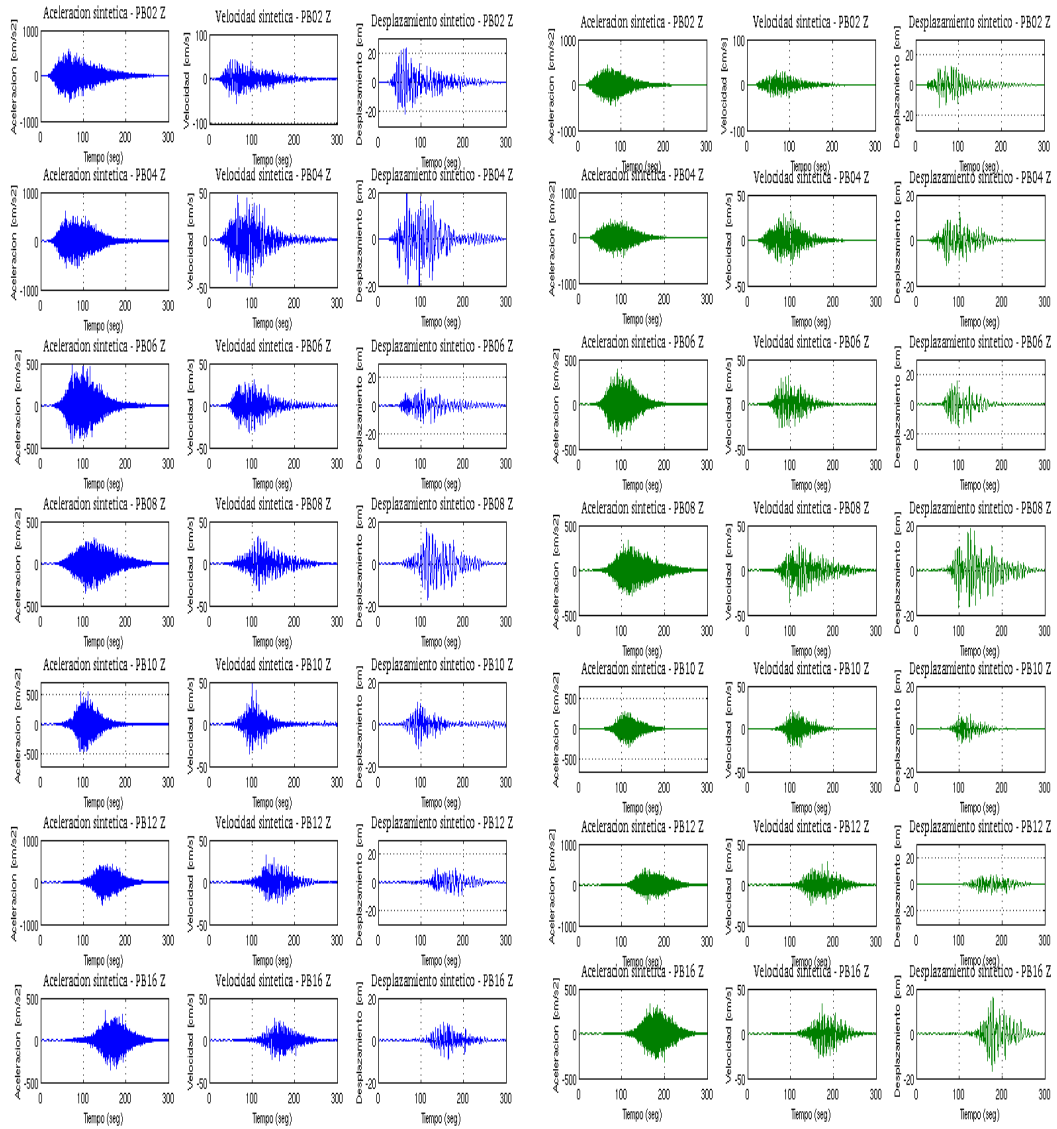


Figura E.6: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente Z.

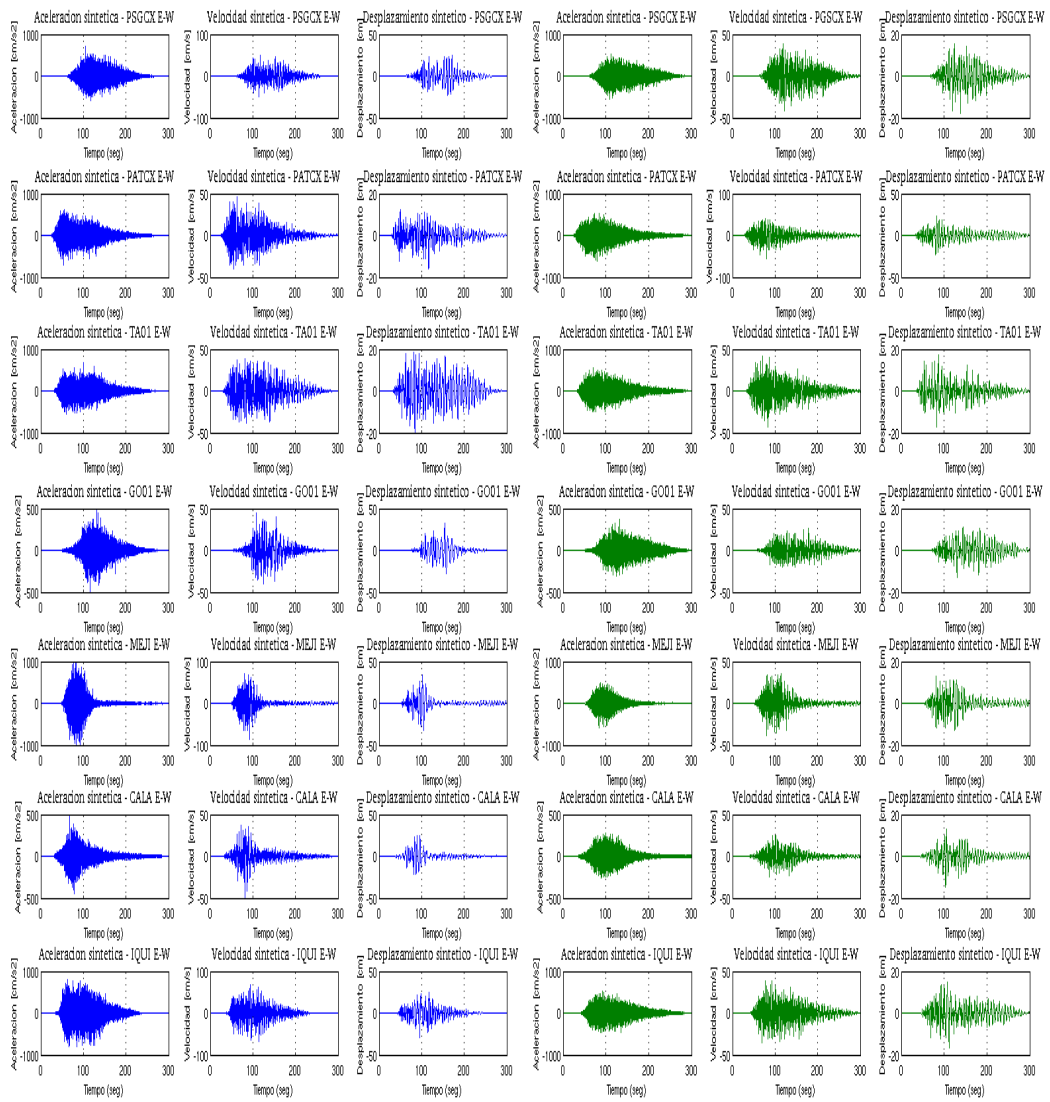


Figura E.7: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente E-W.

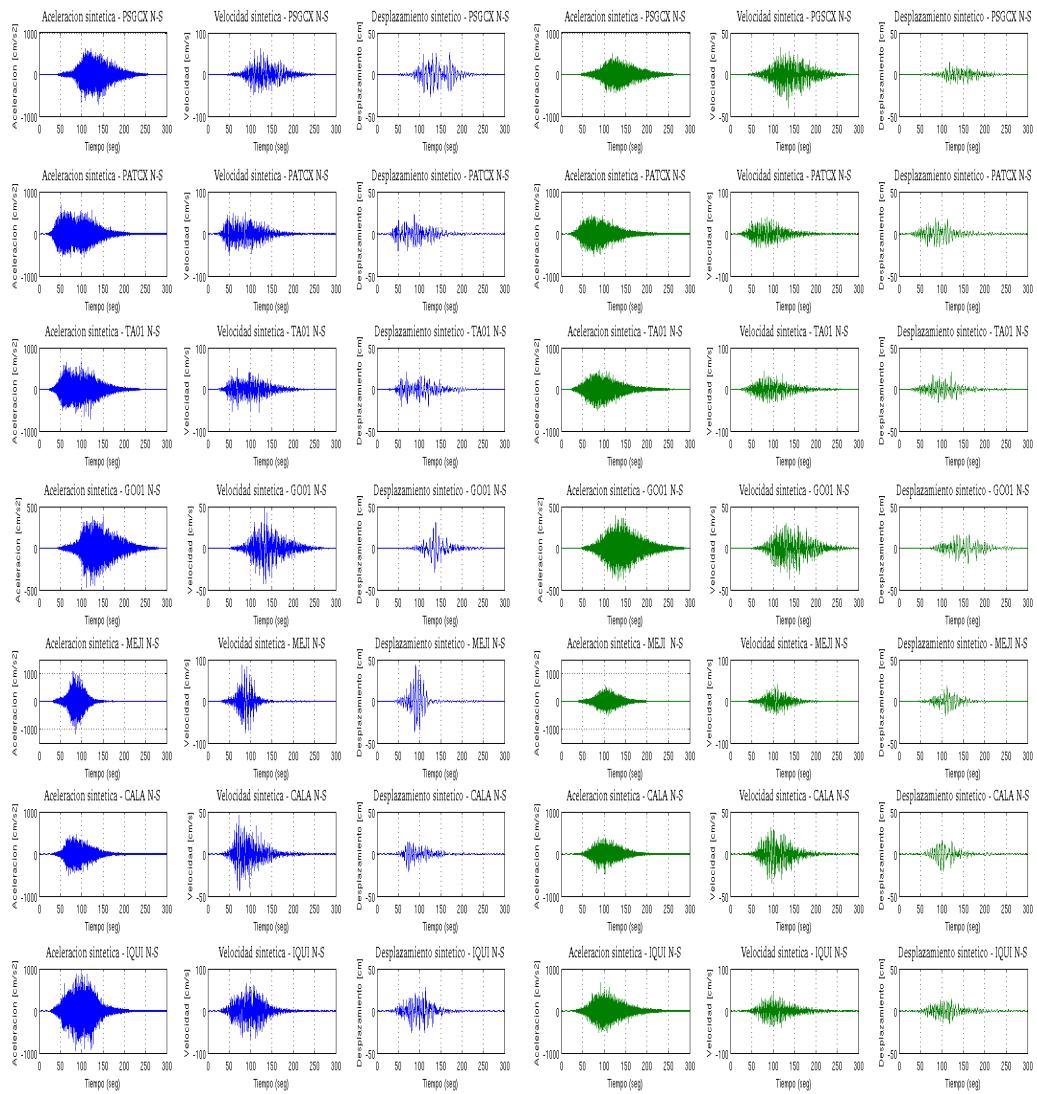


Figura E.8: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente N-S.

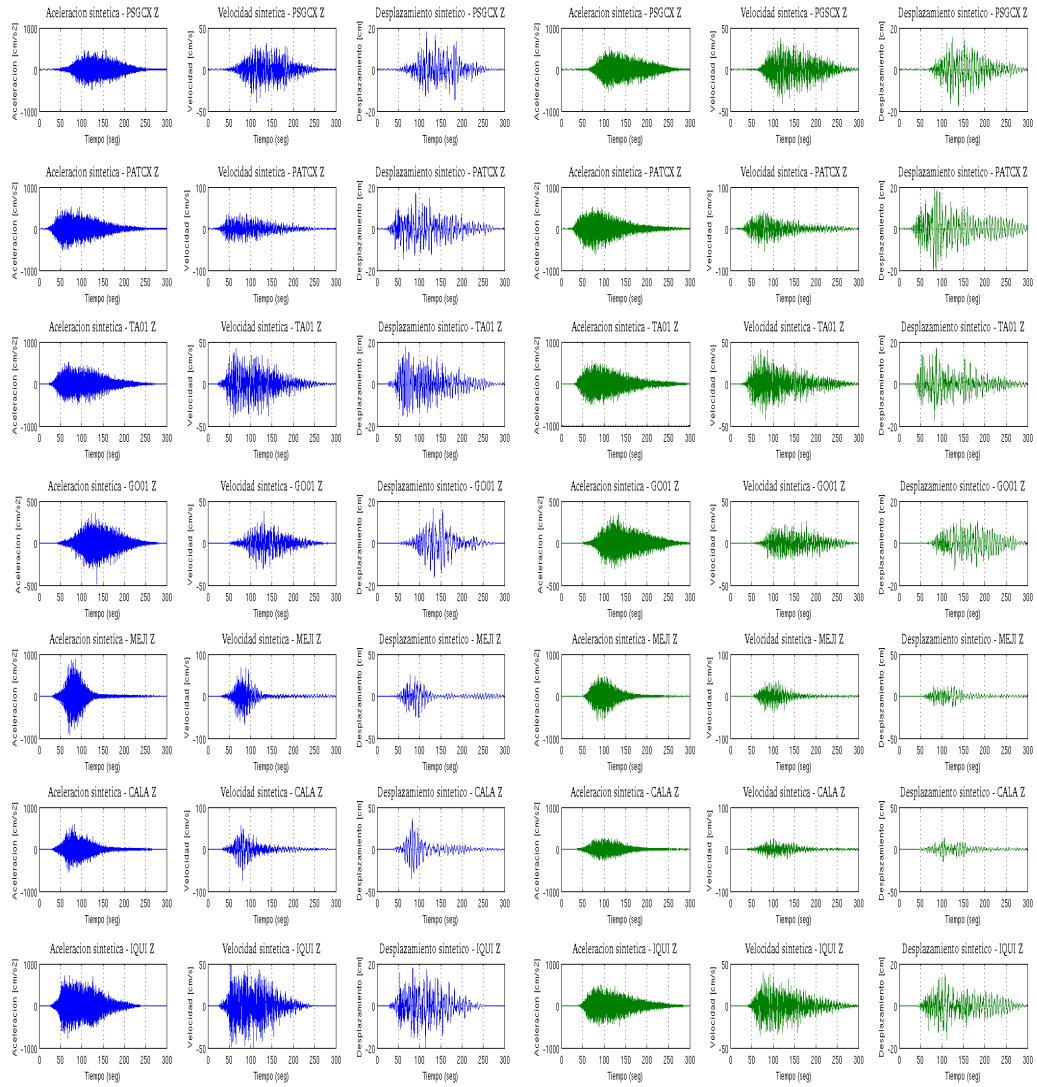


Figura E.9: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB10, PB12 y PB16 en componente Z.

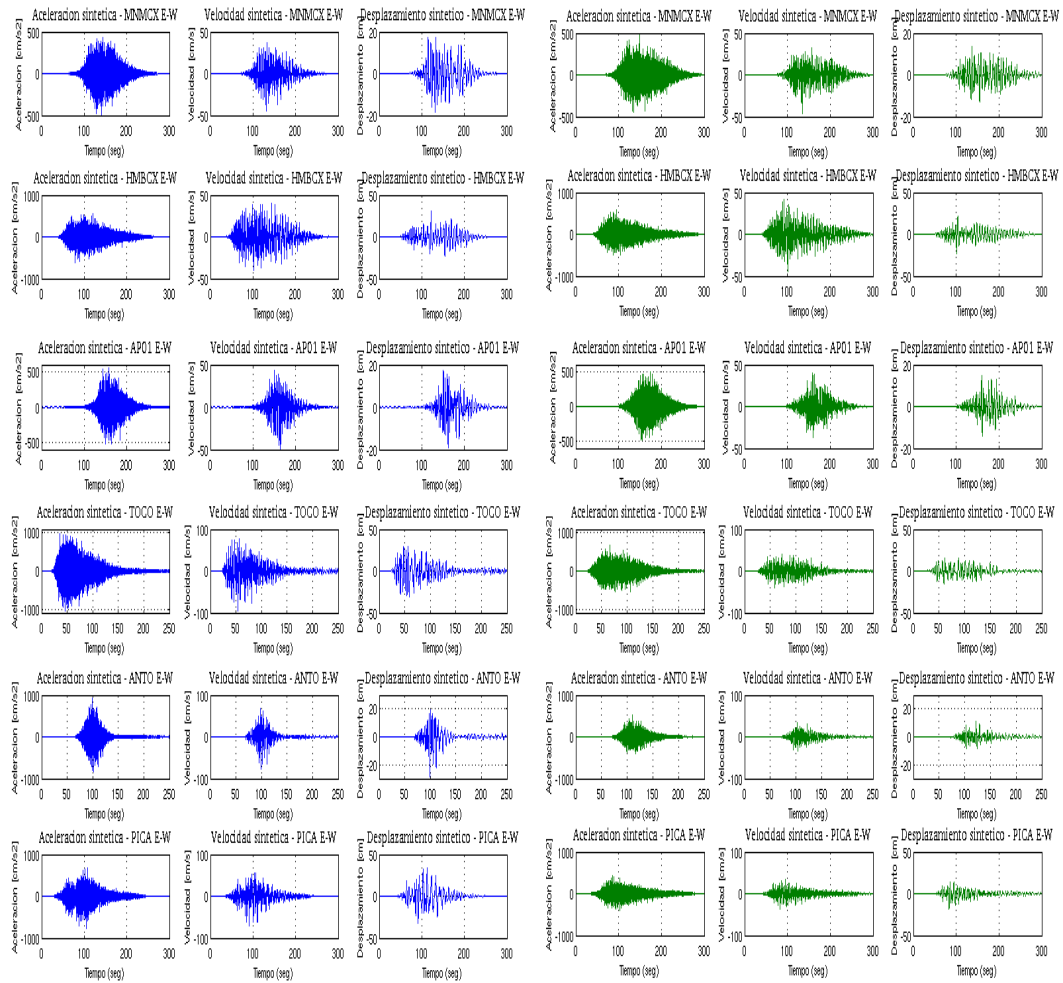


Figura E.10: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente E-W.

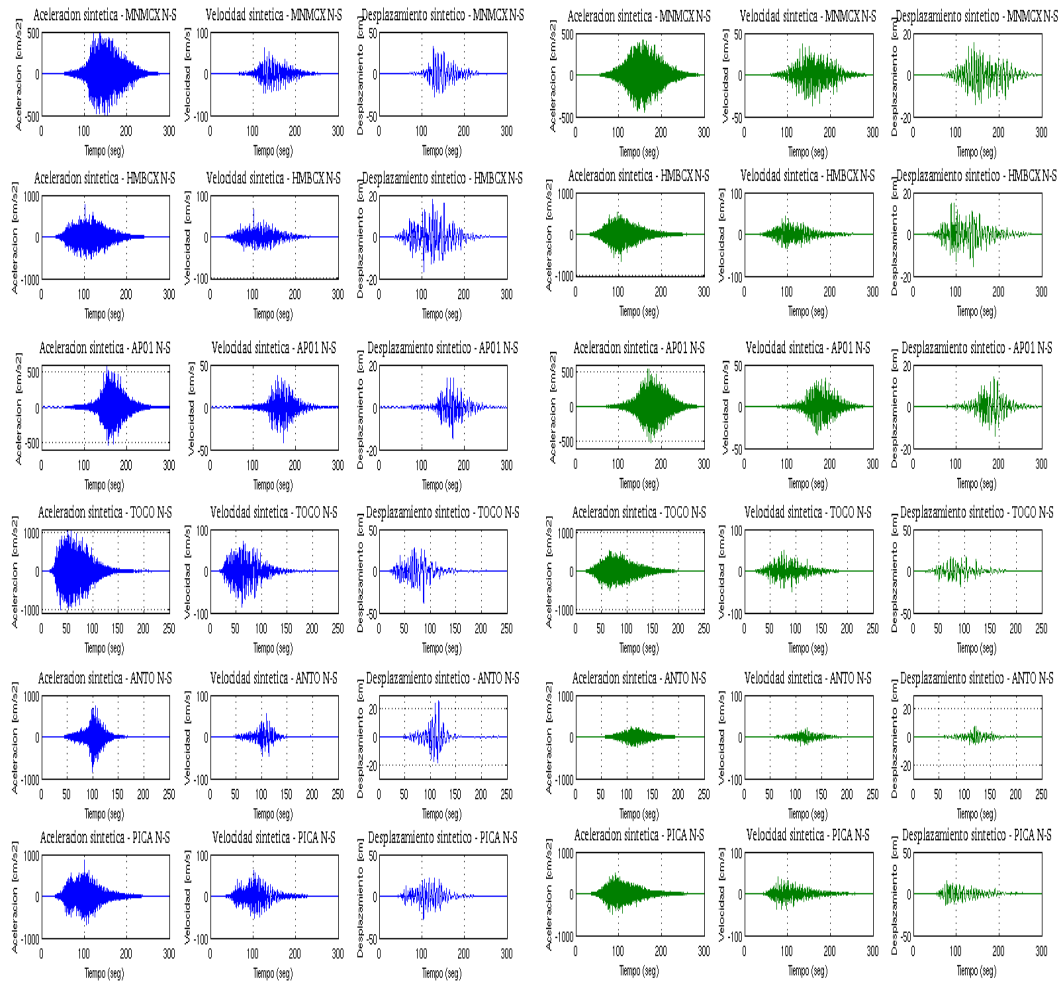


Figura E.11: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente N-S.

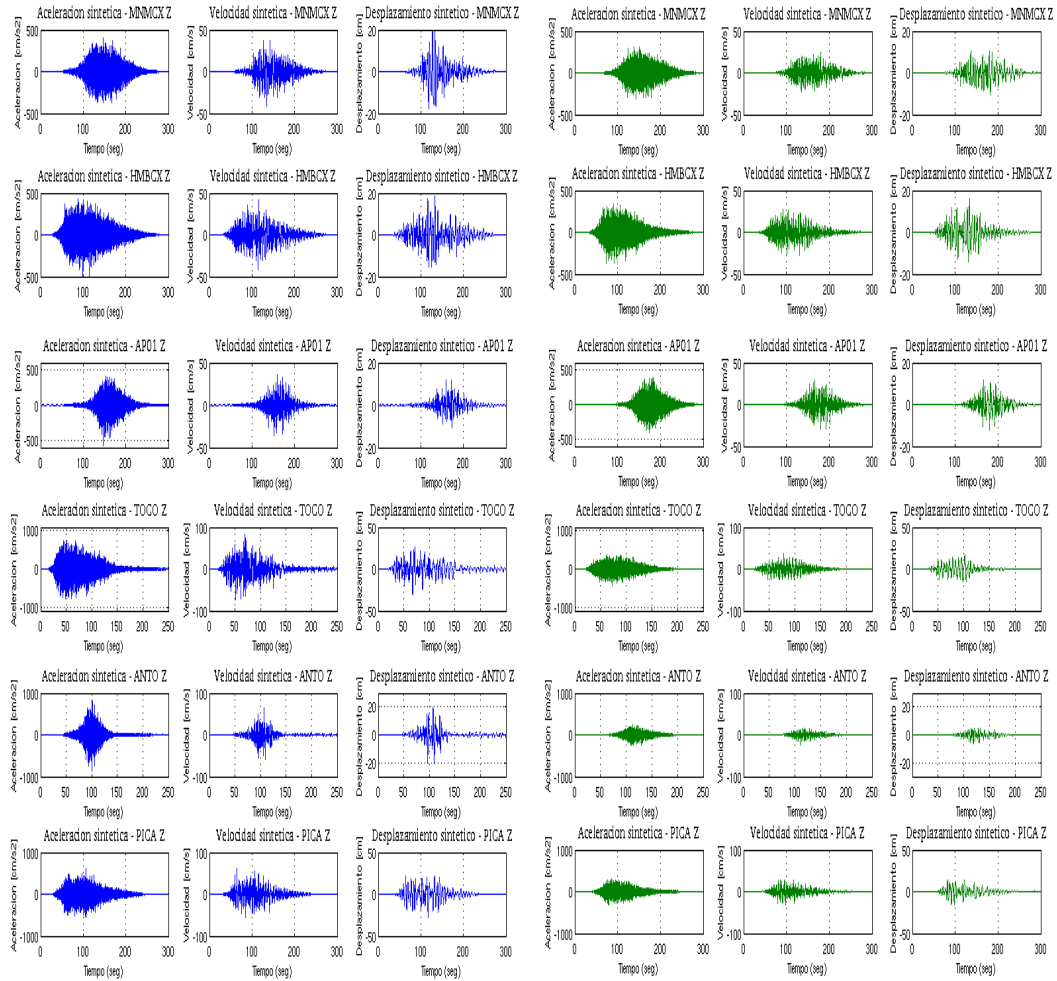


Figura E.12: Comparación de aceleración, velocidad y desplazamiento simulado considerando una distribución de slip heterogénea (azul) y otra homogénea (verde) para estaciones PB02, PB04, PB06, PB08, PB010, PB12 y PB16 en componente Z.



ESCUELA DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA

Paper N° 55

Simulación de acelerogramas para un Mega-Terremoto en el Norte de Chile usando un método estocástico de falla finita

C. Otarola⁽¹⁾, S. Ruiz⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. crotarola@ug.uchile.cl

⁽²⁾ Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. sruiz@dgf.uchile.cl

Resumen

Se desarrolla una metodología para la simulación de acelerogramas considerado un método estocástico de falla finita, el cual simula simultáneamente ondas P, SV y SH. La propagación de las ondas considera el ángulo de incidencia, azimut y los adecuados factores de superficie libre y de partición de energía. De esta forma se ha podido generar acelerogramas artificiales en tres componentes: dos horizontales y una vertical. La técnica empleada ha sido probada simulando acelerogramas en sitios donde se registró el terremoto de Tocopilla de 2007 (Mw 7.7). Se ha conseguido un buen ajuste entre lo observado y simulado para las tres componentes de aceleración en un amplio rango de frecuencias (0.1 -20 Hz). Finalmente, se propone un potencial escenario de ruptura para un mega-terremoto (Mw 9.0) en el Norte de Chile basándose en un modelo de acoplamiento, generando acelerogramas artificiales para estaciones sobre roca dura. La simulación muestra valores de PGA cercanos a ~ 1 [g] para algunas estaciones.

Palabras Clave: Acelerogramas, Simulación, Terremotos, Chile, Falla Finita.

Abstract

We developed a methodology for synthetic strong motion considered a stochastic finite-fault method. This method simulates P, SV and SH waves simultaneously. The propagation of seismic waves considered the incident angle, the azimuth angle, free surface factors and energy partition. We generate artificial accelerograms in three components: two horizontal and one vertical. This proposed technique has been tested by simulating accelerograms in sites where was registered the 2007 Tocopilla earthquake (Mw 7.7). We have a good fit between the observed and synthetic for the three components records in a wide frequency range (0.1-20 Hz). Finally, we proposed a potential rupture scenario for a mega-earthquake (Mw 9.0) in northern Chile based on a coupling model. Then, we generate strong motion data on hard rock. The simulation shows values of PGA around ~ 1 [g] for some stations.

Keywords: Accelerograms, Simulation, Earthquake, Chile, Finite Fault.

1 Introducción

Para simular las aceleraciones del suelo se usan técnicas estocásticas, determinísticas y/o empíricas que buscan simular el movimiento fuerte de terremotos. En particular, los métodos estocásticos han podido suplir las deficiencias que tienen las funciones de Green teóricas a la hora de simular frecuencias altas de acelerogramas, y ser una buena alternativa de simulación en zonas donde no se cuenta con registros sísmicos.

La base del método estocástico comienza con la observación hecha por Hanks & McGuire (1981) [1], quienes combinaron modelos sismológicos de los espectros de amplitud del movimiento fuerte, con la noción que el movimiento es básicamente aleatorio, posteriormente Boore (1983 [2], 2003 [3]) refina el método modulando una banda de ruido blanco Gaussiano con una envolvente deseada para una cierta ventana de tiempo, extendiéndolo a una simulación de series de tiempo considerando varias medidas, siendo los espectros de respuesta las más importantes.

Luego este método estocástico es ampliado a una fuente finita por Beresnev & Atkinson (1997) [4] siguiendo la idea de Hartzell (1978) [5], el cual propone subdividir la falla de un terremoto en una grilla de subfuentes. Más tarde este método estocástico de fuente finita es modificado por Motazedian & Atkinson (2005) [6] incorporando algunas mejoras como una frecuencia de esquina dinámica y factores de escalamiento, los cuales buscan garantizar la conservación de la energía radiada en altas frecuencias. Este método modela el espectro de aceleración teórico (A_{ij}) de la aproximación de campo lejano del desplazamiento para ondas de corte (Beresnev & Atkinson, 1997 [4]) de la siguiente manera:

$$u^P(x, t) = \frac{F^S \mu A \dot{u}(t - r/\alpha) \hat{I}}{4\pi\rho\alpha^3 r} \quad (1)$$

$$A_{ij} = \frac{\langle R_{\theta\phi} \rangle F S P E M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{cij})^2} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_s(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) \text{Amp}(f) \quad (2)$$

donde $\langle R_{\theta\phi} \rangle$ corresponde al patrón de radiación promedio; FS el efecto de superficie libre (2 para ondas SH); PE es la partición de la energía en dos componentes horizontales (0.707); ρ es la densidad en una vecindad de la fuente; β velocidad de las ondas S en una vecindad de la fuente; M_{0ij} es el momento sísmico asociado a la sub-fuente ij-ésima; f_{cij} corresponde a la frecuencia de esquina dinámica; R_{ij} la distancia entre la subfuente ij-ésima y el punto de observación; $Q_s(f)$ corresponde al factor de calidad para ondas S; κ corresponde a un factor que controla la atenuación en altas frecuencias; $G(R_{ij})$ corresponde a la dispersión geométrica; $\text{Amp}(f)$ corresponde a la amplificación en el sitio.

Ahora bien, como estas formulaciones solo consideran ondas S incidiendo de manera vertical en la superficie de la Tierra, en este trabajo se propone un método estocástico de fuente finita que considera ondas P, SV y SH, considerando el ángulo de incidencia y azimut de los rayos sísmicos arribando en la superficie de la Tierra. Este método permite simular aceleraciones del suelo en tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y vertical). De esta forma se propone simular registros de aceleración en sus tres componentes para el terremoto ocurrido el 14 de Noviembre de 2007 cerca de Tocopilla (Mw 7.7), para luego simular acelerogramas para un potencial megaterremoto Mw 9.0 en el Norte de Chile.

2. Metodología

La nueva técnica de simulación estocástica de falla finita presentada en este artículo está basada en formulaciones previas del método estocástico (Boore, 1983 [2], 2003 [3]; Beresnev & Atkinson, 1997 [4]; Motazedian & Atkinson, 2005 [6]). En la cual se propone modelar los espectros de aceleración de la sub-falla ij-ésima asociados a las Ecs. (2), (3) y (4) (Aki & Richards, 2002 [7]; Fig. 2.a) descompuestas

en un sistema coordinado (r,h,z) (Fig. 1) para ondas P, SV y SH (Ec. (5), (6), (7), (8), (9) y (10)). De este modo se obtienen 5 espectros de aceleración:

$$\vec{u}^P(x, t) = \frac{\mathbb{F}^P \mu A \dot{u}(t - r/\alpha)}{4\pi\rho\alpha^3 r} \hat{i} \quad (2)$$

$$\vec{u}^{SV}(x, t) = \frac{\mathbb{F}^{SV} \mu A \dot{u}(t - r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \hat{p} \quad (3)$$

$$\vec{u}^{SH}(x, t) = \frac{\mathbb{F}^{SH} \mu A \dot{u}(t - r/\beta)}{4\pi\rho\beta^3 r} \hat{p} \quad (4)$$

$$A_{ijr}^P = \frac{\langle R_{\theta\phi}^P \rangle FS_r^P PE_r^P M_{0ij}}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{Pcij})^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_P(f)\alpha}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (5)$$

$$A_{ijz}^P = \frac{\langle R_{\theta\phi}^P \rangle FS_z^P PE_z^P M_{0ij}}{4\pi\rho\alpha^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{Pcij})^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_P(f)\alpha}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (6)$$

$$A_{ijr}^{SV} = \frac{\langle R_{\theta\phi}^{SV} \rangle FS_r^{SV} PE_r^{SV} M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{Scij})^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_S(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (7)$$

$$A_{ijz}^{SV} = \frac{\langle R_{\theta\phi}^{SV} \rangle FS_z^{SV} PE_z^{SV} M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{Scij})^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_S(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (8)$$

$$A_{ijh}^{SH} = \frac{\langle R_{\theta\phi}^{SH} \rangle FS_h^{SH} PE_h^{SH} M_{0ij}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1 + (f/f_{Scij})^\gamma} G(R_{ij}) \exp\left(\frac{-\pi f R_{ij}}{Q_S(f)\beta}\right) \exp(-\pi f \kappa) Amp(f) \quad (9)$$

donde $\langle R_{\theta\phi}^P \rangle$, $\langle R_{\theta\phi}^{SV} \rangle$ y $\langle R_{\theta\phi}^{SH} \rangle$ son los patrones de radiación promedio de las ondas P, SV y SH respectivamente; $FS_r^P, FS_z^P, FS_r^{SV}, FS_z^{SV}$ y FS_h^{SH} son factores que consideran las correcciones debidas al efecto de superficie libre para ondas P, SV y SH en las componentes r, h y z; $PE_r^P, PE_z^P, PE_r^{SV}, PE_z^{SV}$ y PE_h^{SH} son factores de partición de la energía; α y β son la velocidad de las ondas P y S en una venciad de la fuente respectivamente; $Q_s(f)$ y $Q_p(f)$ son los factores de calidad de las ondas S y P respectivamente; f_{Scij} la frecuencia de esquina dinámica para ondas S (Motazedian & Atkinson, 2005 [6]) y f_{Pcij} la frecuencia de esquina dinámica para ondas P, donde esta última es estimada considerando la relación $f_{Pcij} = (\alpha/\beta)f_{Scij}$ (Hanks & Wyss, 1972 [8]). Por otra parte la forma funcional del espectro de desplazamiento es modelada considerando un modelo $\omega^{-\gamma}$ (Aki, 1977 [9]).

2.1 Efecto de superficie libre

Para el cálculo del efecto de superficie libre en este trabajo se asume que la fuente está lo suficientemente lejos del punto de observación o estación, de este modo puede considerarse que las ondas que arriban en superficie son ondas planas. Empleando esta consideración los factores de superficie libre son calculados como la razón entre la amplitud de desplazamiento (\bar{U}_i^K) de una partícula debido al efecto de superficie libre para ondas planas K (K=P, SV o SH), en la componente i (i=r, h o z) , y la amplitud de desplazamiento (U_i^K) en ausencia de este efecto. Es decir,

$$FS_i^K(\theta) = \frac{\bar{U}_i^K(\theta)}{U_i^K(\theta)} \quad (10)$$

2.2 Partición de la Energía

Los factores de partición de la energía radiada corresponden al módulo de las proyecciones de los vectores unitarios \hat{I} , \hat{p} , y $\hat{\phi}$ en los vectores unitarios del sistema coordenado donde se desean descomponer los desplazamientos producto de las ondas P, SV y SH. De esta manera $PE_r^P(\theta) = \sin(\theta)$; $PE_z^P(\theta) = \cos(\theta)$; $PE_r^{SV}(\theta) = \cos(\theta)$; $PE_z^{SV}(\theta) = \sin(\theta)$; $PE_h^{SH}(\theta) = 1$, donde θ corresponde al ángulo de incidencia de los rayos sísmicos (Fig. 1).

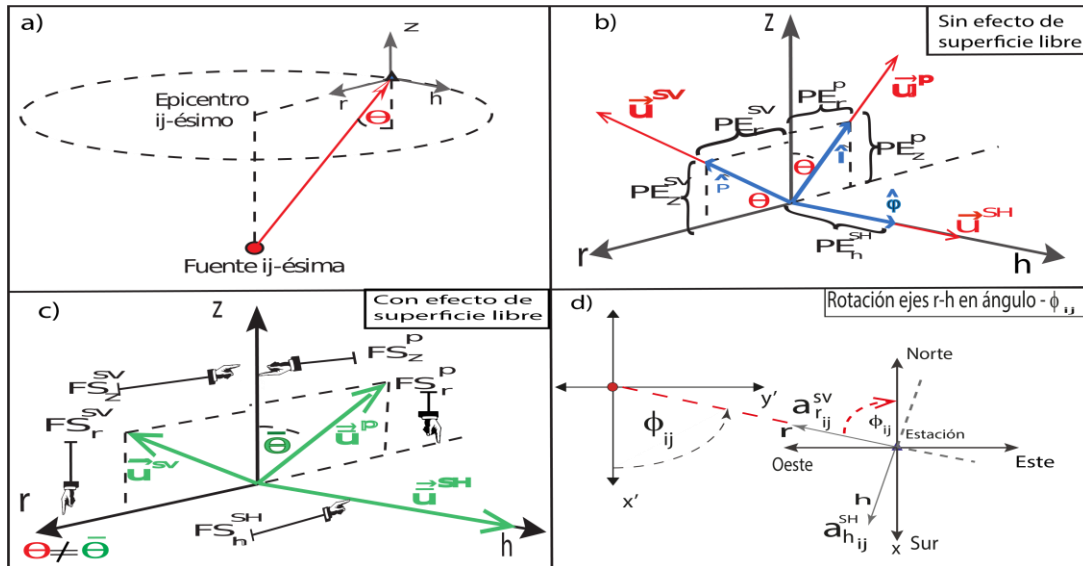


Fig. 1 – a) Rayo directo generado en subfuente ij-ésima, el cual se propaga por un medio homogéneo e incide en superficie formando un ángulo θ con la vertical. b) Desplazamiento de partícula en estación – sin considerar efecto de superficie libre- debido a ondas P, SV y SH descompuesto en sistema coordenado r (radial), h (tangencial) y vertical (z). c) Desplazamiento de partícula considerando efecto de superficie libre en componentes (r,h,z). d) Rotación de ejes r-h en un ángulo azimut $-\phi_{ij}$ para dejar las aceleraciones descompuestas en un sistema Este-Oeste (E-W), Norte-Sur (N-S) y vertical (Z).

2.3 Rotación de ejes y contribución de cada sub-falla a la aceleración total

Teniendo los espectros de desplazamiento correspondiente a cada sub-falla se cumple que éstos pueden ser transformados al dominio del tiempo (Fig. 2) para luego rotar los ejes $h-r$ en $-\Phi_{ij}$ con el objeto de dejar la aceleración ij-ésima en componentes Este-Oeste, Norte-Sur y Vertical (Fig. 1.d). Luego, para poder sumar la contribución de cada sub-fuente a la aceleración total se retarda la aceleración ij-ésima en un tiempo $\Delta t_{ij}^P = t_{rij} + t_{vij}^P$ y $\Delta t_{ij}^S = t_{rij} + t_{vij}^S$, para ondas P y S respectivamente, donde t_{rij} es el tiempo de ruptura de la sub-falla ij-ésima y t_{vij}^P y t_{vij}^S son los tiempos de viaje de las ondas P y S respectivamente. Posteriormente cada aceleración es multiplicada por sus respectivos factores de escalamiento H_{ij}^S y H_{ij}^P (Ecs. 14 y 15). Estos factores de escalamiento para las ondas S (Motazedian & Atkinson, 2005 [6]) y P respectivamente, se obtuvieron considerando el espectro de velocidad, dado que la energía radiada es proporcional a la integral del espectro de velocidad al cuadrado. Es decir,

$$H_{ij}^S = \frac{M_0}{M_{0ij}} \sqrt{\frac{\sum \frac{f_k^2}{[1 + (f_k/f_{Sc})^\gamma]^2}}{\sum \frac{f_k^2}{[1 + (f_k/f_{Sci})^\gamma]^2}}} \tag{14}$$

$$H_{ij}^P = \frac{M_0}{M_{0ij}} \sqrt{\frac{\sum \frac{f_k^2}{[1 + (f_k/f_{Pc})^\gamma]^2}}{\sum \frac{f_k^2}{[1 + (f_k/f_{Pcij})^\gamma]^2}}} \quad (15)$$

Donde los momentos sísmicos M_{0ij} asociados a cada sub-falla son derivados de un modelo de deslizamiento de la siguiente manera:

$$M_{0ij} = d_{ij} \frac{M_0}{\sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} d_{ij}} \quad (16)$$

d_{ij} por su parte corresponde al deslizamiento asociado a la sub-falla ij-ésima. De esta manera la aceleración total queda determinada por:

$$\vec{a}(t) = \sum_{i=1}^{N_L} \sum_{j=1}^{N_W} [H_{ij}^S \vec{a}_{ij}^S(t + \Delta t_{ij}^S) + H_{ij}^P \vec{a}_{ij}^P(t + \Delta t_{ij}^P)] \quad (17)$$

donde N_L y N_W corresponde al número de subfallas a lo largo y ancho respectivamente.

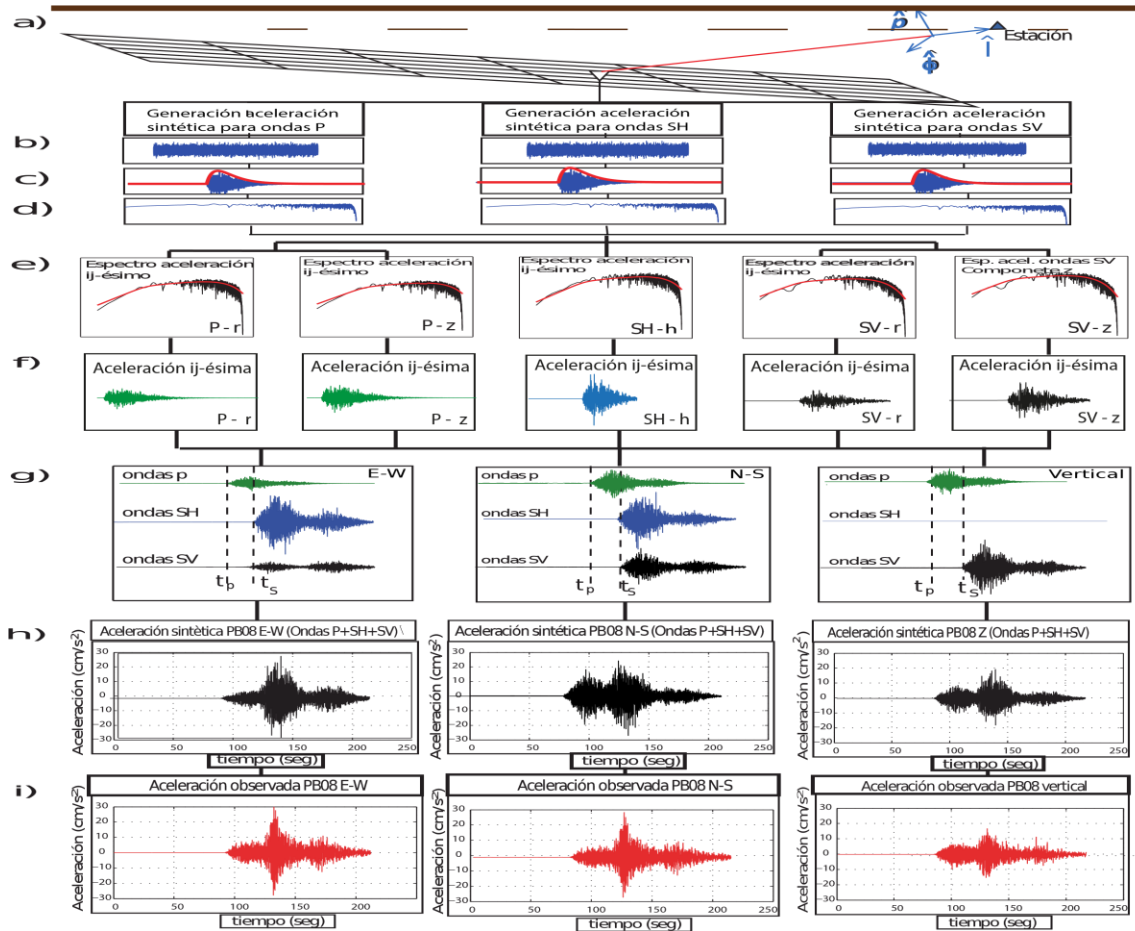


Fig. 2 – Esquema de metodología propuesta. a) Rayo directo generado en la sub-fuente ij-ésima. b) Generación de ruido blanco Gaussiano. c) Ruido modulado por envolvente deseada. d) Ruido espectral normalizado. e) Multiplicación de espectro de aceleración teórico por ruido espectral normalizado; generación de espectro de aceleración para la sub-fuente ij-ésima debido a las ondas P, SV y SH en componentes (r,h,z). f) Aceleración ij-ésima para ondas P, SV y SH en las componentes (r,h,z). g) Aceleración total para ondas P, SH y SV en componentes E-W, N-S y Z, luego de rotar en $-\phi$ y sumar la contribución de cada sub-fuente. h) Acelerograma simulado para estación PB08 en componentes E-W, N-S y Z. i) Acelerograma observado para estación PB08 en componentes E-W, N-S y Z.

3. Terremoto de Tocopilla

El 14 de Noviembre de 2007, entre los $22^{\circ}S$ y $23^{\circ}S$, cerca de la ciudad de Tocopilla en el Norte de Chile ocurrió un terremoto de magnitud M_w 7.7. Este sismo fue un terremoto interplaca tipo thrust, localizado en la parte sur del área de ruptura del megaterremoto tsunamigénico ($M_w \approx 8.8$) de 1877 (Kausel, 1986 [10]; Comte & Pardo, 1991 [11]), y parte del Norte de la zona de ruptura del terremoto de Antofagasta (M_w 8.1) ocurrido el 30 de Julio de 1995. Por otro lado, este terremoto rompió en la parte más profunda de la zona sismogénica del contacto de las placas de Nazca y Sudamericana en el Norte de Chile (Delouis et al., 2009 [12]; Peyrat et al., 2010 [13]). Este sismo ocurrió en una amplia zona desértica, tal que los daños solo se concentraron en un par de ubicaciones, principalmente en la ciudad de Tocopilla y la comuna minera María Elena (Astroza et al., 2008 [14]). El terremoto de Tocopilla ha sido el primer gran evento Chileno en ser registrado por una red de acelerógrafos digitales e instrumentos de banda ancha modernos. En particular fue bien registrado por 13 acelerógrafos (Fig. 3.a), de los cuales 7 pertenecen a la red IPOC (International Plate Boundary Observatory Chile) y los 6 restantes a la Universidad de Chile. En el presente capítulo se simulan las aceleraciones del suelo para el terremoto de Tocopilla considerando un plano de falla con un ángulo de manteo de 22° , rumbo de 358° y rake de 109° . El cual ha sido discretizado en 30×20 sub-fallas. El modelo de deslizamiento ocupado para derivar los momentos sísmicos asociados a cada sub-falla se obtuvo invirtiendo datos de cGPS y acelerogramas. Para esto se usaron dos parches elípticos con una distribución Gaussiana de deslizamiento desde sus centros (Fig. 3.b) y un modelo de ruptura cinemático. Además, en la simulación se ha considerado rayos directos propagándose por un medio de capas planas horizontales sobre un semi-espacio homogéneo, basándose en el modelo de velocidad de Husen et al., (1999) [15]. Por último, en la Tabla 1 se indican los valores de los parámetros usados para realizar la simulación, de acuerdo a las Ecs (5), (6), (7), (8) y (9). Finalmente se calibra la técnica con los datos del terremoto de Tocopilla (2007) y se procede a simular los espectros de aceleración y desplazamiento, y los acelerogramas para las estaciones pertenecientes a la red IPOC (Fig. 3.a), filtrando los registros reales con los simulados con un filtro pasa banda entre 0.1 y 20 [Hz] para posteriormente poder comparar lo simulado con lo real (Fig. 4, 5 y 6).

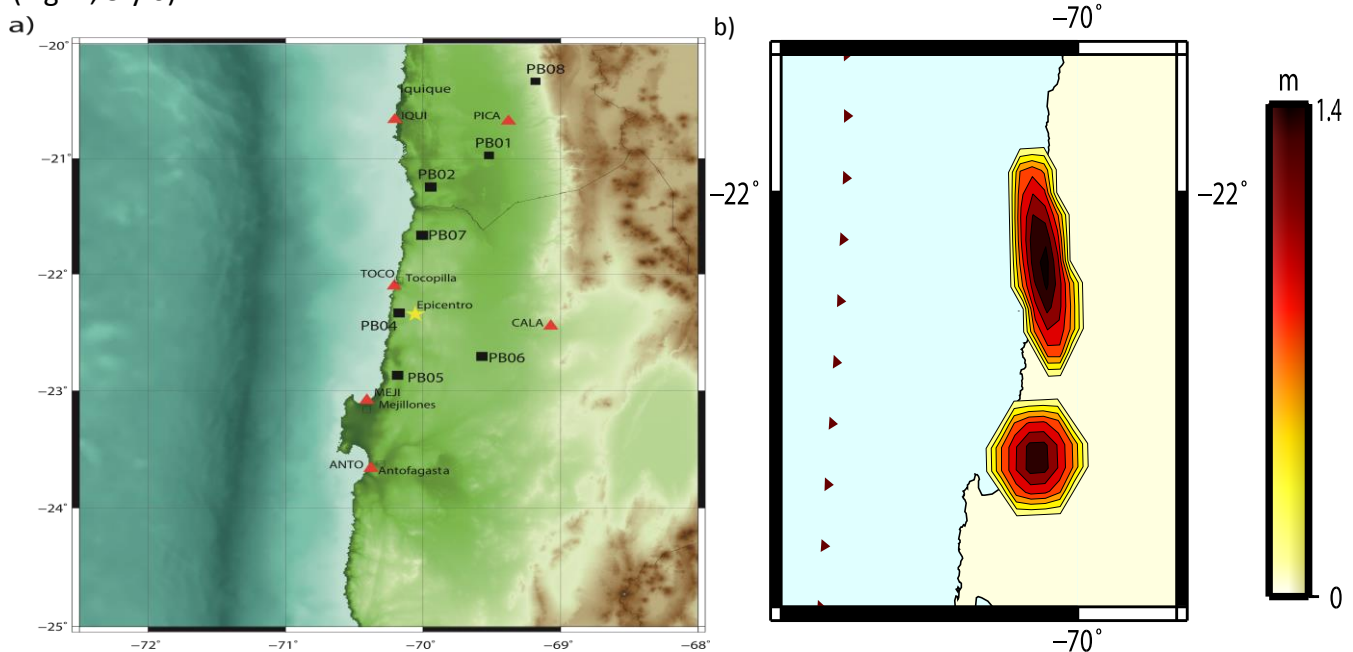


Fig. 3 – a) Distribución de acelerógrafos que registraron bien el terremoto ocurrido el 14 de Noviembre de 2007 en Tocopilla (M_w 7.7). Triángulos rojos corresponden a los acelerógrafos de la Universidad de Chile; Cuadrados negros corresponden a los acelerógrafos de la red IPOC; Estrella amarilla corresponde al epicentro del terremoto. b) Distribución de deslizamiento para el terremoto de Tocopilla de 2007.

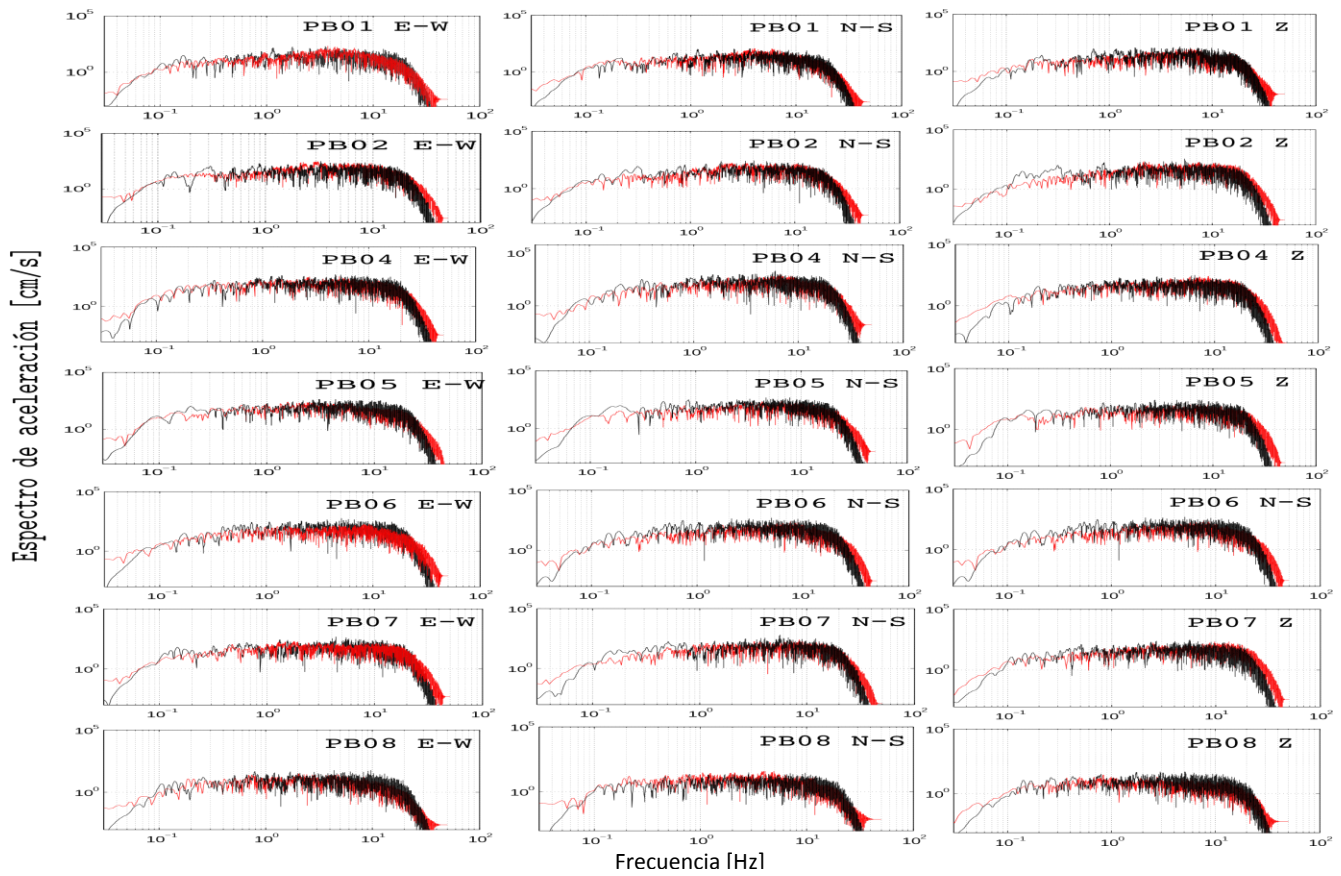


Fig. 4 – Comparación de espectros de Fourier de aceleración observados (rojos) con simulados (negros) para estaciones de la red IPOC (Fig. 3.a) en componentes Este-Oeste (E-W), Norte-Sur (N-S) y Vertical (Z).

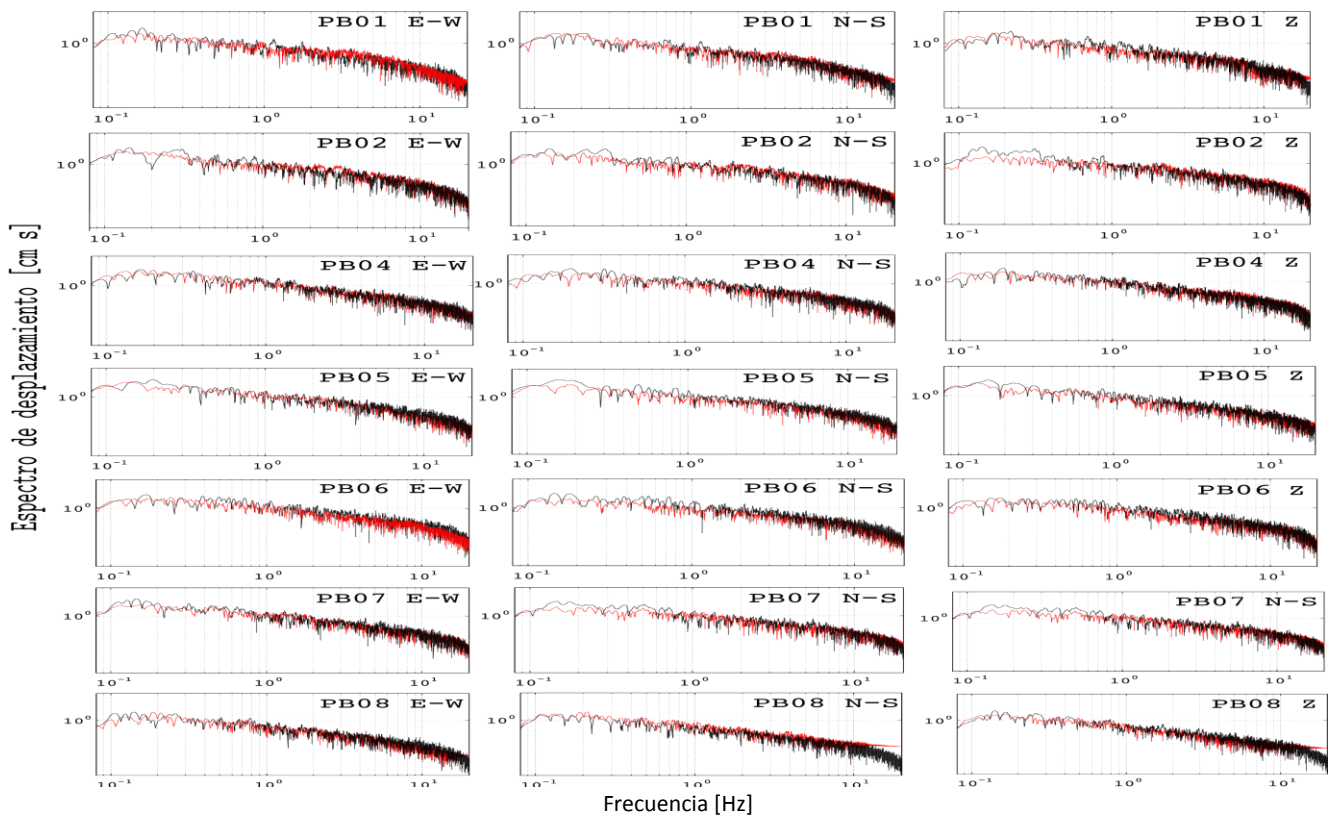


Fig. 5 – Comparación de espectros de Fourier de desplazamiento observados (rojos) con simulados (negros) para estaciones de la red IPOC (Fig. 3.a) en componentes Este-Oeste (E-W), Norte-Sur (N-S) y Vertical (Z).

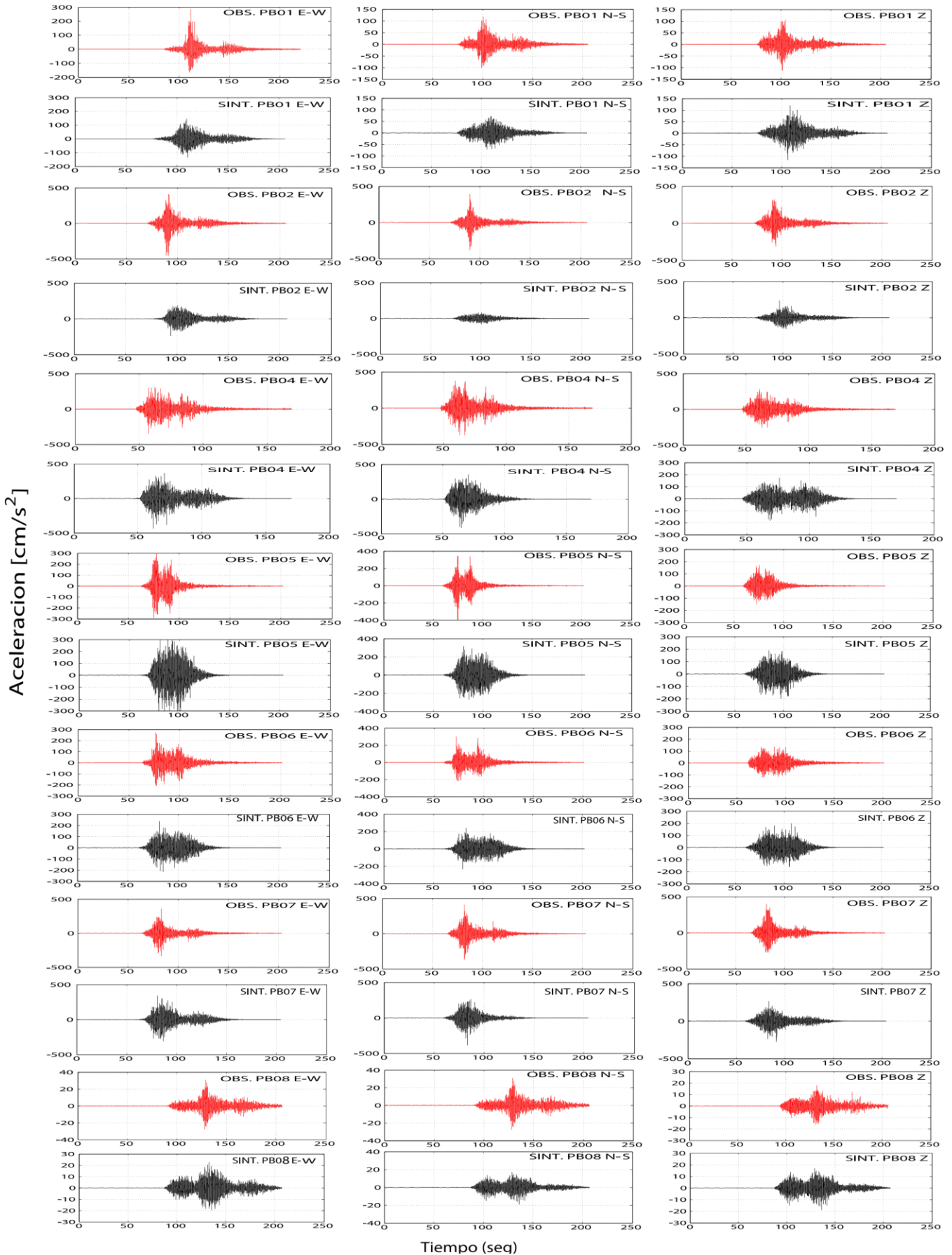


Fig. 6 – Comparación de acelerogramas observados (rojos) con simulados (negros) para estaciones de la red IPOC indicadas en las Fig. 3.a. en componentes Este-Oeste (E-W), Norte-Sur (N-S) y Vertical (Z).

Tabla 1 – Parámetros de entrada para la simulación

Origen	Parámetro modelo	Valor o función	Referencia o justificación
Fuente	Caída de esfuerzos ($\Delta\sigma$)	34 [bar]	Tetsuzo seno, (2014) [16]
	Densidad (ρ)	3,3 [g/cm ³]	
	Velocidad ondas P en vecindad fuente (α)	7,41 [Km/s]	
	Velocidad ondas S en vecindad fuente (β)	4,18 [Km/s]	Husen et al., (1999) [15]
	Velocidad Promedio de viaje ondas P	6,66 [Km/s]	
	Velocidad promedio de viaje ondas S	3,78 [Km/s]	
Trayecto	Módulo de cizalladura (μ)	5.5×10^{11} [Dinas \times cm ²]	$\mu = \rho \times \beta^2$
	Factor de calidad ondas P	$Q_P(f) = 1300 f^{0.4}$	
	Factor de calidad ondas S	$Q_S(f) = 600 f^{0.4}$	
	Atenuación geométrica	$1/R, R \leq 50$ $\left(\frac{1}{50}\right)\left(\frac{50}{R}\right)^{-0.1}, 50 < R \leq 100$ $\left(\frac{1}{50}\right)\left(\frac{50}{100}\right)^{-0.1} \left(\frac{100}{R}\right)^{1.4}, 100 < R$	Calibrado con los datos del Terremoto de Tocopilla
	Patrón de radiación promedio ondas P	$\langle R_{\theta\phi}^P \rangle = 0.5164$	Onishe and Korike, (2004) [17]
Patrón de radiación promedio ondas SV	$\langle R_{\theta\phi}^{SV} \rangle = 0.3891$	(valores obtenidos considerando un dip de 22° y un rake de 109°)	
Patrón de radiación promedio ondas SH	$\langle R_{\theta\phi}^{SH} \rangle = 0.3806$		
Sitio	Efecto κ	$\kappa = 0.03s$	Lancieri et al., 2012 [18]
	Amplificación	Amp(f)=1	Estaciones sobre roca

4. Simulación mega-terremoto (Mw 9.0) en el Norte de Chile

El Norte de Chile es reconocido como laguna sísmica desde la década del 70, donde el último mega-terremoto ocurrió el año 1877 (Fig. 7.a). Los más de 500 kilómetros entre Arica por el Norte y la península de Mejillones por el Sur han tenido reducida actividad sísmica, destacándose los sismos de moderada magnitud ocurridos en 1967 (~Mw 7.5), 2007 (Mw 7.7), 1 de Abril del 2014 (Mw 8.1) y 3 de Abril de 2014 en Iquique (Mw 7.6). Siendo el reciente terremoto del 1 de Abril de 2014 en Iquique el más grande en el Norte de Chile desde 1877 (Fig. 7). Este terremoto de magnitud Mw 8.1 tuvo un largo de ruptura de 150 Km y liberó sólo una parte de la energía que se estima acumulada en la zona (Ruiz et al., 2014 [19]).

Por otro parte, bajo el supuesto que las asperezas o zonas de mayor deslizamiento entre las placas tectónicas pueden derivarse de modelos de acoplamiento, en este trabajo se propone el escenario de ruptura indicado en la Fig. 8, el cual ha sido deducido basándose en el modelo de acoplamiento de Metois et al., 2013 [20] (Fig. 7.b). De esta forma se ha elegido un plano de falla de 600 [Km] de largo por 170 [Km] de ancho, el cual está subdividido en 510 sub-fallas de 20 [Km] de largo por 10 [Km] de ancho ($A_{ij} = A = 200 \text{ Km}^2$), con un hipocentro ubicado a los -21,5° de latitud, -70,4° de longitud y 35 [Km] de profundidad. Además se ha considerado que la ruptura se propaga radialmente con velocidad constante desde el hipocentro (Fig. 8.a) a 2.5 [Km/s]. El momento sísmico total se ha obtenido ocupando la relación de Hanks & Kanamori (1979) [21] para una magnitud de $M_W = 9.0$. De este modo el deslizamiento de cada sub-falla se ha distribuido tal que:

$$\sum_{i=1}^{30} \sum_{j=1}^{17} d_{ij} = \frac{M_0}{\mu A}$$

donde μ corresponde al módulo de cizalladura (Tabla 1). Además se ha asignando un máximo deslizamiento de 34 [m] en la aspereza ubicada en el segmento del Loa (Fig. 7.b y 8).

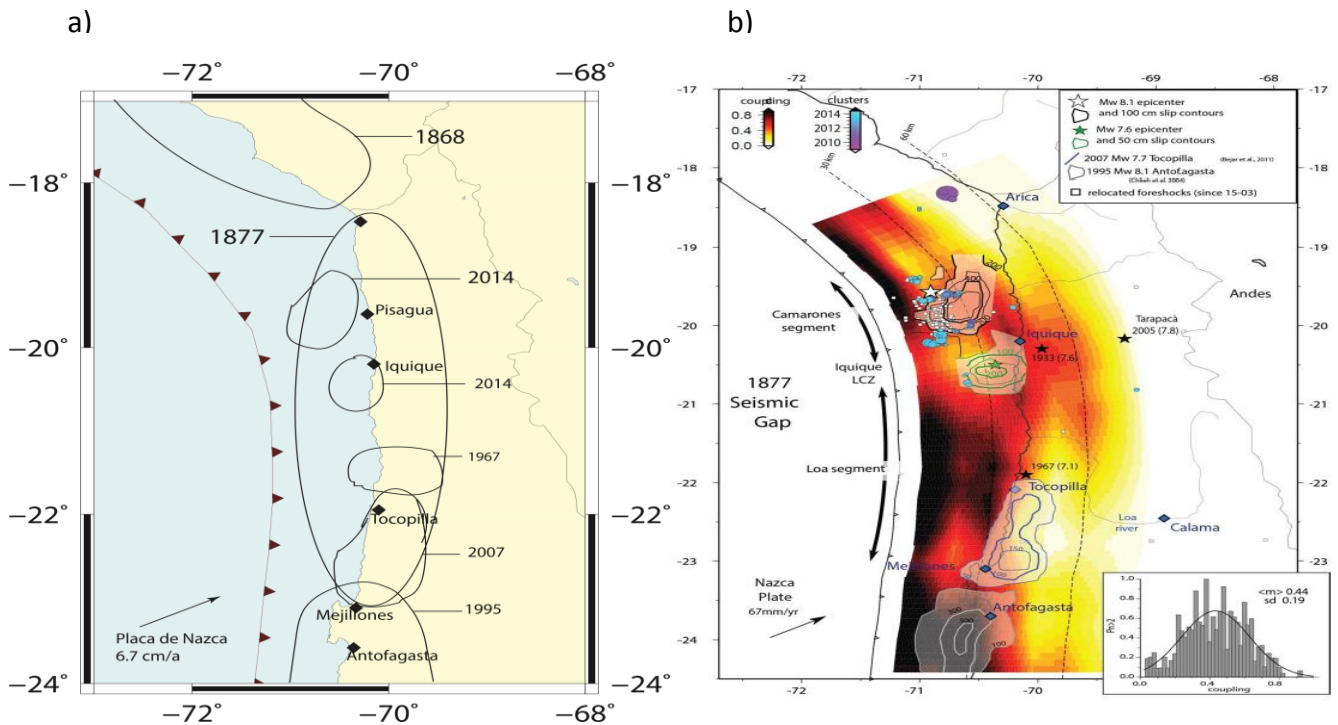


Fig. 7 – a) Terremotos históricos para el Norte de Chile. b) Modelo de acoplamiento propuesto por Metois et al., (2013) [20] y la distribución de deslizamiento de los terremotos de Iquique (2014), Tocopilla (2007) y Antofagasta (1995) (Modificado de Ruiz et al., 2014 [19]).

Finalmente, la simulación de acelerogramas para el potencial mega-terremoto ha sido calibrada usando datos de los terremotos de Tocopilla (2007) e Iquique (2014). En la Fig. 9 se puede apreciar acelerogramas simulados en tres componentes para algunas ciudades o zonas del Norte de Chile.

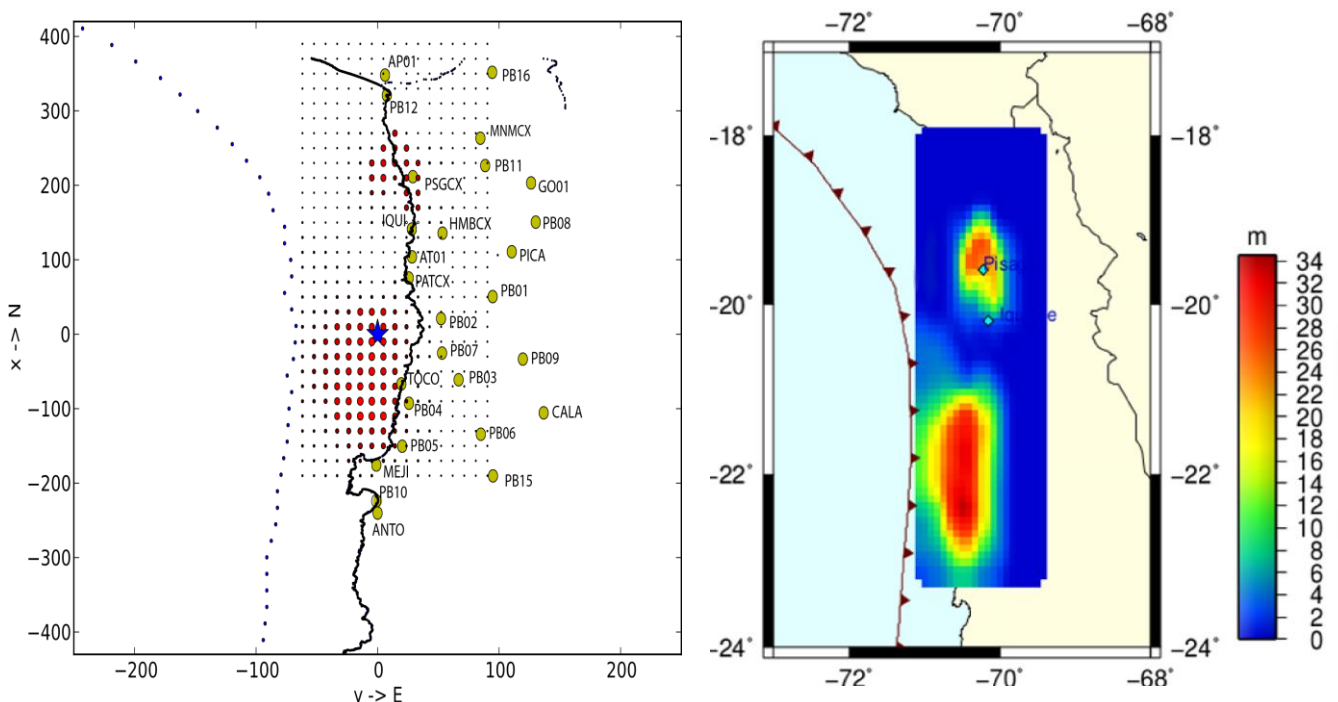


Fig. 8 – Escenario de ruptura propuesto: a) Dibujo que muestra estaciones (círculos amarillos), epicentro (estrella azul), plano de falla con subfuentes (círculos negros a rojos) y asperezas (círculos con tono rojo, donde el rojo más claro indica mayor deslizamiento). b) Modelo de desplazamiento para potencial megaterremoto Mw 9.0.

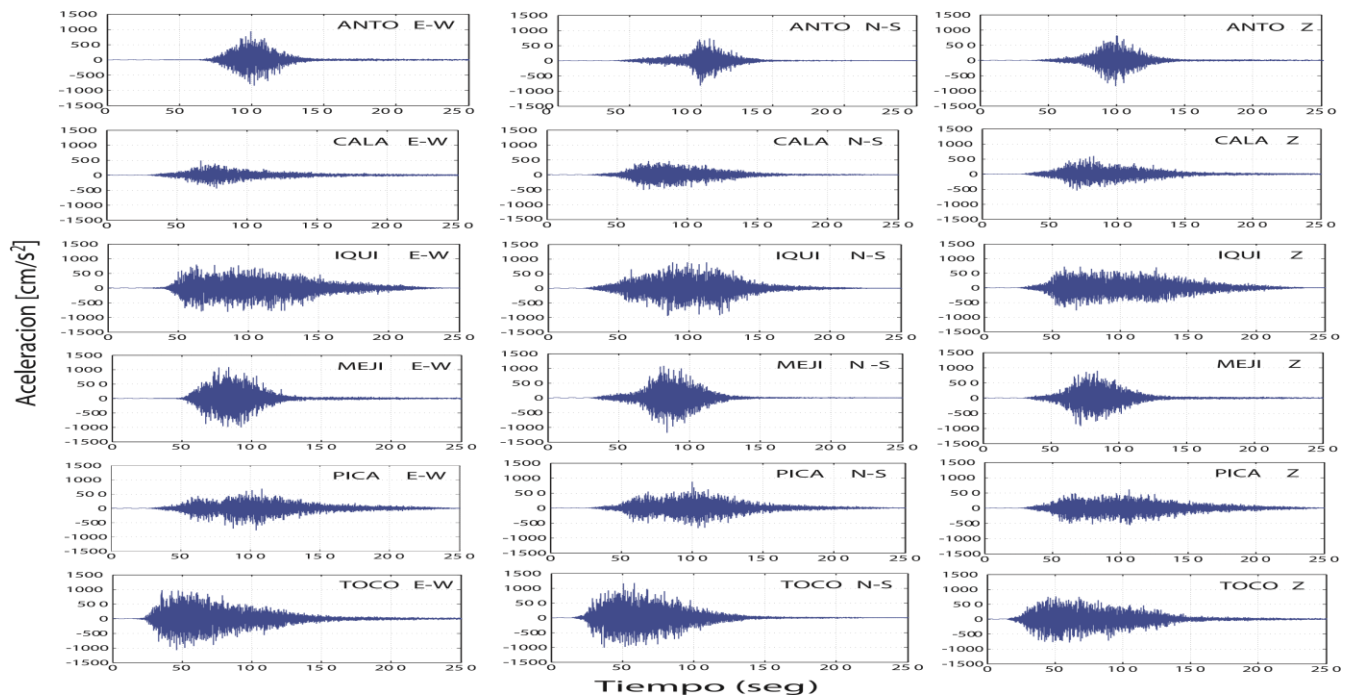


Fig. 9 – Acelerogramas simulados en componentes Este-Oeste (E-W), Norte-Sur (N-S) y Vertical (Z), para un potencial megaterremoto (Mw 9.0) en el Norte de Chile para estaciones pertenecientes a la Universidad de Chile (Fig. 3.a), las cuales están ubicadas en las ciudades de Antofagasta, Calama, Iquique, Mejillones, Pica y Tocopilla.

5. Discusión y Conclusiones

En este trabajo se ha desarrollado una metodología estocástica basada en los trabajos de Boore (1983 [2], 2003 [3]) y Motazedian & Atkinson (2005) [6], bajo el supuesto que los rayos sísmicos arriban en superficie con distintos ángulos de incidencia, con el objeto de poder justificar física y matemáticamente la simulación de acelerogramas no solo en componentes horizontales, sino también vertical. Para este propósito se han simulado ondas P, SV y SH propagándose desde una falla finita. La simulación considera el ángulo de incidencia y azimut de rayos sísmicos directos arribando en la superficie de la Tierra, junto con las adecuadas correcciones del efecto de superficie libre y partición de energía dependiendo del ángulo con el que inciden en superficie estos rayos sísmicos. Se han considerado solo rayos directos en la simulación, pues se considera que éstos son los que menos energía pierden al propagarse. Además, la simulación se ha realizado considerando un modelo de capas planas horizontales sobre un semi-espacio homogéneo a modo de incorporar el efecto de refracción entre discontinuidades y el cambio de dirección que experimentan los rayos sísmicos producto del cambio de velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad, de manera que la simulación de acelerogramas en estaciones más retiradas de la fuente sísmica no se vean afectadas por los factores de superficie libre y partición de la energía. De esta forma se han simulado acelerogramas en 2 componentes horizontales y una vertical para el terremoto de Tocopilla de 2007 (Mw 7.7), encontrándose un buen ajuste entre lo simulado y observado para los espectros de aceleración y desplazamiento en el rango de frecuencias de 0.1-20 [Hz] (Fig. 4 y 5), y buena similitud tanto en amplitudes de onda como en la forma de los acelerogramas (Fig. 6), pudiendo esta técnica simular adecuadamente la diferencia de llegada de las ondas P y S. A modo de ejemplo en el esquema mostrado en la Fig. 2 queda de manifiesto la importancia de considerar ondas P, SV y SH en la simulación de acelerogramas para la recreación de los registros de aceleración producidos por el terremoto de Tocopilla de 2007 (Mw 7.7) para la estación PB08.

Por otra parte, en este trabajo se ha buscado relacionar la energía o momento sísmico acumulado con modelos de acoplamiento, con el propósito de proponer un potencial escenario de ruptura debido a un mega-terremoto en el Norte de Chile, de esta manera se propone un escenario considerando dos asperezas (Fig. 8), basándose en el modelo de acoplamiento de Metois et al., (2013) [20], donde la más grande pertenece al gap sísmico asociado al segmento del Loa y la de menor tamaño a la zona de mayor acoplamiento que se ubica hacia el Noreste entre las áreas de ruptura de los terremotos del 1 y 3 de Abril de 2014 en Iquique (Fig. 7.b).

Finalmente, se encuentra que la simulación de acelerogramas para un potencial mega-terremoto en el Norte de Chile en estaciones ubicadas sobre roca dura arroja valores máximos de PGA cercanos a ~ 1 [g], lo cual sugiere que en zonas de suelo poco consolidado podrían alcanzarse valores de PGA aún mayores.

6. Agradecimientos

Agradecemos los datos proporcionados por el Centro Sismológico Nacional (CSN) y la red IPOC (Integrated Plate boundary Observatory Chile). Este trabajo ha sido posible gracias a la ayuda del proyecto Fondecyt de Iniciación N° 11130230.

7. Referencias

- [1] Hanks, T. C., and R. K. McGuire (1981). The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2071-2095.
- [2] Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73.
- [3] Boore, D. M. (2003). Simulation of ground motion using the stochastic method, *Pure and Applied Geophysics* 160.
- [4] Beresnev IA, Atkinson GM (1997) Modelling finite fault radiation from ω^n spectrum. *Bull Seismol Soc Am* 87:67-84.
- [5] Hartzell, S. H. (1978), Earthquake Aftershocks as Green's Functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- [6] Motazedian, D., and G. M. Atkinson (2005). Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 95, 995-1010.
- [7] Aki K, Richards P (2002): *Quantitative Seismology*. 2nd edition.
- [8] Hanks, T.C., Wyss, M., 1972: The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters, *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 561-589.
- [9] Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- [10] Kausel, E., (1986). Los terremotos de Agosto de 1868 y Mayo de 1877 que afectaron el Sur del Peru y Norte de Chile, *Boll. Acad. Chil. Ciencias*, 3, 8-12.
- [11] Comte, D. and Pardo, M., (1991). Reappraisal of great historic earthquakes in the northern Chile and Southern Peru seismic gaps. *Nat. Hazards*, 4, 23-44.
- [12] Delouis, B., Pardo, M., Legrand, D. & Monfret, T., (2009). The Mw 7.7 Tocopilla Earthquake of 14 November 2007 at the Southern Edge of the Northern Chile Seismic Gap: rupture in the Deep Part of the Coupled Plate Interface, *Bull. seism. Soc. Am.*, 99, 87-94
- [13] Peyrat, S., Madariaga, R., Buforn E., Campos, J., Asch, G. and Vilotte, J.P. (2010). Kinematic rupture process of the 2007 Tocopilla earthquake and its main aftershocks from teleseismic and strong-motion data. *Geophys. J. Int.* 182, 1411-1430.
- [14] Astroza, M., Omerovic, J., Astroza, R., Music, J., Saragoni, G.R., Alvarez, I., Covarrubias, A., Morales, E., Vladilo, S., and Rabello, O. (2008) "Intensity and Damage Assessment of the 2007 Tocopilla Earthquake, Chile."
- [15] Husen, S., Kissling, E., Flueh, E. & Asch, G., (1999). Accurate hypocentre determination in the seismogenic zone of the subducting Nazca Plate in northern Chile using a combined on-/offshore network, *Geophys. J. Int.*, 138, 687-701.
- [16] Seno, T. (2014). Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur *Tectonophysics* 621 198-210
- [17] Onishi Y, Horike M (2004) The extended stochastic simulation method for close-fault earthquake motion prediction and comments for its application to the hybrid method, *J Structural and Construction Engineering Transactions of AIJ*, 586, 37-44
- [18] Lancieri, M., R. Madariaga and F. Bonilla, (2012). Spectral scaling of the aftershocks of the Tocopilla 2007 earthquake in northern Chile *Geophys. J. Int.*, 188, 469-480.
- [19] Ruiz, S., M. Metois, A. Fuenzalida, J. Ruiz, F. Leyton, R. Grandin, C. Vigny, R. Madariaga, J. Campos. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science* DOI: 10.1126/science.1256074
- [20] M. Metois, A. Socquet, C. Vigny, D. Carrizo, S. Peyrat, A. Delorme, E. Maureira, M.-C. Valderas-Bermejo, I. Ortega, (2013). Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophys. J. Int.* 194, 1283-1294.
- [21] Hanks, T. C., and H. Kanamori, (1979). A moment magnitude scale, *d. Geophys. Res.*, 84, 2348-2350.