



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**



FACULTAD DE INGENIERÍA

**Integración y evaluación de un modelo cortical de
velocidades para el modelado de movimientos
Fuertes en la parte central de México**

Tesis que para obtener el grado de

Ingeniero Geofísico

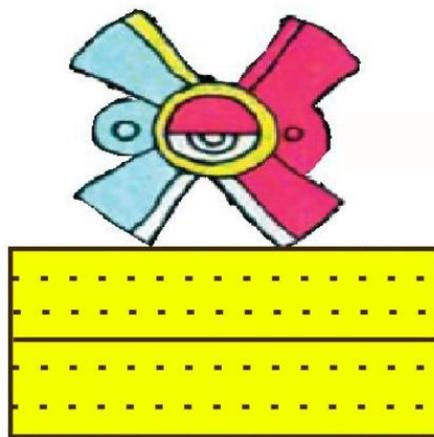
P R E S E N T A

Ana Cecilia Rocher Maliachi

Dirigida por

Dr. Víctor Manuel Cruz Atienza

Ciudad Universitaria, México, D.F, 2012



Ollin
Movimiento

Tlali y Ollin en Náhuatl, sus glifos y su combinación
significan Terremoto (***Tlalollin***)

Figura tomada y modificada de García-Acosta, 2004.

Dedicatoria

A Tere, por ser como una madre para mí.

A Yesi† por enseñarme paciencia y humildad.

Agradecimientos

Al Dr. Víctor Manuel Cruz- Atienza por haber dirigido este proyecto de tesis, por la oportunidad que me dio de colaborar con él, por el tiempo dedicado, sus consejos, sus enseñanzas y su aprecio.

Quiero hacer un agradecimiento especial a la Dra. Vala Hjörleifsdóttir, por su aportación a este trabajo, sin ella no hubiese sido posible la culminación del mismo. Le agradezco su incansable empeño e infinita paciencia.

A mi familia por su apoyo y cariño.

A mis amigos Astrid, Alejandra, Diego, Said por su amistad y apoyo.

A Gerardo por acompañarme y ayudarme.

A la Universidad que me dio la oportunidad de ser parte de ella y me acogió todos estos años.

Índice

Resumen, 1

Capítulo 1: Introducción	3
Capítulo 2: Antecedentes	8
2.1 Marco geológico de la parte central de México	9
2.1.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)	14
2.1.2 Marco Tectónico de la zona de estudio	17
2.2 Modelos corticales propuestos en la literatura	20
2.3 Propagación de ondas en la parte central de México	24
Capítulo 3: Metodología	31
3.1 Introducción	32
3.2 Simulación numérica 3D en diferencias finitas (FD)	32
3.2.1 Método de Número de Onda Discreto (DWN)	36
3.2.2 Verificación del modelo de fuente puntual	38
3.3 Sismos y estaciones sismológicas usados en el trabajo	42
3.4 Modelos de corteza estudiados	46
3.5 Evaluación cuantitativa de los modelos empleando “ <i>multi-tapers</i> ”	52
3.5.1 Combinando Mediciones	54
3.5.2 Varianza	55
3.5.3 Convención en los signos para $\delta\tau$ (f) y $\delta\ln A$ (f)	56
Capítulo 4: Resultados	57
4.1 Introducción	58
4.2 Comparación de sismogramas observados y sismogramas sintéticos	58
4.2.1 Modelo 1- PREM, 1982	61
4.2.2 Modelo 2- Campillo et al., 1996	70
4.2.3 Modelo 3- Iglesias et al., 2010	83
4.2.4 Modelo 4- Modelo Modificado	96
4.3 Error en las predicciones teóricas en función de la frecuencia	105
4.3.1 Modelo 1- PREM, 1982	107
4.3.2 Modelo 2- Campillo et al., 1996	108
4.3.3 Modelo 3- Iglesias et al., 2010	110
4.3.4 Modelo 4- Modelo Modificado	112
Capítulo 5: Análisis e interpretación de los resultados	113
5.1 Comparación espectral de los modelos	144
5.1.1 Evento 1 EVE050814	115
5.1.2 Evento 2 EVE070413	118
5.2 Evaluación global de los modelos	124
Capítulo 6: Conclusiones	131
Bibliografía	135
Apéndice A	141

Resumen

En este trabajo se evaluó la capacidad predictiva de cuatro modelos corticales de velocidad para el centro de la República Mexicana. Los modelos estudiados son: 1) PREM, 1982; 2) Campillo et al., 1996; 3) Iglesias et al., 2010; y 4) Modelo Modificado. El último de ellos, propuesto en este trabajo, es el producto de la integración de estudios previos (i.e., Pérez-Campos et al., 2008; Song et al., 2009; e Iglesias et al., 2010). La evaluación de los modelos se basó en la comparación cuantitativa de sismogramas sintéticos y sismogramas observados registrados en la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y a lo largo del arreglo MASE. Los sismogramas observados corresponden a cuatro sismos moderados cuya solución para el Tensor de Momentos Sísmicos y localización fueron determinados previamente en otros estudios. Las fechas y magnitudes de dichos eventos son: 1) 14 de Agosto de 2005, Mw 5.4; 2) 13 de Abril de 2007 (Sismo de Atoyac), Mw 5.9; 3) 27 de Abril del 2009, Mw 5.7; y 4) 22 de Mayo, Mw 5.8. Los sismogramas sintéticos fueron calculados empleando un método numérico en Diferencias Finitas (FD) 3D en paralelo para la propagación de ondas visco-elásticas en medios arbitrariamente heterogéneos (Olsen et al., GRL, 2010). Para ello, se verificó previamente el modelo de dislocación sísmica puntual en DF comparando soluciones con las arrojadas por el método de Número de Onda Discreto (DWN) (Bouchon, BSSA, 1981). La comparación cuantitativa entre sismogramas observados y sintetizados se realizó empleando una técnica de medición por *multi-taper* (Slepian, 1978; Thomson, 1982; Zhou, 2004; Hjörleifsdóttir, 2007) que permitió cuantificar, en función de la frecuencia, las discrepancias en fase y amplitud entre los sismogramas. Nuestros resultados revelan que el modelo que mejor predice las observaciones, tanto en fase (i.e. tiempos de arribo) como en amplitud, es el propuesto por Iglesias et al. (2010). Por ejemplo, dicho modelo reduce aproximadamente en un 30% el error promedio, a lo largo del arreglo MASE, asociado al modelo de Campillo et al. (1996). Sin embargo, el análisis espectral también revela que la falta de estructuras superficiales de baja velocidad en los modelos estudiados, como cuencas sedimentarias profundas y el arco volcánico activo, provocan una subestimación de las amplitudes y un adelanto en las señales teóricas para períodos de 2 a 5 s. Asimismo, observamos una subestimación de las amplitudes para períodos entre 7 y 15 s desde la costa y hasta los 200 km que sugiere la ausencia de la placa oceánica subducente en los dos modelos mencionados. Finalmente, el haber integrado dicha placa en el Modelo Modificado (i.e. slab con velocidades de propagación extremadamente bajas) afecta considerablemente las predicciones en períodos de 5 a 15 s por favorecer la formación de ondas superficiales y del tren de ondas Lg en la corteza continental.

Capítulo 1

Introducción

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

Numerosos terremotos han ocurrido en el territorio mexicano desde que se tiene registro histórico de su ocurrencia, hace 450 años, e.g. véase “*Los sismos en la historia de México*” (Suárez & García-Acosta, 1996). Sin embargo, fue el sismo del 19 de Septiembre de 1985 ($M_w > 8.1$), originado en las costas de Michoacán, el que dejó la huella más profunda en la memoria de los mexicanos por el daño y la destrucción que provocó. Ese sismo representó un parte aguas en las investigaciones multidisciplinarias en el área de la sismología en México. Es por eso que la comprensión de los procesos físicos que encierra la dinámica de los terremotos es de gran importancia en la evaluación del peligro sísmico asociado y en la prevención de desastres.

La amplificación y larga duración del movimiento sísmico en el Valle de México son un fenómeno ampliamente documentado (e.g., Singh et al., 1988; Sánchez-Sesma et al., 1988; Kawase & Aki, 1989; Chávez-García & Bard, 1989; Shapiro et al., 1997). Zonas densamente pobladas en la ciudad de México poseen un efecto de sitio entre los más importantes del mundo, con un factor neto de amplificación de 500 (Ordaz & Singh, 1992). La geometría y la composición litológica del valle así como la presencia de la Faja Volcánica Transmexicana son los principales responsables de dichos fenómenos. En particular, la larga duración del movimiento sísmico se debe a la dispersión y multitrayecto de la energía sísmica asociados a las zonas de baja velocidad de propagación cercanas a la fuente como: el prisma de acreción y la columna de agua oceánica (Singh & Ordaz, 1993; Marker et al., 1996; Shapiro et al., 2002; Furumura & Singh, 2002). Aún así no está bien documentado y existe desconocimiento de rasgos fundamentales de la estructura geológica del trayecto entre del Valle de México y la costa del pacífico.

Así, para estudiar los movimientos fuertes de manera determinista (i.e. asumiendo una estructura de propagación) es fundamental conocer la capacidad predictiva de dichos movimientos asociada a la estructura cortical de velocidades que se emplee. Para ello, en este trabajo se persiguieron dos objetivos principales: 1) la integración de un modelo cortical de velocidades preliminar en la parte central de México (Modelo Modificado) a partir de estudios previos (e.g., Pérez-Campos et al., 2008; Song et. al., 2009; Iglesias et al., 2010); y 2) la evaluación de la capacidad predictiva de cuatro Modelos corticales de velocidades en la parte Central de México: Modelo PREM (1982); Modelo Campillo et al., 1996; Modelo Iglesia et al., 2010; y Modelo Modificado. Para cuantificar la capacidad predictiva de los modelo se compararon sismogramas sintéticos y observados empleando una técnica de medición por multi-ventanas (i.e. “*multi-taper*”). Esta técnica de medición nos permitió cuantificar la predicción de los modelos en función de la frecuencia en términos de la fase y la amplitud de las señales predichas. Este trabajo entonces aporta bases sólidas para futuros trabajos y así poder integrar un modelo de velocidades cortical en la parte Central de México, lo suficientemente validado, que permita el modelado determinista de escenarios sísmicos en dicha región de alto riesgo del país.

En el Capítulo 2 se discuten los rasgos geológicos principales de la parte central de México, así como los modelos corticales propuestos con anterioridad por diversos autores (e.g. Shapiro et

al., 2002; Furumura & Singh, 2002; etc.) y los trabajos previos de simulaciones numérica de la propagación de ondas en México.

En el Capítulo 3 se presenta brevemente el método y la validación del programa de Diferencias Finitas (DF) para una dislocación puntual en medios 3D arbitrariamente heterogéneos (Olsen et al., 2010) comparando sismogramas sintéticos con los arrojados por el método del Número de Onda Discreto (Bouchon, 1981), cuyas bases teóricas también son presentadas. Enseguida se presentan las estaciones sismológicas usadas en el estudio y los cuatro eventos de subducción seleccionados Fig. 1.1. Los eventos son: 1) 14 de Agosto de 2005, Mw 5.4; 2) 13 de Abril de 2007 (Sismo de Atoyac), Mw 5.9; 3) 27 de Abril del 2009, Mw 5.7; 4) 22 de Mayo, Mw 5.8. Después se introducen los cuatro modelos corticales estudiados. Estos son: 1) PREM, 1982; 2) Campillo et al., 1996; 3) Iglesias et al, 2010; y 4) Modelo Modificado. Finalmente se explican las bases del método empleado para la evaluación cuantitativa de los modelos, basada en una técnica de filtrado múltiple o *multi-tapers* (Slepian, 1978; Thomson, 1982; Zhou, 2004; Hjörleifsdóttir, 2007).

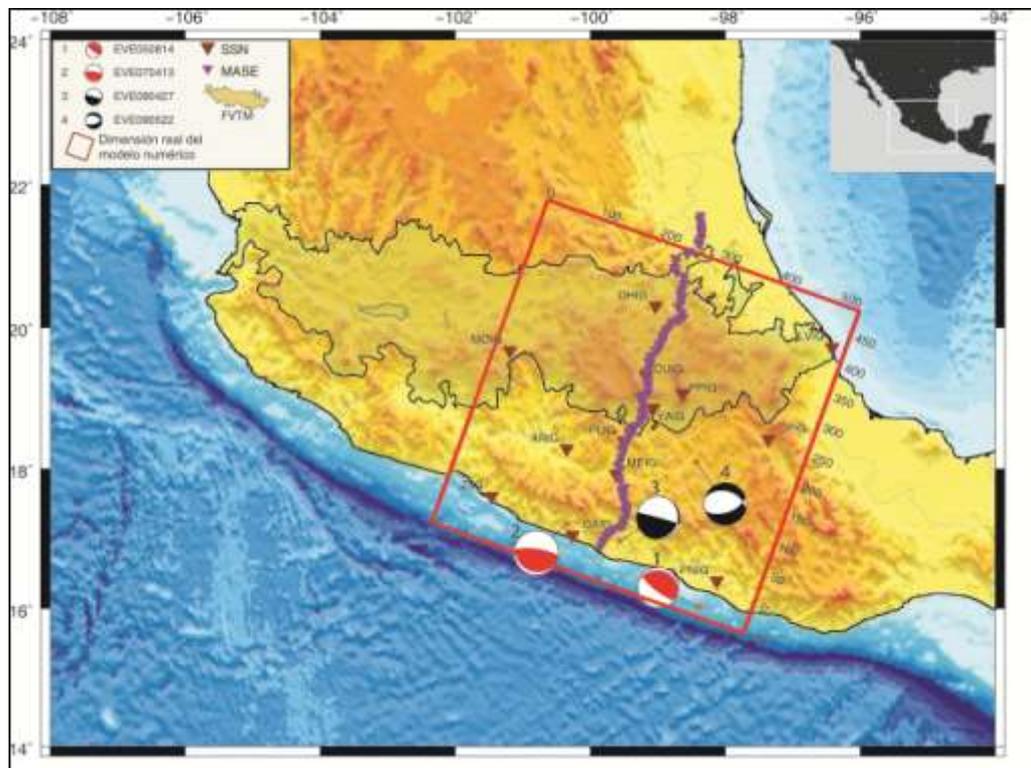


Figura 1.1, Mapa de México con la región de estudio (rectángulo rojo), las estaciones usadas (en rojo las del SSN y en morado las del arreglo MASE), epicentros y mecanismos de los cuatro eventos usados (estrellas pardas y pelotas de playa, respectivamente, ver Tabla 4.1) y Faja Volcánica Transmexicana FVTM (región amarilla).

Los resultados que se obtuvieron en este trabajo se presentan en el Capítulo 4. La comparación de los sismogramas sintéticos y sismogramas observados para aquellos eventos registrados en el arreglo MASE fueron filtrados con un filtro pasabajas a 2, 5, 10 y 20 s (0.5, 0.2, 0.1

y a 0.05 Hz), mientras que para los cuatros eventos estudiados, se muestran las comparaciones en las estaciones SSN que los registraron dentro de nuestra región de estudio (Fig. 1.1). Para estas comparaciones los mismos filtros pasabajas. En ambos arreglos de estaciones, las comparaciones para los períodos más cortos (i.e. 2 y 5 s) se encuentran en el anexo del trabajo. Para cerrar dicho capítulo, se presenta la evaluación de la capacidad predictiva de los modelos en función de la frecuencia empleando *multi-tapers* en las componentes verticales de los registros a lo largo del arreglo MASE.

En el Capítulo 5 se analizan e interpretan los resultados presentados en el capítulo anterior basados en las medidas producidas por la técnica de *multi-taper*. Para ello se generaron secciones a lo largo del arreglo MASE (i.e. distancia perpendicular a la costa vs periodos), para los eventos EVE050814 y EVE070413 (eventos 1 y 2 respectivamente) con las estaciones que registraron dichos eventos y los modelos correspondientes, para los cuales se discuten las diferencias observadas. Finalmente, en el Capítulo 6 se presentan las conclusiones del trabajo con base en el análisis de los resultados.



Capítulo 2

Antecedentes

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

Capítulo 2: Antecedentes

La República Mexicana se localiza en una de las regiones de mayor actividad sísmica del planeta, la sismicidad y tectónica de la región sur de la República hacia la costa de Guerrero en la parte central de México (Figura 2.1) está caracterizada por la subducción de la placa oceánica de Cocos por debajo de la placa litosférica Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana, además esta región del país es atravesada por uno de los rasgos más característicos de la geología nacional, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)(en adelante se usaran estas siglas).

En esta sección se mostrará una síntesis de los rasgos geológicos predominantes en la zona de estudio (Fig. 2.1), como son los terrenos tectono-estratigráficos de la zona sur de la República Mexicana, las principales características de la FVTM, los espesores de la corteza en la parte central de México y la geometría de la placa subducida.

Se repasarán algunos de los modelos de velocidades propuestos para la zona de subducción, daremos un vistazo a los modelos numéricos más relevantes que han sido formulados por diversos autores con anterioridad.

Si bien nuestro modelo numérico abarca el área rectangular roja (Figura 2.1), es importante mencionar que los modelos corticales de velocidad son modelos bidimensionales, estos yacen sobre el trayecto marcado en color morado, que hace referencia a las estaciones del Experimento Meso-Americano de Subducción (MASE por sus siglas en inglés) (Pérez-Campos et al., 2008).

2.1 Marco geológico de la parte central de México.

Con el propósito de integrar una visión general del marco geológico regional, se hace una breve descripción de los terrenos tectono-estratigráficos involucrados en el área de estudio (cuadro rojo Fig. 2.1). Una discusión más amplia sobre los terrenos de la parte central de México y sus límites queda fuera de los objetivos de este trabajo.



Figura 2.1 Mapa de los terrenos tectono-estratigráficos involucrados en el área de estudio (cuadro rojo), fronteras de los terrenos (líneas negras continuas), estaciones de banda ancha del experimento MASE (triángulos morados) (modificado de Ferrari et al., en prensa).

La parte central de la República Mexicana está formada por un conjunto de bloques corticales distintos, caracterizados por historias sedimentarias y tectónicas diferentes, de esta forma varios autores (Campa y Coney 1983; Sedlock et al. 1993; Talavera-Mendoza et al. 2007; Centeno-García et al., 2008;) los han clasificado y agrupado en terrenos tectono-estratigráficos, estos se han reconocido porque presentan características litológicas y tectónicas diferentes a las de los bloques vecinos, delimitados por fallas corticales mayores (Campa y Coney 1983).

El trayecto Acapulco-México tiene una distancia aproximada en línea recta de ~295 km desde la costa hasta el centro de la ciudad de México. La zona de costa hasta ~10 km corresponde a un cuerpo intrusivo de composición granítica a granodiorítica cuya edad se ha estimado en el Eoceno (Ducea et al., 2004, GSA Boletín). Siguiendo el trayecto hacia Chilpancingo este cruza el terreno Xolapa con continuas intrusiones generadas por el magmatismo del Oligoceno, el cual se expresa como enjambres de diques y batolitos.

El terreno Xolapa

Aflora en una franja de menos de ~60 km de ancho y ~600 km de largo paralela a la costa del Pacífico, desde Zihuatanejo hasta Salina Cruz aproximadamente (Figura 2.1), corta abruptamente el patrón litológico y estructural Norte-Sur exponiendo rocas de la corteza media con intrusivos de diferentes edades, a lo largo de una banda orientada Noroeste-Sureste. Al límite Norte del terreno Xolapa están los complejos metamórficos Acatlán y Oaxaca. El límite Norte está definido por la zona de cizalla de Tierra Colorada al Sur de Chilpancingo, que se encuentra caracterizada por milonitas y rocas cataclásticas formadas entre el Cretácico tardío y el Paleoceno – Eoceno (Solarí et al. 2007) y por la falla de Chacalapa en la región de Puerto Ángel (Ortega-Gutiérrez et al., 1990; Tolson, 2005), también se encuentran milonitas y rocas cataclásticas que registran un régimen de deformación transtensional.

El terreno Xolapa consiste en un ensamble metamórfico representado principalmente por dos grupos, el primero consiste en paragneises, esquistos de biotita, cuarcitas y mármoles mientras que el segundo, más joven, corresponde a ortogneises, anfibolitas y migmatitas todos con un alto grado de metamorfismo (Ortega-Gutiérrez, 1981) y se encuentran emplazados en un basamento metamórfico más antiguo de edad entre 46 y 66 Ma (Morán-Zenteno, 1992).

Siguiendo nuestro camino hacia el Norte en la zona adyacente al terreno Xolapa, se encuentra la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) y el límite entre el terreno Guerrero y el terreno Mixteco.

La PGM es un área caracterizada por afloramientos de calizas de la Formación Morelos depositadas en un ambiente de plataforma marina formadas durante un periodo de regresión marina. La PGM se extiende en una banda con dirección aproximada Norte-Sur de poco más de ~170 km de largo y ~80 km de ancho en su parte más angosta (Figura 2.1) (Cerca, 2004). El contacto tectónico entre las rocas de la corteza media (terreno Xolapa) y las calizas de la PGM se encuentra al Sur de Chilpancingo, y pone en contacto las calizas del Cretácico inferior. En esta zona existen cuerpos intrusivos porfídicos de composición dacítica y otros intrusivos de composición granítica ambos del Oligoceno (Cerca, 2004; Martini, 2008). Esta distribución litológica se mantiene hasta la ciudad de Iguala, sin embargo 70 Km antes de llegar a dicha ciudad (trayecto Sur-Norte) empiezan aflorar riolitas

y conglomerados aumentando su ocurrencia hacia el Norte (Iguala); siguiendo el trayecto al Norte de Cuernavaca, las rocas Cretácicas de la PGM desaparecen por debajo de las rocas volcánicas de la FVTM.

La PGM es la región comprendida entre las cabalgaduras (fallas) de Teloloapan (Cerca et al. 2007) y Papalutla. Hacia al poniente, la cabalgadura de Teloloapan con dirección Norte-Sur, pone en contacto las rocas de la PGM con rocas volcánicas del Cretácico Inferior del terreno Guerrero, por otro lado la cabalgadura de Papalutla con orientación Noreste-Sureste corresponde al contacto entre el basamento deformado metamórfico (Complejo Acatlán) del terreno Mixteco y las secuencias de carbonatos de la PGM.

La frontera entre los terrenos Guerrero y Mixteco es una de las fronteras más controvertidas, para Campa y Coney (1983), el límite del terreno estaría ubicado en el sistema de cabalgaduras de Teloloapan que pone en contacto tectónico las secuencias de arco volcánico sobre las calizas de la PGM, considerada la cobertura del Terreno Mixteco.

El terreno Guerrero

Una parte considerable del modelo numérico abarca la zona correspondiente al terreno, el cual está conformado en su mayoría por sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas que afloran al Oeste de la falla de Teloloapan. Diversos autores (Talavera-Mendoza y Guerrero- Suástegui, 2000; Centeno-García et al., 2008, entre otros)(citado por Martini, 2008) han clasificado al terreno Guerrero como un “terreno Compuesto” formado por subterrenos, de Este a Oeste (Centeno-García et al., 2008) que son: a) terreno Teloloapan, b) terreno Arcelia y c) terreno Zihuatanejo.

- a) El terreno Teloloapan cubre un área de ~10 km de ancho por ~300 km de largo, como límites superficiales tiene a las fallas de Teloloapan y Arcelia. El terreno Teloloapan es una sucesión volcano-sedimentaria marina, la parte inferior de esta sucesión está compuesta por lavas almohadilladas, brecha volcánica, arenisca y conglomerados epiclásticos y la parte superior está representada por turbiditas siliciclásticas. Las rocas del terreno Teloloapan se encuentran intensamente deformadas y presentan un metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verdes.
- b) El terreno Arcelia cubre un área de ~15 km de ancho por ~250 km de largo y está limitado al oriente por la cabalgadura de Arcelia y el flanco poniente no se encuentra muy claro debido a que este se encuentra cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario lo que impide conocer con certeza su límite y las sucesiones entre este terreno y el de Zihuatanejo (Guerrero-Suástegui, 2000). Este terreno está compuesto en su mayoría por lavas almohadilladas, brechas, rocas ultramáficas y una cubierta sedimentaria pelágica (Talavera-Mendoza y Guerrero-

Suástegui, 2000). Las rocas del terreno Arcelia se encuentran intensamente deformadas, y presentan evidencias de metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verdes.

- c) El terreno Zihuatanejo aflora en la parte occidental del terreno Guerrero, el límite con el terreno Arcelia está cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas continentales del Terciario. En esta región han encontrado dos sucesiones volcano-sedimentarias distintas (Centeno-García et al., 2008): la sucesión de Huetamo, al Este y la sucesión de Zihuatanejo-Colima, al Oeste, la primera compuesta por una sucesión de rocas clásticas marinas, representada por arenisca, lutita, conglomerado polimíctico y en menor medida de rocas volcánicas esencialmente de composición andesítica y basáltica, y la segunda sucesión de conglomerado, microbrecha, arenisca y volcánicas de composición andesítico-basáltica a riolítico-riodacítica.

Las rocas del basamento del terreno Guerrero afloran limitadamente y de manera discontinua entre la costa de Zihuatanejo y el terreno Teloloapan.

El terreno Mixteco

Se considera que los terrenos Mixteco y Oaxaca tienen el basamento más antiguo que aflora en el sur de México (Figura 2.1). Estos terrenos están compuestos principalmente de rocas metamórficas Precámbricas, y una cobertura volcánica y sedimentaria de edad Jurásica (Campa y Coney 1983).

Siguiendo el trayecto de las estaciones MASE a partir de Acapulco a unos 50 km aproximadamente llegamos a la demarcación inferior del terreno Mixteco. El límite superficial del terreno Mixteco está entre las fallas de Teloloapan al poniente y Caltepec al oriente, este terreno está compuesto por un conjunto de rocas metamórficas polideformadas, representado principalmente por migmatitas, metasedimentos y napas de ofiolita eclogitizada agrupadas en el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1981).

Otra porción involucrada en el área de estudio, en el lado oriental de las estaciones MASE están los terrenos Oaxaca, Cuicateco y Maya.

El terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca se encuentra delimitado superficialmente por la falla de Caltepec al poniente y la falla de Oaxaca al oriente, compuesto por rocas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies granulítica agrupadas en el Complejo Oaxaca (Ortega-Gutiérrez, 1981), cubierto en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas, tanto marinas como continentales.

El terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco o Juárez (Campa & Coney, 1983) se ubica en el sureste de México, entre los terrenos Oaxaca y Maya, es una franja con orientación Noreste-Sureste con ~ 230 km de longitud. El límite entre los terrenos Oaxaca y Cuicateco es el complejo milonítico Sierra de Juárez que se encuentra alineado Norte-Sur y el límite superficial oriental se encuentra definido por la falla Vista Hermosa, este terreno está constituido esencialmente por anfibolitas, serpentinas, protolitos ígneos volcánicos y subvolcánicos, filitas-esquistos (pelítico–calcáreos) que presentan un metamorfismo de bajo grado y una deformación importante de edad Paleozoica.

El terreno Maya

El terreno Maya comparte una parte del basamento del terreno Oaxaca y Cuicateco , que es el complejo milonítico de la Sierra de Juárez que está constituido por una potente secuencia de esquistos de clorita sericita y cuarzo, metasedimentos cuarzo-pelíticos, rocas verdes y gabroicas metamorfizadas en facies de esquistos verdes, ocasionalmente se encuentran serpentinitas y franjas milonitizadas. El terreno Maya está limitado hacia el Oeste por el Istmo de Tehuantepec y hacia el Sureste por el sistema de fallas Motagua-Polochic, el cual forma el límite entre el terreno Maya y el bloque Chortis de Centroamérica. A partir del Pérmico se desarrolla un arco magmático continental en la margen pacífica que origina rocas de composición granítico-granodioríticas con variaciones a dioritas y tonalitas, que constituyen el Macizo de Teziutlán (Chiapas), sobre éste yacen limolitas, areniscas y conglomerados polimícticos con intercalación de coladas andesíticas.

Continuando el trayecto sobre las estaciones MASE Sur-Norte a unos ~200 km de nuestro punto de partida está el contacto entre la PGM y la FVTM.

2.1.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

Gran parte de la síntesis geológica que a continuación se presenta está basada en una compilación reciente realizada por Ferrari et al. - *Trans-Mexican Volcanic Belt review- Tectonophysics*, la cual se encuentra en prensa.

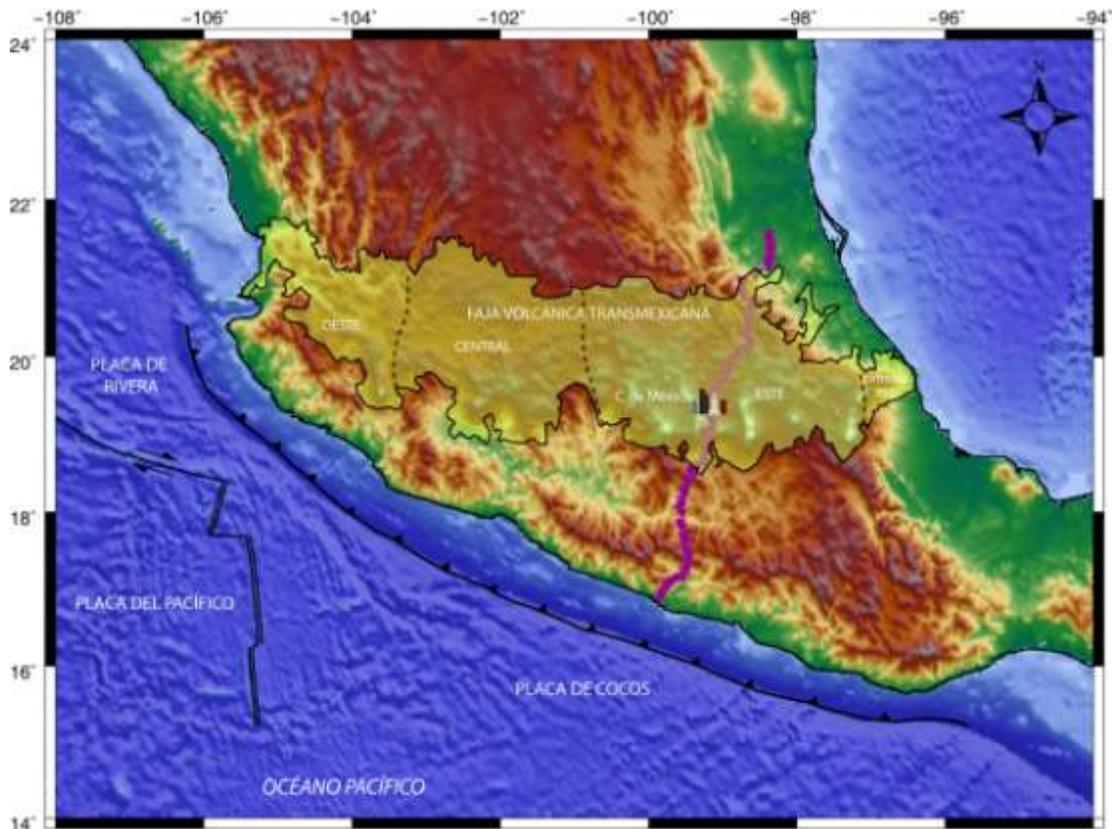


Figura 2.2, extensión de la FVTM (en amarillo, Ferrari et al., en prensa), estaciones MASE (triángulos morados).

La FVTM se define como un arco magmático continental de edad Mioceno superior activo desde entonces (aprox. 10 Ma.), constituido por cerca de 8,000 estructuras volcánicas con una extensa variación en su composición. Dicho arco es la respuesta a la subducción de las placas de Rivera y Cocos, abarca 160 000 km², con una longitud aproximada de 1000 km y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978), con una orientación

Este-Oeste, esta orientación es totalmente distinta a las demás unidades estructurales del país, la oblicuidad de la FVTM se explica debido a la geometría de las placas en subducción. Este cinturón volcánico yace sobre diferentes provincias magmáticas del Cretácico y el Cenozoico, con un basamento cortical heterogéneo de diferentes edades, litologías y espesores, los cuales se han diferenciado bajo el concepto de terrenos tectono-estratigráficos (ver sección 2.1).

A diferencia de otros arcos magmáticos, presenta características peculiares como: (1) Los principales estratovolcanes están alineados con la oblicuidad de la parte central con respecto a la orientación general del arco que forma un ángulo de aproximadamente 16º con respecto a la dirección de la Fosa de Acapulco o Trinchera Mesoamericana. (2) La gran variabilidad en el estilo volcánico y en la composición química de sus productos, la presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca similar a los “basaltos de isla oceánica” (OIB), que proviene de un manto no contaminado por la subducción y se presenta en una pequeña proporción, asociado espacialmente al vulcanismo calco-alcalino dominante, que sí está relacionado con la subducción. (3) La placa en subducción enfrente del arco es joven (10 a 19 Ma) crece en edad, hacia el Sureste y por debajo del arco volcánico Plioceno - Cuaternario, existe una placa de edad uniforme (18 a 20 Ma), (Kostoglodov & Bandy, 1995)(citado por Ruiz, 2003). (4) La sismicidad asociada con la placa en subducción de Cocos termina a unos 100 km de profundidad, aproximadamente, y está ausente por debajo del arco (i.e., Pardo & Suárez, 1995).

La FVTM se ha dividido en 4 sectores principalmente (Ferrari et al., en prensa, Fig. 2.2 y tabla 2.1), debido a su geología, tectónica y características volcánicas, de Este a Oeste: el sector extremo oriental (extremo Este) en la región de Palma Sola, el magmatismo está representado por gabros, tonalitas, cuerpos intrusivos y subvolcánicos, diques maficos y lavas intermedias fechadas entre 16 y 9 Ma (Gómez-Tuena et al., 2003; Ferrari et al., 2005b). En el sector oriental la mayor parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen emplazado. La porción central está comprendida entre el sistema de fallas Querétaro –Taxco San Miguel de Allende y el rift de Colima (Alaniz-Álvarez & Nieto-Samaniego,2005), se observan algunas variaciones en la química y geoquímica desde el oeste hasta el este, que parecen relacionarse con los cambios en el edad y espesor de la placa de Cocos. En esta parte se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica. Por último, la porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta tripe de los rifts fosa Zacoalco- Chapala- Colima, se encuentra una sucesión volcánica calci-alcalina con basaltos y andesitas dacíticas, este vulcanismo se relaciona con la subducción de la placa de Rivera.

Sector	Oeste	Central	Este	Extremo-Este
Fronteras	Oeste de 103° 00' W	103° 00'W - 100° 30'W	100° 30'W - 97° 30'W	Este de 97° 30'W
Edad de la placa en la trinchera	~10 Ma	11-17.6 Ma	14.5-17-5 Ma	18-23 Ma
Inclinación de la placa por debajo del ante-arco y el arco	30°, 70°	35°, 60°	0° (horizontal), 75°	~15°, ~26°
Temperatura máxima debajo del actual frente volcánico	~1220 °C a una profundidad de ~67 km	~1110 °C a una profundidad de ~67 km	~1090 °C a una profundidad de 56 km	No disponible
Naturaleza y edad del basamento	Mesozoico (Terreno Guerrero), la corteza continental posiblemente más antigua.	Mesozoico (terreno Guerrero), en su mayoría magmatismo máfico marino y meta-flysch. En el extremo-Este el arco es del Cretácico Inferior (arco de Teloloapan)	Corteza continental del Precámbrico y Paleozoico (Terrenos Mixteco y Oaxaca)	Precámbrico y Paleozoico (Terreno Maya), parcialmente adelgazada durante la apertura del Golfo de México.
Magmatismo Continental previo a la FVTM.	Cretácico Superior al Paleoceno, batolitos graníticos e ignimbritas silíceas en el Sur. Del Oligoceno al Mioceno Inferior ignimbritas silíceas al Norte.	Su mayor parte en el Eoceno, lavas de máficas a intermedias y plutones de dioríticas a granodioríticas.	No después del Jurásico (arco Nazas)	No
Espesor de la corteza por debajo del arco	35 a 40 km	35 a 40 km	45 a 50 km	20 a 35 km
Edad de inicio de la FVTM	~11 Ma	~11 Ma	~19 Ma	~16 Ma
Migración del frente	Hacia la trinchera desde ~ 10 Ma casi continuamente	Hacia la trinchera desde ~9 Ma en tres pulsos principales (Los Altos, Chapala, MGVF)	Tierra adentro (moderadamente) entre 16,5 ~ Ma y ~ 9 Ma. Hacia la trinchera desde ~ 9 Ma	No, la mayoría del arco en la misma posición
Vulcanismo silíceo	Abundante, en su mayoría grandes domos, menos ignimbritas. Solo se encuentran emplazadas en la mitad posterior del arco	Casi ausente	Abundante, por lo menos 7 grandes calderas y en menor medida complejos de domos. En su mayoría emplazadas en la mitad posterior del arco	Casi ausente
Vulcanismo alcalino intraplaca (OIB)	Desde el Plioceno Inferior en la parte posterior del arco	Poco común en el Pleistoceno y en el ante-arco (campo volcánico Michoacán-Guanajuato)	Poco común en el Pleistoceno en el ante-arco (Sierra Chichinautzin)	Abundante desde el Mioceno Superior.

Tabla 2.1 Resume las principales características geológicas, tectónicas y magmáticas de la FVTM y del sistema de subducción de México (tomado y modificado de Ferrari et al., en prensa).

2.1.2 Marco Tectónico de la zona de estudio

El régimen tectónico en la costa de Guerrero en el centro de México está determinado por la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana, con una profundidad de 25 km a una distancia de 65 km desde la trinchera, bien definida por la brecha de Guerrero, en la cual no ha ocurrido un sismo de magnitud considerable desde 1908 (Suarez et al., 1990), por lo que no se descarta que podría ocurrir un sismo de consideración que podría afectar seriamente a la Ciudad de México (Suarez & Sánchez, 1996).

En esta zona el régimen de subducción y el acoplamiento entre las placas define una región de alta fricción que es sismogénica. A medida que la peligrosidad sísmica de la brecha de Guerrero aún persista, continuarán los esfuerzos por delimitar su geometría (Pérez-Campos, 2008), así como la estimación de parámetros sismológicos, como la magnitud de momento M_w , la energía sísmica radiada, la localización y tamaño de la ruptura (Singh et al., 2008).

Espesor de la corteza en la parte Central de México.

Ferrari et al., en prensa, han recopilado los espesores de la corteza (Fig. 2.3) usando los resultados de los datos obtenidos de funciones receptor de tres experimentos sísmicos (Fig. 2.4): Mapeo de la zona de Subducción de Rivera (MARS por sus siglas en inglés), Línea Sísmica Veracruz-Oaxaca (VEOX) y MASE, combinado con la estimación obtenida de datos gravimétricos Urrutia-Fucugauchi & Flores-Ruiz (1996) de áreas donde la información sísmica no estaba disponible. En el mapa se observa un cambio en primer orden ~N-S al este de 101 ° W. En el sector Este la corteza es más gruesa con valores máximos de profundidad de 50 km, hacia el extremo oriental el espesor varía entre los 20 y 30 km. Hacia la mitad occidental de la FVTM el sector central (Figura 2.2) está la parte más delgada de la corteza en la FVTM (~ 35-40 km), en la parte Sur de este sector que corresponde al terreno Guerrero la corteza tiene en promedio un espesor de ~30 km. En el sector poniente los espesores disminuyen rápidamente a espesores de 40 km o menos. En el Istmo de Tehuantepec, el perfil de VEOX muestra una zona con un espesor de la corteza máximo 40 km por debajo de la planicie costera, el espesor disminuye rápidamente hacia la costa, se estima en un intervalo entre 28 a 34 km por debajo del campo volcánico de los Tuxtles.

Geometría de la placa en subducción

La sismicidad registrada por el experimento MARS (Fig. 2.4) y las imágenes de tomografía resultante (Yang et al., 2009) muestran un echado de la placa de Rivera a 40 ° por debajo de la región del antearco y ~ 70 ° por debajo de la FVTM. La parte más occidental de la placa de Cocos se sumerge un poco menos en el antearco y por debajo de la FVTM. Las dos placas están separadas por una zona

de desgarre, cuyo punto de partida está justo al norte del Volcán de Colima. La tomografía también indica que la placa en subducción finaliza a unos 350 km de profundidad.

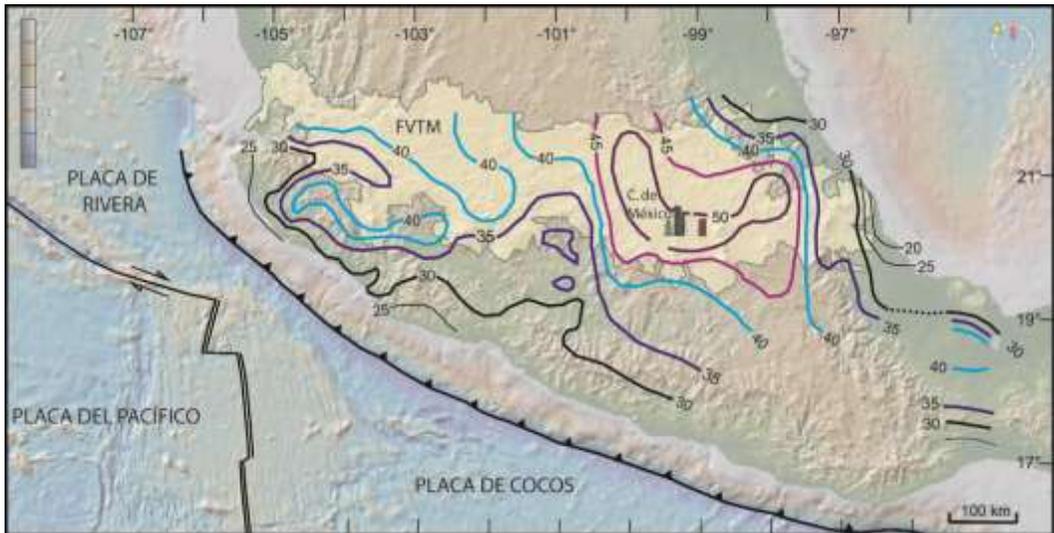


Fig. 2.3, espesores de la corteza en la parte central de México, (tomado y modificado de Ferrari et al., en prensa).

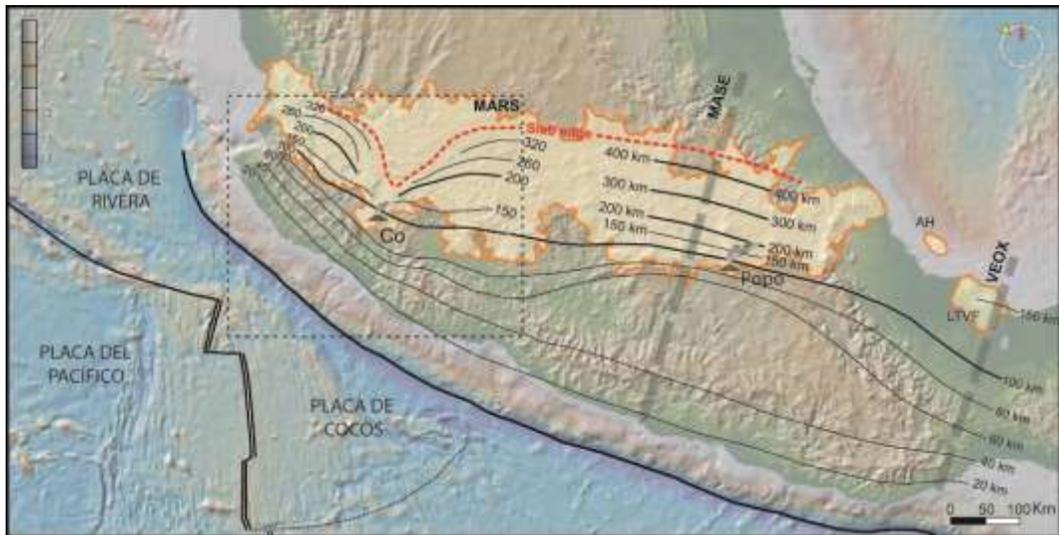


Figura 2.4, muestra la combinación de los resultados obtenidos de los experimentos MARS, MASE y VEOX que definen mejor la profundidad de la placa en el antearco así como una vista general de la compleja geometría de la placa en subducción por debajo de la FVTM (tomado y modificado de Ferrari et al., en prensa).

Las placa subducidas de Rivera y Cocos muestran una rápida variación lateral de inmersión a profundidades mayores a los ~ 30 km, la sismicidad define la zona de inmersión de Wadati- Benioff con un ángulo de $\sim 30^\circ$. Al este de 101° W la inmersión de la placa de Cocos se reduce notablemente $\sim 24^\circ$. Los resultados obtenidos con funciones receptor a lo largo del arreglo MASE (Fig. 2.5) muestran el perfil de la placa que inicialmente cae a 15° hasta 80 km de la costa y se vuelve sub-horizontal entre los 90 km y los 250 km desde la trinchera con una profundidad de 50 km (Pérez-Campos et al, 2008; Kim et al, 2010), para posteriormente tener una inclinación de ~ 75 km por debajo de la FVTM .

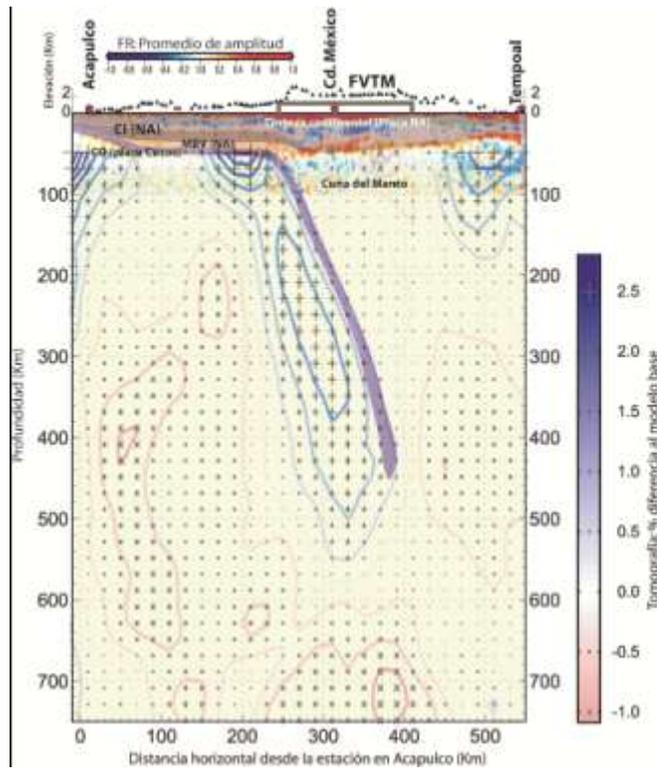


Figura 2.5 Interpretación de los datos obtenidos con funciones receptor a lo largo del perfil MASE, muestra que la placa en subducción está truncada entre 450-500 km y un posible segmento desprendido por debajo de los 600 km, CI= Corteza Inferior, NA= Norte América, CO= Corteza Continental, MBV= Manto de baja velocidad,(tomado y modificado de Pérez-Campos et al., 2008).

2.2 Modelos corticales propuestos en la literatura

Los terremotos son un fenómeno en el que enormes cantidades de energía mecánica acumulada en las zonas de interacción entre placas tectónicas durante décadas, o incluso siglos, son liberadas en periodos muy cortos de tiempo. Gracias a las aportaciones multidisciplinarias en el ramo de la sismología hoy sabemos en qué consiste un terremoto y cuáles son los mecanismos que lo producen. No obstante, la comprensión cabal del fenómeno dista de lograrse a pesar del conocimiento actual de los modelos corticales y de las propiedades dinámicas que envuelven dicho fenómeno.

En el valle de México se manifiestan de manera dramática los efectos de la amplificación sísmica debido a depósitos lacustres. Esta amplificación se debe al entrampamiento de las ondas sísmicas en la cuenca sedimentaria por el contraste que hay entre las características de los depósitos superficiales, cuyo espesor no sobrepasa los 150 m, y de la roca basal. En el dominio de la frecuencia, el espectro de esta amplificación está controlado por el contraste de impedancias elásticas, el amortiguamiento del suelo, las características del campo incidente y la geometría del valle. Para comprender la amplificación de forma teórica y la fuente sísmica es necesario recurrir a modelos de propagación de ondas lo suficientemente validados.

Valdés et al (1986), usando datos de sísmica de refracción y datos gravimétricos obtuvieron un modelo cortical de velocidades, océano-continente en el estado de Oaxaca, descrito por 3 capas con velocidades de 4.3 a 5.7 km/s con un gradiente de velocidades positivo. Para la corteza oceánica, los registros de reflexiones sugirieron una profundidad mínima de 35 km entre los límites de litósfera-asténósfera y velocidades sísmicas de alrededor de 7.6 km/s.

Campillo et al (1996), estimaron la estructura de velocidades de la corteza con trayectorias entre las costas de Guerrero y Michoacán, a lo largo de la zona de subducción, y la ciudad de México. La estructura se obtuvo con la inversión de datos de dispersión de ondas superficiales para velocidades de grupo en regiones individuales. La estructura de la corteza media está bien definida y va de 5 a 30 km de profundidad, mientras que la estructura superficial y profunda no se pudo resolver bien debido al intervalo limitado de periodos en los datos de dispersión. La frontera entre la alta y baja corteza está bien definida entre los 15 y 20 km. Una buena comparación de los sismogramas sintéticos generados con el modelo y los observados, dio confianza en los resultados y al posible uso del modelo en la determinación rutinaria de las soluciones del tensor de momento sísmico.

Iglesias et al (2001), utilizaron catorce sismos de subducción agrupados en dos trayectorias, una perpendicular y otra paralela a la línea de costa, apilaron curvas de dispersión para la velocidad de grupo que fueron invertidas usando los métodos de algoritmos genéticos y recristalización simulada.

Los resultados muestran diferencias significativas entre los modelos corticales por debajo de Guerrero y Oaxaca. En Guerrero, el modelo se compone de una capa superior con velocidad de ~ 3.12 km/s, atribuida al Cretácico, y una discontinuidad de Moho a una profundidad de ~ 43 km. La capa superficial no se observa en Oaxaca y la discontinuidad del Moho es menos profunda (~ 34 km). Estas diferencias podrían ser explicadas debido a que la primera trayectoria atraviesa el terreno tectono-estratigráfico Guerrero y la segunda al terreno Oaxaca.

Shapiro et al. (2002) realizaron simulaciones bidimensionales (2D) en Diferencia Finitas (DF) de terremotos inversos de subducción. Estas simulaciones permitieron demostrar que la presencia del prisma de acreción y del agua de mar (capas 1 y 3), (Fig. 2.6), así como la estructura asociada a la FVTM (capa 2) provocan un incremento notable en la duración del movimiento al exterior del valle de México para períodos superiores a 2 s. Este modelo incluye heterogeneidades a escala regional que reproducen aproximadamente la mitad de la duración observada, sugiriendo así que estructuras de velocidad tanto locales como regionales deben de ser tomadas en cuenta para poder explicar la larga duración de la señal en el valle de México.

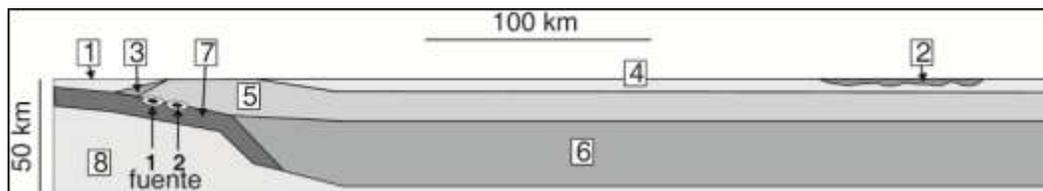


Figura 2.6, Modelo litosférico bidimensional entre la costa de Guerrero (izquierda) y la Faja Volcánica Transmexicana (capa 2) usado por Shapiro et al. (2002) para la simulación numérica de terremotos de subducción; (1) capa de agua, (3) prisma de acreción, (4, 5, 6) tres capas de corteza, (7) corteza oceánica, (8) manto (tomado y modificado de Shapiro et. al., 2002).

Furumura y Singh (2002), emplearon un método híbrido de simulación tridimensional que combina una formulación espectral y las diferencias finitas. El modelo tridimensional que emplearon fue construido a partir de trabajos basados en la teoría de rayos y experimentos de refracción (Valdés et al., 1986; Valdés & Meyer, 1996), en el análisis de ondas superficiales (Campillo et al., 1996; Shapiro et al., 1997), en modelos de atenuación espectral (Cárdenas et al., 1997) y en la profundidad del Moho determinada a partir de localizaciones hipocentrales (Pardo & Suárez, 1995; Kostoglodov et al., 1996). Con la discretización hecha del modelo empleado que posee una velocidad mínima de propagación de 2.0 km/s, el estudio resolvió una frecuencia máxima de 1 Hz, con longitudes de onda mínimas de ~ 2 km. Esto demostró que la placa subducente de Cocos actúa como reflector perfecto que incrementa

notablemente la amplitud de las ondas Lg entre 0.2 y 4 Hz para sismos someros de subducción interplaca. La amplificación y duración del tren Lg se ven también afectadas por la presencia del eje neovolcánico. Sin embargo, en el caso de sismos más profundos intraplaca, la conversión de ondas S a ondas P en la superficie libre es muy eficiente. En consecuencia, la duración del tren de energía Lg es mucho más corta para este tipo de eventos.

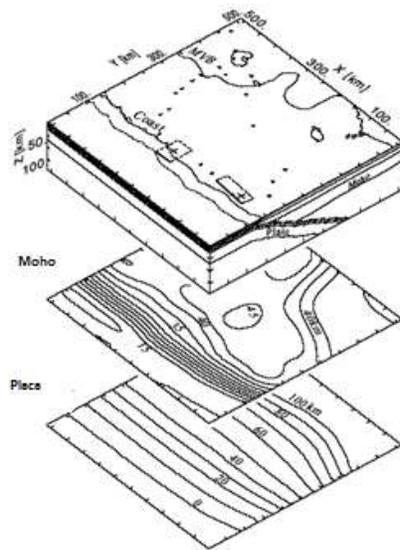


Figura 2.7, Modelo tridimensional de la parte central de México, (tomado de Furumura & Singh, 2002).

Iglesias et. al. (2010) estimaron las velocidades de las ondas S usando las componentes verticales de 90 sismos regionales registrados en una red sísmica lineal (MASE) para obtener las curvas de dispersión de las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh. Con una inversión tomográfica de alta resolución cercana al arreglo, encontraron diferencias significativas para periodos mayores a 30 s con respecto al modelo de referencia. Con esta resolución tomográfica obtuvieron un modelo 2D de ondas S la cual mostró diferencias significativas en la corteza inferior entre el antearco, el arco volcánico y el trasarco. Además presenta una zona de baja velocidad justo debajo de la FVTM, sugiriendo la presencia de la cuña del manto. Bajas densidades en el trasarco son inferidas de las bajas velocidades de las ondas S, pueden proveer soporte isostático a la FVTM.

Cruz-Atienza et al., (2010), estimaron la estructura cortical debajo del valle de México a partir de la inversión de funciones receptor en dos estaciones de banda ancha permanentes, CUIG y ZAIG, la primera localizada sobre la FVTM y la segunda sobre la Meseta Central Mexicana. Las funciones receptor apiladas en ambas estaciones fueron invertidas empleando dos esquemas de optimización

global, algoritmos genéticos GA y recristalización simulada SA. Los resultados mostraron una dependencia azimutal en la estación CUIG atribuida a variaciones en la profundidad del Moho cercanas al Valle de México, la cual no se observó en la estación ZAIG. Por otro lado, el modelo que mejor explicó las observaciones en CUIG consiste en una capa superficial de 2 km de espesor, asociada a la FVTM, y una corteza media y profunda parecida a la propuesta por Campillo et al. (1996) e Iglesias et al. (2001). Esto supone un modelo cortical con 5 capas para la estación CUIG y otro de 4 capas para la estación ZAIG (Fig. 2.8).

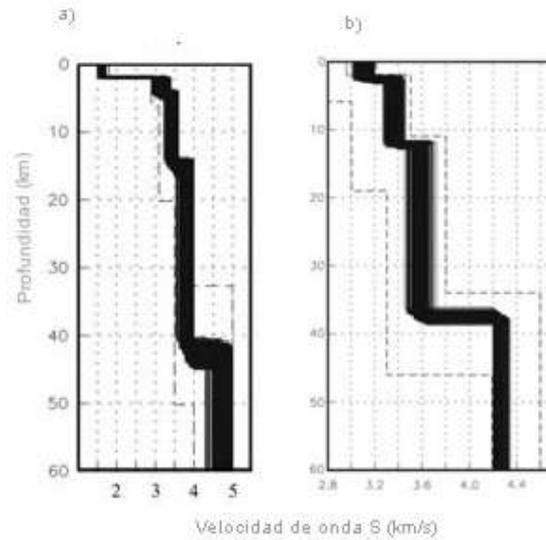


Figura 2.8, a) Modelo cortical en la estación CUIG (valle de México) con una capa de baja velocidad ~2 km asociada a la FVTM y una discontinuidad de Conrad bien definida alrededor de los 15 km de profundidad. Un manto superior con una velocidad de ondas S y coeficiente de Poisson variable. b) Modelo de 4 capas planas por debajo de la estación ZAIG, en la Mesa Central. (tomado y modificado de Cruz-Atienza et al., 2010).

2.3 Propagación de ondas en la parte central de México.

El movimiento del suelo producido por un terremoto depende esencialmente de tres factores: 1) las características de la deformación y ruptura de la falla geológica (fuente), 2) el medio y trayectoria de la propagación de las ondas sísmicas (recorrido), y 3) las condiciones de topografía y geología local en el receptor (respuesta de sitio). (Luzón et al., 2002).

El mecanismo focal y la historia de la fuente sísmica controlan la distribución de la energía radiada en espacio y tiempo. Esta energía se propaga como ondas sísmicas a través de la tierra y es afectada por las diferentes propiedades del medio, causando fenómenos de reflexión, refracción y difracción.

Pese a la gran distancia que separa al valle de la zona de subducción donde ocurren los sismos de mayor magnitud (≥ 250 km) la ciudad es particularmente vulnerable, porque el tipo de ondas que llegan son ricas en periodos largos que sufren menos atenuación y experimentan gran amplificación al atravesar las arcillas del lago. Por ello, prácticamente cualquier sismo grande que ocurra en la zona de subducción, desde Jalisco hasta Oaxaca, representa un peligro para las zonas densamente pobladas de la ciudad de México.

La amplificación neta del movimiento en zonas blandas (lago) del valle está bien documentada y puede alcanzar un factor de 500 en la banda $0.2 \leq f \leq 0.7$ Hz (Singh et al., 1988; Ordaz & Singh, 1992; Shapiro et al., 1997). Diferentes modelos del valle de México han sido propuestos para explicar tanto la amplificación como la duración del movimiento en la zona de lago (≥ 200 s) (e.g., Sánchez-Sesma et al., 1988; Kawase y Aki, 1989).

Sin embargo, Chávez-García (1991) concluyó que dichos modelos locales no son viables por suponer factores de calidad del suelo excesivamente altos, irrealista para las arcillas en zona de lago ($200 \leq Q \leq 300$). Observaciones hechas en zona de loma con sismógrafos de banda-ancha revelaron que la duración del movimiento ahí, aunque de mucha menor amplitud, posee una duración similar a la registrada en zona de lago (Singh y Ordaz, 1993). El movimiento registrado por dichos sensores, utilizado como campo incidente en un modelo sedimentario con valores razonables de atenuación ($Q=25$), permitieron a Singh y Ordaz (1993) explicar satisfactoriamente tanto la duración de la coda como los paquetes armónicos de energía característicos del movimiento tardío en la zona de lago. Esta observación los llevó a concluir que la duración del movimiento en el valle de México es primordialmente un fenómeno independiente de la estructura local. Un fenómeno de difracción múltiple y multi-trayecto debe suceder a lo largo de la estructura entre la fuente y el valle.

Kanamori (1993) usó funciones de Green empíricas para simular el movimiento sísmico en la estación de la Central de Abastos de la Ciudad de México asumiendo que la fuente se encuentra en la brecha de Guerrero. Para ello usó un modelo de fuente en ω^2 para diferentes procesos de rupturas, lo

que le llevo a concluir que si bien un evento en Guerrero es parecido a otro en Michoacán, el movimiento presentaría el doble de amplitud en periodos mayores a 2 s.

Barker et al. (1996), en un estudio detallado de la propagación de ondas en la Ciudad de México, sugieren que la energía de periodo corto (2.5-5 s) registrada en la zona de loma al sur del valle presenta una dirección de propagación diferente a la esperada debido a la presencia de difractores al Norte y al Sur de la ciudad de México. Sin embargo, la presencia de dichos difractores locales para sismos de subducción en Guerrero no es clara y, a pesar de ello, la duración de los registros es tan larga como en la zona de lago. Esta observación sugiere que una parte del origen de la coda se encuentra en la zona epicentral, lejos del valle.

Shapiro et al., (1997), con el objetivo de estudiar la propagación de las ondas a través de la FVTM instalaron 9 estaciones de banda ancha de forma transversal a éste. Observaron que los registros en la parte sur de la FVTM presentan una amplificación importante en una banda de frecuencias (0.15-1 Hz). Realizaron la inversión del modo fundamental para la velocidad de grupo de ondas de Rayleigh en la parte sur de la FVTM y confirmaron la hipótesis formulada por Singh et al. (1995) acerca de la existencia de un depósito volcánico superficial de baja velocidad $\beta = 1.7$ km/s con un espesor de 2 km.

Simulaciones bidimensionales realizadas por Shapiro et al. (2002) en Diferencias Finitas (DF) demostraron que ciertas estructuras geológicas son preponderantes en la larga duración del movimiento en el exterior del valle, sin embargo esta duración representa tan solo la mitad de la duración observada en los datos reales. Esta discrepancia puede ser atribuida a la ausencia de capas sedimentarias de más baja velocidad en el valle, a la ausencia de relieve topográfico en el modelo numérico, o bien a un efecto tridimensional de la estructura regional ausente en el modelo (2D) utilizado. En dichas simulaciones, la frecuencia máxima resuelta es de 0.5 Hz que, dada la velocidad de propagación mínima de 1.5 km/s (capa de agua) resulta en una longitud de onda mínima de ~ 3 km. Así concluyeron que la presencia del prisma de acreción, el agua de mar, y la estructura asociada a la FVTM provocan un incremento notable en la duración del movimiento exterior al valle de México (~ 150 s).

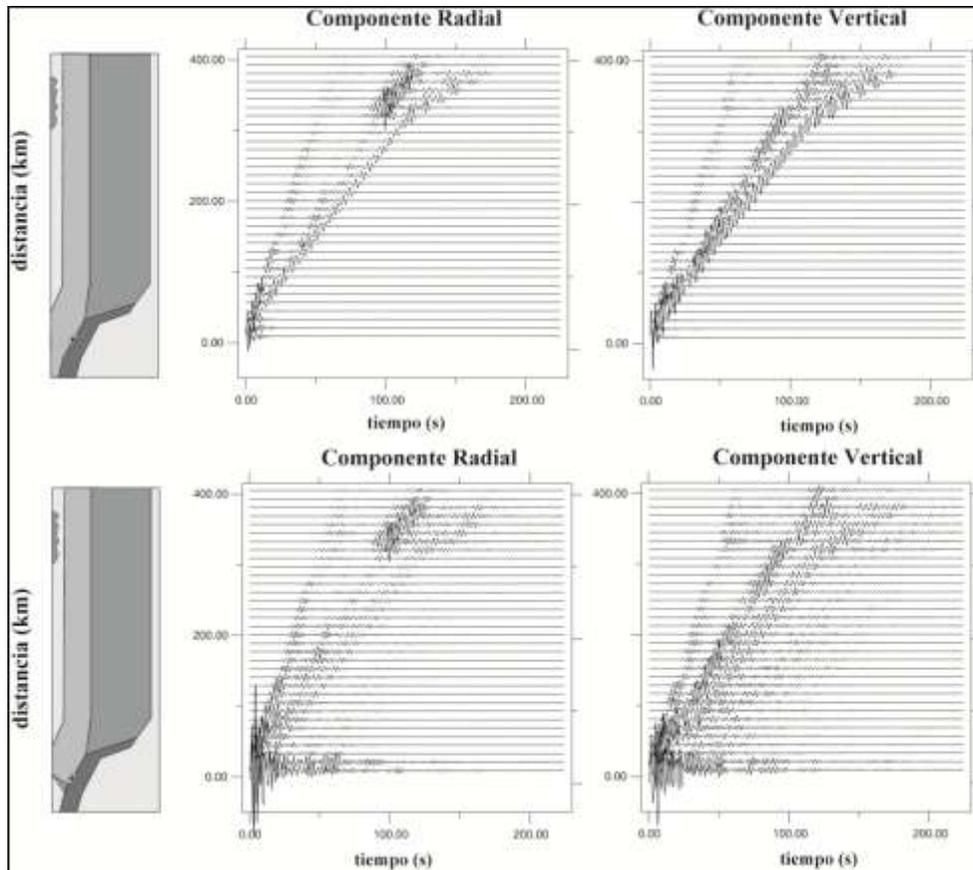


Figura 2.9, Acelerogramas sintéticos para los modelos de la corteza, sin tomar en cuenta el prisma de acreción y el agua (arriba) y tomando en cuenta estas características (abajo), ambos filtrados con un filtro pasabandas entre 0.2 y 0.5 Hz. En ambos modelos utilizaron la posición de la fuente 1 de la Figura 2.6, (tomado y modificado de Shapiro et al., 2002).

Furuma y Singh (2002), en un estudio de la propagación de ondas con un método espectral y Diferencias Finitas, mostraron que las heterogeneidades en la estructuras modifican profundamente el carácter de las ondas al propagarse desde la fuente hasta la ciudad de México en el modelo 3D que emplearon. Para ello compararon simulaciones numéricas de la propagación de onda sísmica usando el método espectral de Fourier, que fue la clave para entender la generación del tren de ondas sísmicas Lg con amplitudes muy importantes en períodos cercanos a 2 s.

Ida y Kawase (2004) mostraron que la amplitud y larga duración registrada en el valle de México han permitido reconocer importantes efectos de la FVTM. A partir de las tres componentes del movimiento fuerte registrado en la FVTM para el sismo del 14 de Septiembre de 1995, Ms7.3, calcularon la amplificación teórica de los diferentes tipos de ondas y usando como funciones de Green los datos registrados, realizaron simulaciones en 2D y 3D para llegar a la conclusión de que los movimientos fuertes en la zona de lago están dominados por el modo fundamental de las ondas Love

en los depósitos lacustres. Es decir que las ondas superficiales son por mucho las más amplificadas en dicha zona y confirmaron que la FVT es una importante fuente de amplificación de las ondas para los sismos registrados en el valle.

Ramírez-Guzmán et al. (2007) realizaron simulaciones tridimensionales de la propagación de ondas desde la costa del Pacífico hasta la ciudad de México (Fig. 2.10) empleando un código en elementos finitos conocido como Hercules (Tu et al., 2006). A pesar de ignorar la topografía del terreno y suponer una geometría idealizada de la cuenca de México, el modelo geológico que han descrito es probablemente el más completo para realizar simulaciones numéricas. Considerando fuentes cinemáticas puntuales y velocidades de propagación en la cuenca de México mucho más realistas que en todos los trabajos precedentes (~ 160 m/s), demostraron la influencia, en la amplificación y larga duración del movimiento fuerte en el valle, no sólo de la FVTM, sino también de la presencia de sedimentos. Sus simulaciones pudieron resolver frecuencias de 0.6 Hz a pesar de considerar velocidades de propagación tan bajas (e.g. longitudes de onda ~ 250 m).

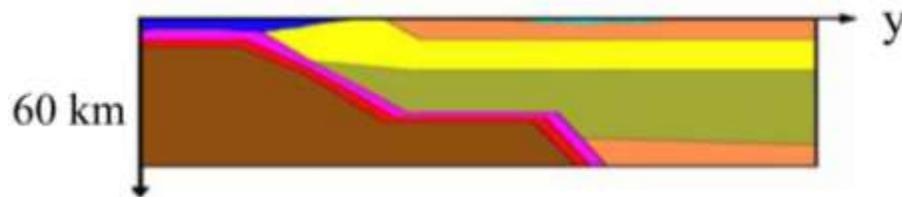


Figura 2.10, Estructura litosférica desde la costa del Pacífico a la Ciudad de México (tomado de Ramírez-Guzmán et al., 2007)

Chávez et al. (2011), partiendo de la sismicidad histórica en la región noroeste de México, Colima-Jalisco (CJ), utilizaron un método híbrido para generar señales sintéticas en tres estaciones de banda ancha diferentes que registraron el terremoto Mw8 de 1995. Los sintéticos de baja frecuencia (≤ 0.5 Hz) fueron generados empleando un método en Diferencias Finitas (DF) 3D, mientras que los de alta frecuencias (> 0.5 Hz) fueron generados por una función de Green empírica. Las señales sintéticas de baja frecuencia fueron procesadas con un modelo 2.5D para una fuente de falla finita con asperezas, mismas que se usaron para los sintéticos de alta frecuencia aunados a los registros de las réplicas y el sismo principal. Con base en comparaciones de los sintéticos generados proponen que con su método pueden realizar estimaciones más realistas de peligro y riesgo sísmico en las zonas aledañas a la ciudad de Guadalajara.

Con el fin de coordinar la respuesta científica ante el embate de un futuro sismo mayor frente a las costas del Pacífico, Cruz-Atienza et al. (2011) generaron escenarios de ruptura y propagación de ondas en un volumen de simulación de 1,200 X 800 X 70 km centrado en la brecha de Guerrero (Fig. 2.11) . Para ello emplearon un código paralelo en diferencias finitas 3D (Olsen et al., 2010; Roten et al., 2011) y una estructura 2.5D basada en un modelo tomográfico para ondas superficiales (Iglesias et al., 2010), presentado en el capítulo 3 de este documento. Los factores de calidad del medio de propagación visco-elástico están dados por las relaciones $Q_s=50*V_s$ (V_s en km/s) y $Q_p=2*Q_s$. La descripción de las fuentes es puramente cinemáticas y es el producto de realizaciones estocásticas del deslizamiento final en la falla con densidad de probabilidad de VonKarman (Mai y Beroza, BSSA, 2000).

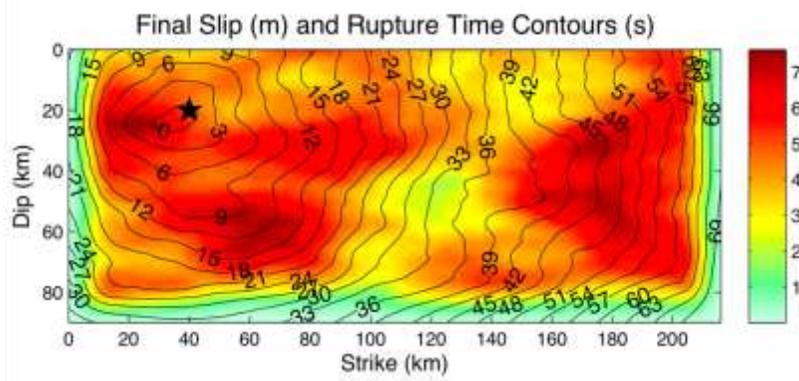


Figura 2.11, Modelo estocástico de fuente con magnitud 8.2, deslizamiento final y tiempos de ruptura (tomada de Cruz-Atienza et al., 2011).

Estos autores calcularon las velocidades y aceleraciones máximas del terreno (Fig. 2.12), en las que se aprecia un efecto importante de directividad hacia el oeste de la ruptura y aceleraciones máximas en algunos sectores cercanos a la costa de más de 9.81 m/s^2 (i.e. mayores a 1 g). Asimismo, calcularon los espectros de respuesta en sitios de interés para concluir que mientras que las aceleraciones espectrales máximas se encuentran en las componentes horizontales cerca de la costa, con valores máximos superiores o cercanos a 1 g a 1 s (1 Hz), a 30 km al Norte de Acapulco son las componentes Norte-Sur y la vertical las que predominan con pseudoaceleraciones máximas mayores a 0.4 g en períodos que van de 0.7 a 1.5 s .

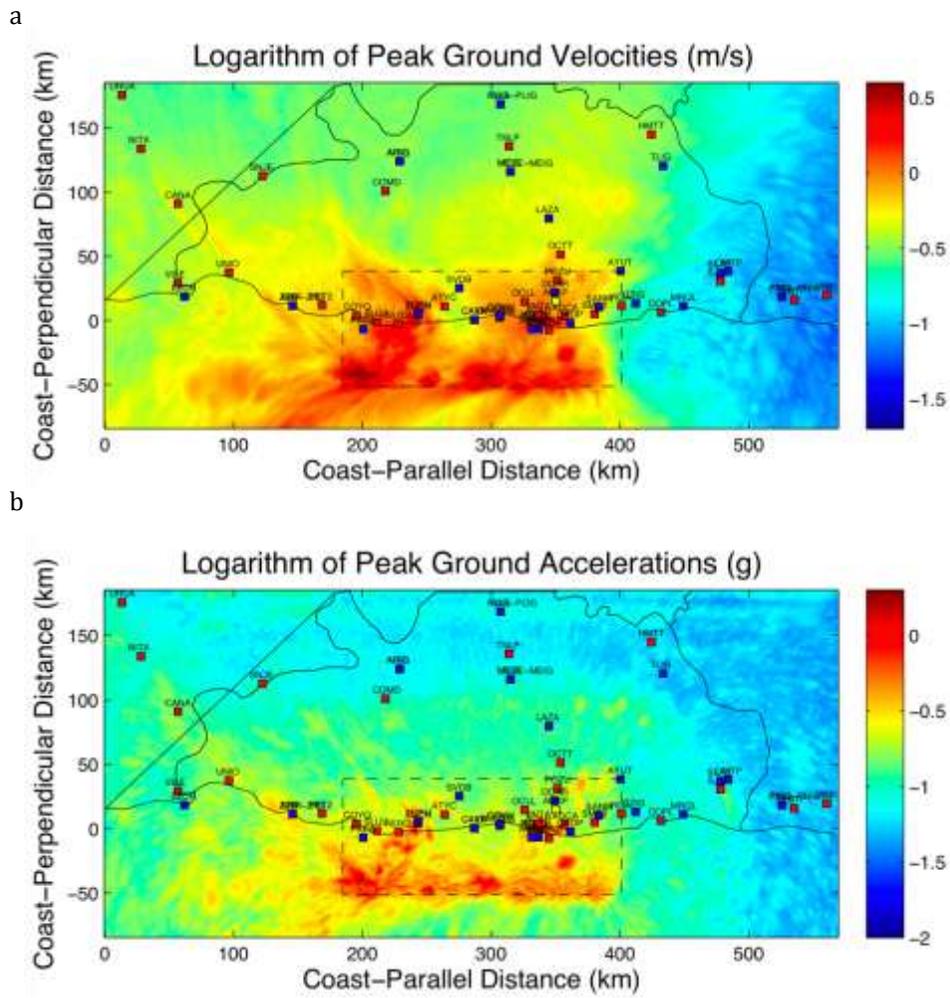


Figura 2.12, Acercamiento del movimiento en la superficie de la Tierra. Velocidades(a) y aceleraciones (b) máximas (tomado de Cruz-Atienza et al., 2011)

Capítulo 3

Metodología

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

3.1 Introducción

En este capítulo se presentan los datos sismológicos considerados en el trabajo y los métodos empleados para su análisis. En primer lugar se introduce brevemente el método de diferencias finitas (FD) para la propagación de ondas elásticas en medios 3D arbitrariamente heterogéneos (Olsen et al., 2010). Es con este método que se calcularon los sismogramas sintéticos en todo el trabajo. Después de explicar las bases del método de Número de Onda Discreto (DWN) (Bouchon, BSSA, 1981) para el cálculo de sismogramas sintéticos en medios heterogéneos unidimensionales, se introduce y verifica el modelo de fuente sísmica puntual en FD comparando sismogramas con los arrojados por el DWN. Enseguida se presentan las estaciones sismológicas usadas en el estudio y los cuatro eventos de subducción seleccionados. Las fechas y magnitudes de los eventos son: 1) 14 de Agosto de 2005, Mw 5.4; 2) 13 de Abril de 2007 (Sismo de Atoyac), Mw 5.9; 3) 27 de Abril del 2009, Mw 5.7; 4) 22 de Mayo, Mw 5.8. A continuación se presentan los cuatro modelos corticales de velocidad sísmica para la región central de México evaluados en el trabajo. Estos son: 1) PREM, 1982; 2) Campillo et al., 1996; 3) Iglesias et al, 2010; y 4) Modelo Modificado. La comparación cuantitativa entre las señales observadas y sintetizadas, y con ello, la evaluación cualitativa de los modelos corticales, se realizaron empleando una técnica de filtrado múltiple o “*multi-tapers*” (Slepian, 1978; Thomson, 1982; Zhou, 2004; Hjörleifsdóttir, 2007). Esta técnica es introducida al final del capítulo.

3.2 Simulación numérica 3D en diferencias finitas (FD)

Los sismogramas sintéticos presentados a lo largo de este trabajo han sido calculados empleando un modelo numérico en diferencias finitas 3D para la propagación de ondas en medios viscoelásticos (Olsen et al., 2010). Dicho modelo está basado en una discretización “staggered-grid” de cuarto orden en espacio y segundo orden en tiempo que optimiza la precisión y estabilidad del sistema elastodinámico de ecuaciones hiperbólicas formulado en velocidades y esfuerzos introducido por Madariaga (1976) en 3D:

$$\rho \frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}$$
$$\rho \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z}$$

y cuya formulación para la propagación de ondas elásticas en 2D está dado por (Virieux, 1986):

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \tau_{zz}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z}$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_z}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_x}{\partial z} \right)$$

(3.1)

donde el medio es elástico, lineal e isótropo, y está descrito por λ y μ , los coeficientes de Lamé y ρ , la densidad. El vector de velocidad de la partícula es representado por (v_x, v_z) , mientras que el tensor de esfuerzos se denota por $(\tau_{xx}, \tau_{zz}, \tau_{xz})$. El sistema velocidad-esfuerzos (3.1) puede ser discretizado utilizando una malla intercalada “staggered-grid” con el fin de calcular las derivadas espaciales en la mitad entre dos puntos de la rejilla o malla. Madariaga (1976) ha propuesto una estructura elemental para este tipo de malla (Fig. 3.1 y 3.2) que se ha vuelto un procedimiento estándar en la propagación de ondas elásticas.

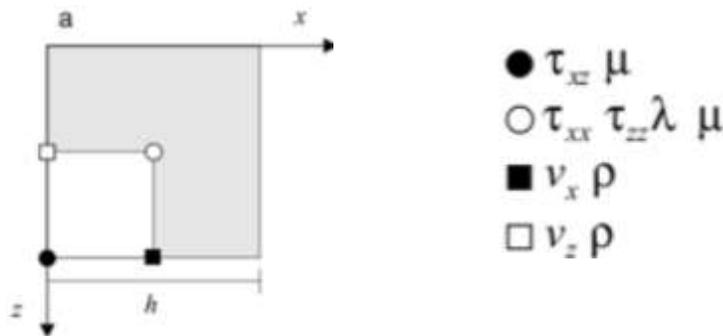


Figura 3.1, plantilla numérica para el “staggered-grid” aproximada para las diferencias finitas estándar (Madariaga, 1976), h es el incremento espacial de la malla, $(\tau_{xx}, \tau_{zz}, \tau_{xz})$ es el tensor de esfuerzos de segundo orden, el vector de velocidad de la partícula es representado por (v_x, v_z) , λ y μ son los coeficientes de Lamé y ρ , la densidad. (tomado de Cruz-Atienza et al., 2004).

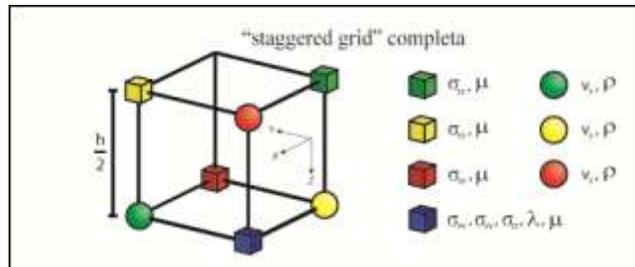


Figura 3.2, Malla intercalada en 3D "staggered-grid", tensor de esfuerzos denotado con σ , λ y μ son los coeficientes de Lamé y ρ , la densidad, las componentes de velocidad y esfuerzos, deben de estar especificadas para las diferentes posiciones dentro de la rejilla. (tomado de Cruz-Atienza, 2006, página 54).

El modelo numérico de propagación usado incorpora condiciones de absorción PML (Colino & Tsogka, 2001) para evitar reflexiones espurias en los bordes del modelo de simulación, superficie libre y atenuación intrínseca del medio. Además, el código ha sido optimizado con la interfaz MPI para cálculo en paralelo y utilizado en simulaciones a gran escala (Olsen et al., 2006; Olsen et al., 2010).

Dada una velocidad de propagación mínima de ~ 2.0 km/s y una frecuencia máxima resuelta de 0.5 Hz, entonces la longitud de onda mínima en el medio de propagación es de ~ 4 km. Para minimizar la dispersión numérica (Virieux, 1986), el modelo computacional requiere al menos 5 celdas por longitud onda mínima. En consecuencia, para alcanzar una frecuencia máxima de 0.5 Hz, el paso de discretización espacial de la malla numérica en nuestras simulaciones debe ser de $dx = 800$ m. Asumiendo dicha discretización en todos nuestros modelos y dadas las dimensiones del volumen de simulación de la Fig. 3.3, obtenemos una cantidad de celdas por dimensión cartesiana de $nx = 650$, $ny = 676$ y $nz = 176$. Esto implica un total de ~ 77 millones de celdas numéricas.

La duración de cada simulación fue de 240 s y la fuente sísmica empleada en todos los casos corresponde a una dislocación puntual en doble par localizada en el hipocentro del evento correspondiente. Para simular dicha fuente en la malla de diferencias finitas se suma $M_{ij}(t)/V$ a cada uno de los componentes del tensor de esfuerzos $S_{ij}(t)$, donde $M_{ij}(t)$ es el ij -ésimo componente del tensor de momentos sísmico del terremoto y $V = dx^3$ es el volumen de una celda numérica (Olsen, 1994). Todas las simulaciones fueron llevadas a cabo en Pohualli, el cluster con memoria distribuida del Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica, que consta de 176 procesadores y un total de 560 Gb de memoria RAM.

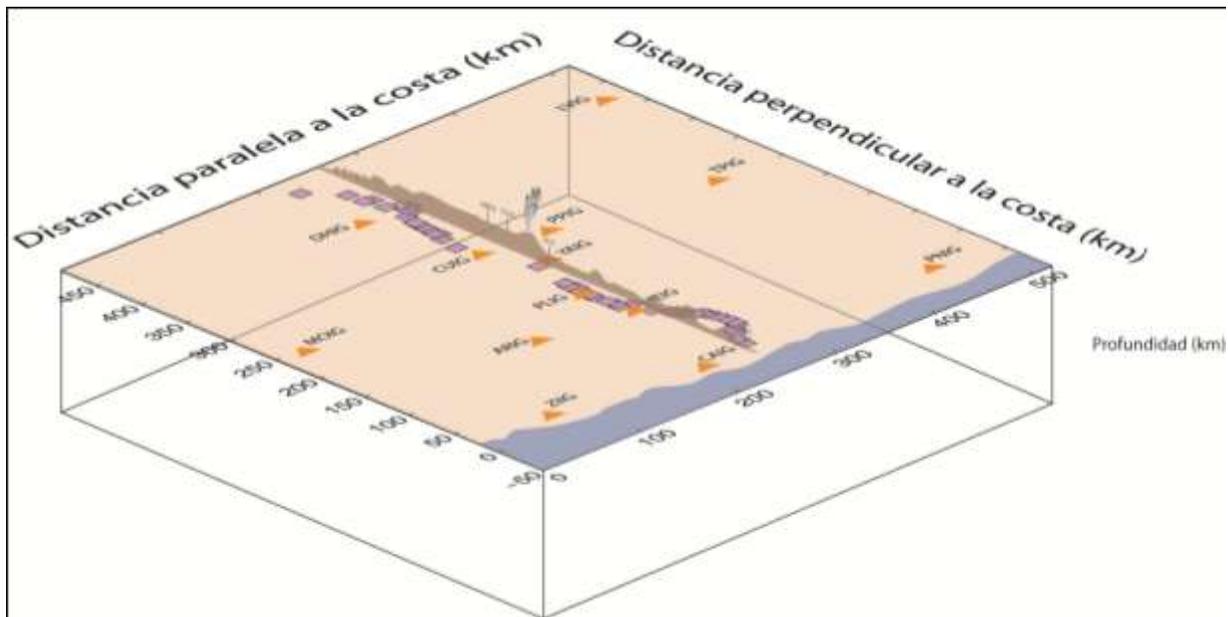


Figura 3.3, Dimensiones del modelo 3D utilizado en este trabajo para realizar las simulaciones numéricas, con una dimensión paralela a la costa de 519 km, una perpendicular a la costa de 490 km y la dimensión en profundidad del modelo numérico de 140 km. Se muestra también la localización regional del arreglo de estaciones usado para evaluar la estructura regional. Estaciones del Servicio Sismológico Nacional (parda) y del proyecto MASE (morado).

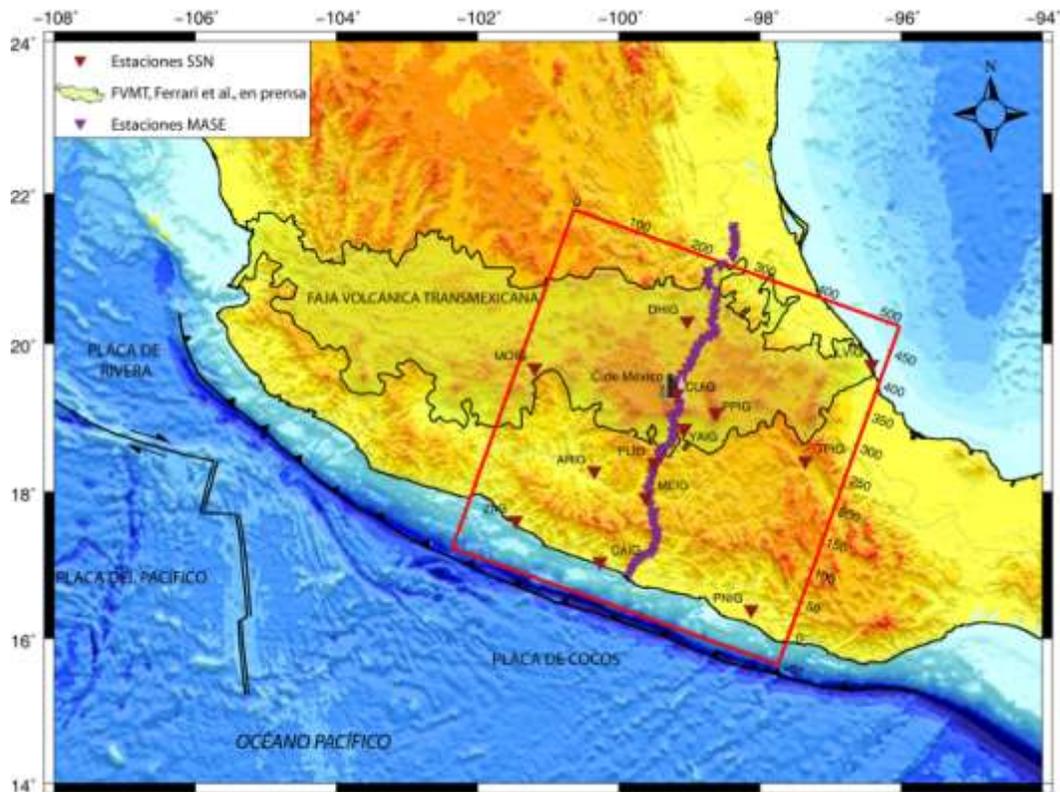


Figura 3.4, Mapa regional del área de estudio, tamaño de la simulación numérica Fig. 3.3 (cuadro rojo).

3.2.1 Método de Numero de Onda Discreto (DWN)

En esta sección se introduce brevemente el método del Número de Onda Discreto (DWN) ya que fue éste el que se empleó para verificar nuestro modelo de fuente puntual en DF. Dicha verificación se presenta en la sección 3.2.2.

El método de DWN, introducido en 1977 por Bouchon & Aki, permite obtener con cálculos sencillos una solución aproximada de la función de Green para medios heterogéneos. La ventaja del método DWN consiste en involucrar una cantidad mínima de operaciones matemáticas, a diferencia de los métodos previamente descritos, que implican muchos más cálculos y por ende son mucho más costosos (Bouchon, 1981, 2003).

Para ello, el método DWN discretiza el campo de ondas radiado introduciendo una periodicidad espacial de fuentes puntuales. Entonces, haciendo uso de la transformada de Fourier calcula la solución de la función de Green. El principio del método DWN se puede atribuir a Rayleigh, quien demostró que las ondas reflejadas por una superficie ondulada sinusoidal se propagaban únicamente para ciertos ángulos del campo incidente. A estos valores les denominó “ordenes del espectro”, y son una consecuencia de la periodicidad de la superficie reflectante.

La primera parte del método consiste en generar la periodicidad espacial de la fuente. Para ello el método asume que cualquier tipo de fuente elástica puede ser representada por una combinación de fuentes y que el campo de ondas en estado estacionario generadas por dicha fuente puede ser representado por una superposición de ondas planas homogéneas e inhomogéneas (Bouchon, 2003). Así, el desplazamiento $f(k, z)$ en un punto del espacio y en el dominio de la frecuencia está dado por la siguiente ecuación:

$$F(x, z; \omega) = e^{i\omega t} \int_{-\infty}^{\infty} f(k, z) e^{-ikx} dk \quad (3.2)$$

La ecuación anterior es válida en un medio homogéneo en cualquier superficie horizontal, donde w representa la frecuencia, k el número de onda, x y z son los ejes horizontal y vertical en el plano normal a la línea de la fuente. Sin embargo, cuando el medio es finito o presenta heterogeneidades verticales, el núcleo de la integral comienza a presentar singularidades que complicaban el cálculo numérico y matemático. Por tal motivo se suele sustituir el problema de una fuente simple por un problema de fuentes múltiples distribuidas periódicamente a lo largo del eje x (para un red de una dimensión) o del eje x y eje y (para una red de dos dimensiones) para poder resolver el problema. Lo anterior lleva a reemplazar la integral en la ecuación 3.2 por una serie que, dada su convergencia, puede ser representada por una suma finita de términos:

$$G(x, z; \omega) = \frac{2\pi}{L} \sum_{n=-N}^N f(kn, z) e^{-ikn\bar{x}} \quad (3.3)$$

donde L denota la separación entre cada fuente, es decir, indica la periodicidad.

La expresión anterior reduce la cantidad de cálculos matemáticos y es la expresión que se utiliza en el método DWN. Sin embargo, el problema original fue modificado de una fuente simple a un problema que involucra un número infinito de fuentes donde la selección de un valor de L apropiado es crucial para poder reconstruir la solución en el dominio del tiempo.

La segunda etapa del método consiste en obtener la solución para una fuente simple a partir de la solución obtenida en el dominio de la frecuencia para las fuentes múltiples mediante la transformada continua de Fourier de la función G. Desafortunadamente, en la práctica dicho procedimiento sólo se puede hacer para un número limitado de frecuencias, lo que lleva al uso de la transformada discreta de Fourier para obtener la solución en el dominio del tiempo.

El uso de la transformada discreta de Fourier genera una señal de duración finita $T = \frac{2\pi}{\delta\omega}$, donde $\delta\omega$ es la frecuencia angular usada en el cálculo de la función G. De esta manera, la transformada inversa de Fourier se puede escribir como:

$$g(x, z; t) = \int_{-\infty+i\omega_1}^{\infty+i\omega_1} G(x, z; \omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (3.4)$$

Este procedimiento presenta una desventaja. La respuesta del arreglo de fuentes periódicas es una señal de duración infinita. El uso de la transformada discreta de Fourier genera aliasing en la solución en el dominio del tiempo (Bouchon, 1979). Para evitar este efecto se establece la siguiente condición:

$$e^{\omega_1 T} \ll 1 \quad (3.5)$$

donde ω representa la parte imaginaria de la frecuencia y se recomienda que tomé valores negativos dentro del intervalo (Bouchon, 2003):

$$\omega_1 = \left[-\frac{\pi}{T}, -\frac{2\pi}{T} \right] \quad (3.6)$$

Esta condición garantiza que las señales que no pertenecen a la ventana de tiempo que se está considerando se atenúen lo suficiente para que su contribución sea despreciable. Por otro lado, también implica un valor apropiado de L , lo suficientemente grande para que no existan señales espurias llegando al receptor proveniente de las siguientes fuentes cercanas en la ventana de tiempo de interés.

Finalmente la solución en el dominio del tiempo para una fuente simple $f(x,z,t)$ se obtiene a partir de la solución en el dominio de la frecuencia $G(x,z;\omega)$ como:

$$f(x, z; t) = e^{-\omega 1T} \int_{-\infty}^{\infty} G(x, z; \omega) e^{i\omega R t} d\omega_R \quad (3.7)$$

El método se puede generalizar a una, dos y tres dimensiones y a cualquier sistema coordinado. Para las capas más someras de la Tierra, las capas se pueden considerar como capas planas y se pueden usar coordenadas cartesianas.

En sismología una dislocación puede ser representada comúnmente a través de un doble par mediante el tensor de momentos. En muchas aplicaciones de sismología basta con considerar una dislocación como una fuente puntual y despreciar la finitud de la falla, principalmente cuando se utilizan datos telesísmicos o bien frecuencias lo suficientemente bajas. Sin embargo, cuando se usan datos locales o regionales para eventos de gran magnitud, es importante considerar el efecto de finitud de la falla. Una forma simple de hacerlo es representar la falla, para un mecanismo dado, a través de una superposición de fuentes puntuales. Es decir, la falla puede ser discretizada en un arreglo bidimensional de fuentes puntuales con su respectivo doble par, distribuidos a lo largo del plano de falla. En este caso el espaciamiento entre cada fuente puntual es más pequeño que la longitud de onda mínima considerada. Uno de los más importantes aspectos del método DWN, radica en que calcula el campo de ondas completo incluyendo el desplazamiento estático y dinámico (Bouchon, 2003).

3.2.2 Verificación del modelo de fuente puntual

En esta sección se verifica nuestra implementación de la fuente de dislocación puntual en el código en FD comparando sismogramas sintéticos con aquéllos arrojados por el método del número de onda discreto (DWN) (Bouchon, BSSA, 1981). A continuación se presentan comparaciones para los mecanismos focales correspondientes a los eventos presentados en la Sección 3.3 y usados para el análisis de la Sección 4. Las propiedades del medio de propagación usadas en las comparaciones son $v_p = 5.7 \frac{km}{s}$, $v_s = 3.3 \frac{km}{s}$, $\rho = 2.6 \text{ gr/cm}^3$, respectivamente para la velocidad de las ondas P, S y la densidad.

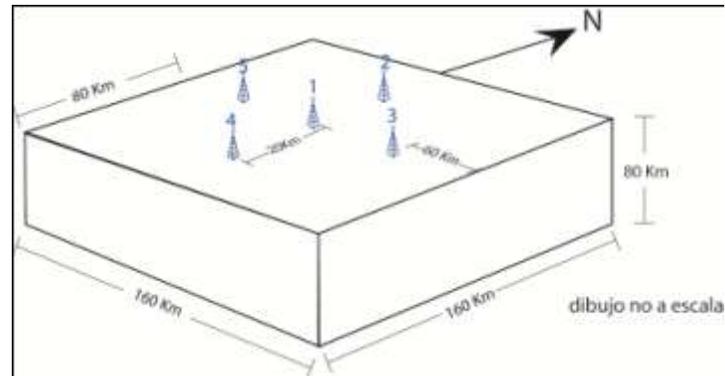
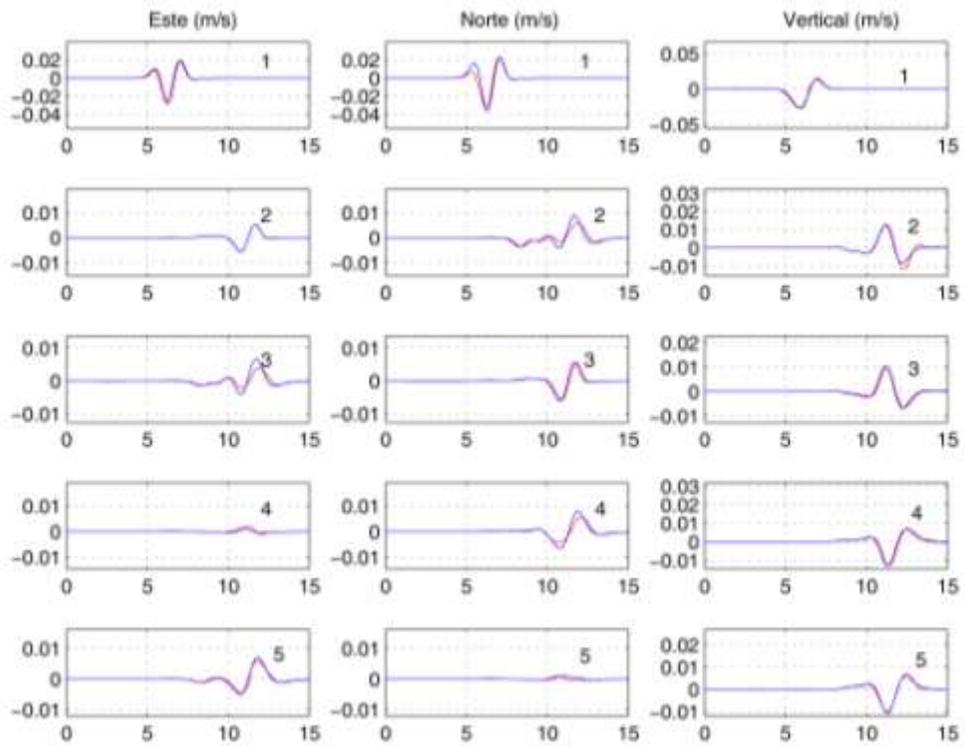


Figura 3.5, Dimensión del modelo numérico en FD y DWN, $x=160$ km, $y=160$ km, $z=80$ km, $dx=800$ m, $dt=0.05$ s, con 5 estaciones.

A continuación se presentan las comparaciones de los sismogramas sintéticos calculados con FD (línea roja) y con DWN (línea azul) para los cuatro eventos seleccionados, cuyos mecanismos y magnitud son los siguientes:

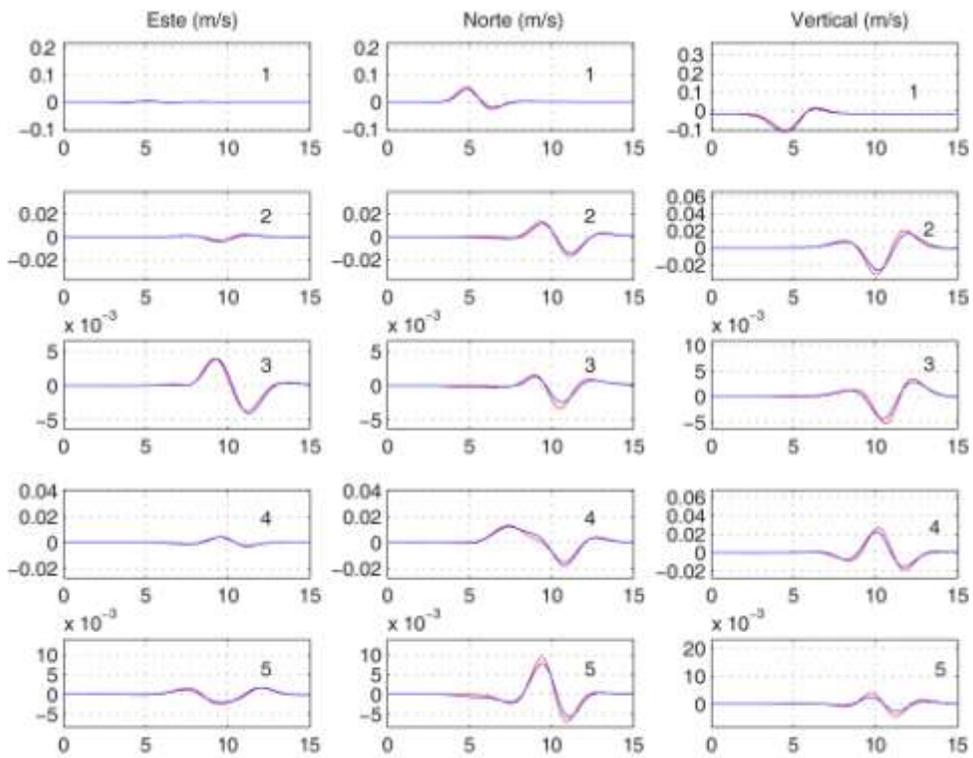
- 1) Evento **EVE050814**, M_w 5.4, del 14 de Agosto de 2005 (Pacheco & Singh et al., 2010). Mecanismo (278-16-61) (rumbo ϕ , echado δ , deslizamiento λ) (Fig. 3.6).
- 2) Evento **EVE070413** (Sismo de Atoyac), M_w 5.9, del 13 de Abril de 2007 (Singh et al., SRL, 2007). Mecanismo (278-75-85) (rumbo ϕ , echado δ , deslizamiento λ) (Fig. 3.7).
- 3) Evento **EVE090427**, M_w 5.7, del 27 de Abril del 2009 (Pérez-Campos et al., GI, 2010). Mecanismo (285-82-99) (rumbo ϕ , echado δ , deslizamiento λ) (Fig. 3.8).
- 4) Evento **EVE090522**, M_w 5.8, del 22 de Mayo del 2009 (Pérez-Campos et al., GI, 2010). Mecanismo (286-39-298) (rumbo ϕ , echado δ , deslizamiento λ) (Fig. 3.9).

Es importante mencionar que las diferencias observadas entre las curvas se deben principalmente al hecho de no haber interpolado los sismogramas de FD en las posiciones exactas en que fueron calculados con el método de DWN. Una verificación más rigurosa puede encontrarse en Olsen (1994). El objetivo principal de este ejercicio consistió en asegurarnos de que no haya errores mayores en la polaridad o forma de las señales predichas por el método en FD. La verificación fue necesaria ya que la interfaz numérica que empleamos para introducir la fuente en el código de simulación tuvo que ser modificada para alcanzar nuestros fines.



EVE050814

Figura 3.6, EVENTO 1



EVE071413

Figura 3.7, EVENTO 2

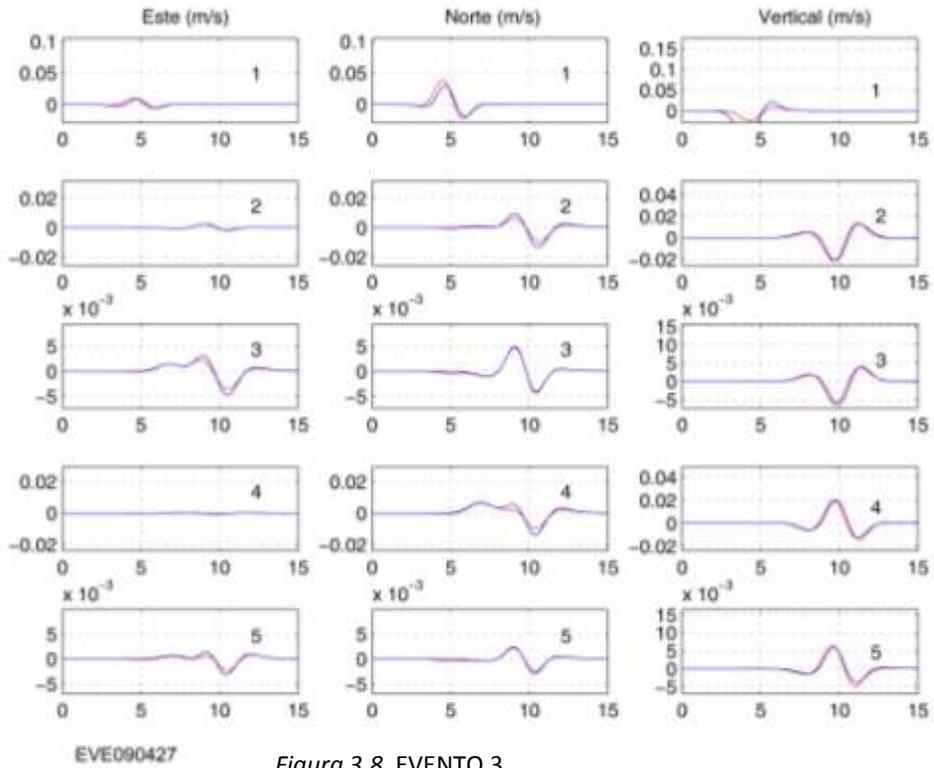


Figura 3.8, EVENTO 3

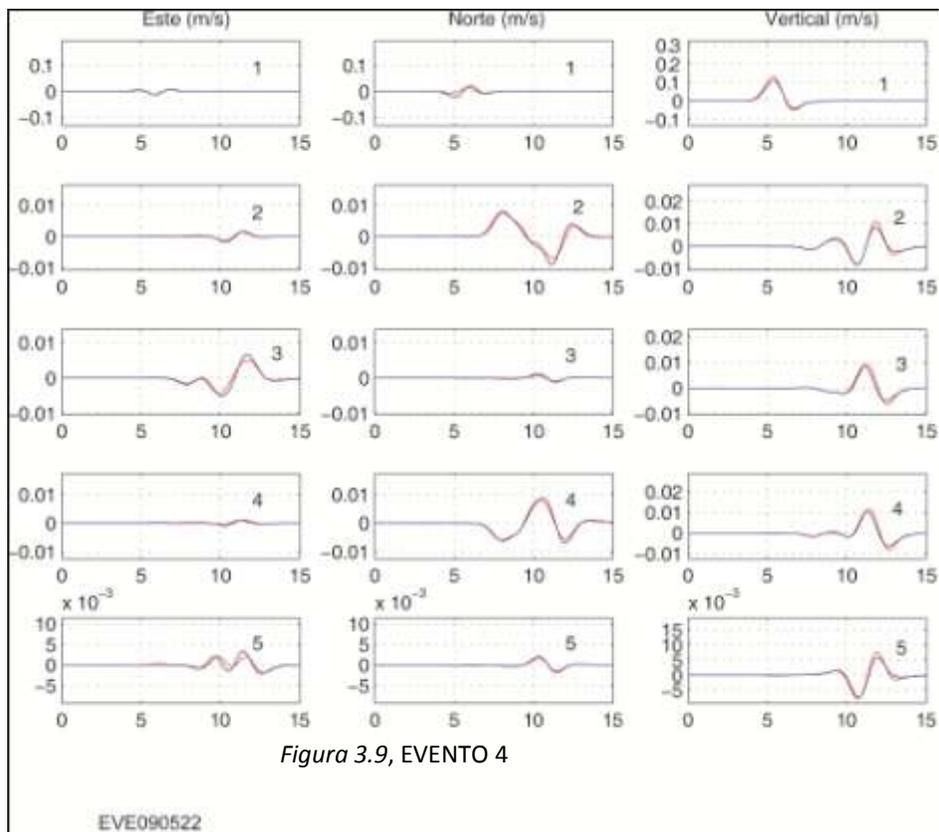


Figura 3.9, EVENTO 4

3.3 Sismos y estaciones sismológicas usados en el trabajo

Los sismogramas observados que se utilizaron para evaluar los modelos corticales en la Sección 4 corresponden a datos recientemente registrados, tanto en el experimento MASE (Pérez-Campos et al., GRL, 2008) como en la red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Se usaron los registros de sismos de subducción moderados inter e intra-placa cuya solución para el Tensor de Momentos Sísmicos y localización han sido determinados previamente (Singh et al., 2007; Pérez-Campos, 2010; Pacheco & Singh, 2010).

EVENTO	FECHA	LONGITUD	LATITUD	PROFUNDIDAD (Km)	MECANISMO	Mw
1.EVE050814	14-Ago-05	-98.385	16.023	25.1	278/16/61	5.4
2.EVE070413	13-Abr-07	-100.351	17.219	37.5	278/75/85	5.9
3.EVE090427	27-Abr-09	-99.566	16.971	35.0	285/82/99	5.8
4.EVE090522	22-May-09	-98.434	18.100	45.5	286/39/298	5.6

Tabla 3.1, Número y nombre del evento, fecha, localización (longitud y latitud), mecanismo y magnitud de los cuatro eventos utilizados en este estudio, La solución CMT para el evento 1 fue tomada de Pacheco & Singh, JGR, 2010, la solución CMT para el evento 2 fue tomada de Pacheco et al., 2007 y la solución CMT de los evento 3 y 4 fueron tomados de Pérez-Campos et al., 2010.

Información detallada de los cuatro eventos seleccionados se encuentra en la Tabla 3.1, en la que se reporta la fecha, localización, mecanismo y magnitud de cada uno. Una representación gráfica de los mismos se encuentra en la Figura 3.10, en la que además se muestra el dominio geográfico en el que se realizó este estudio y las estaciones sísmicas que fueron utilizadas.

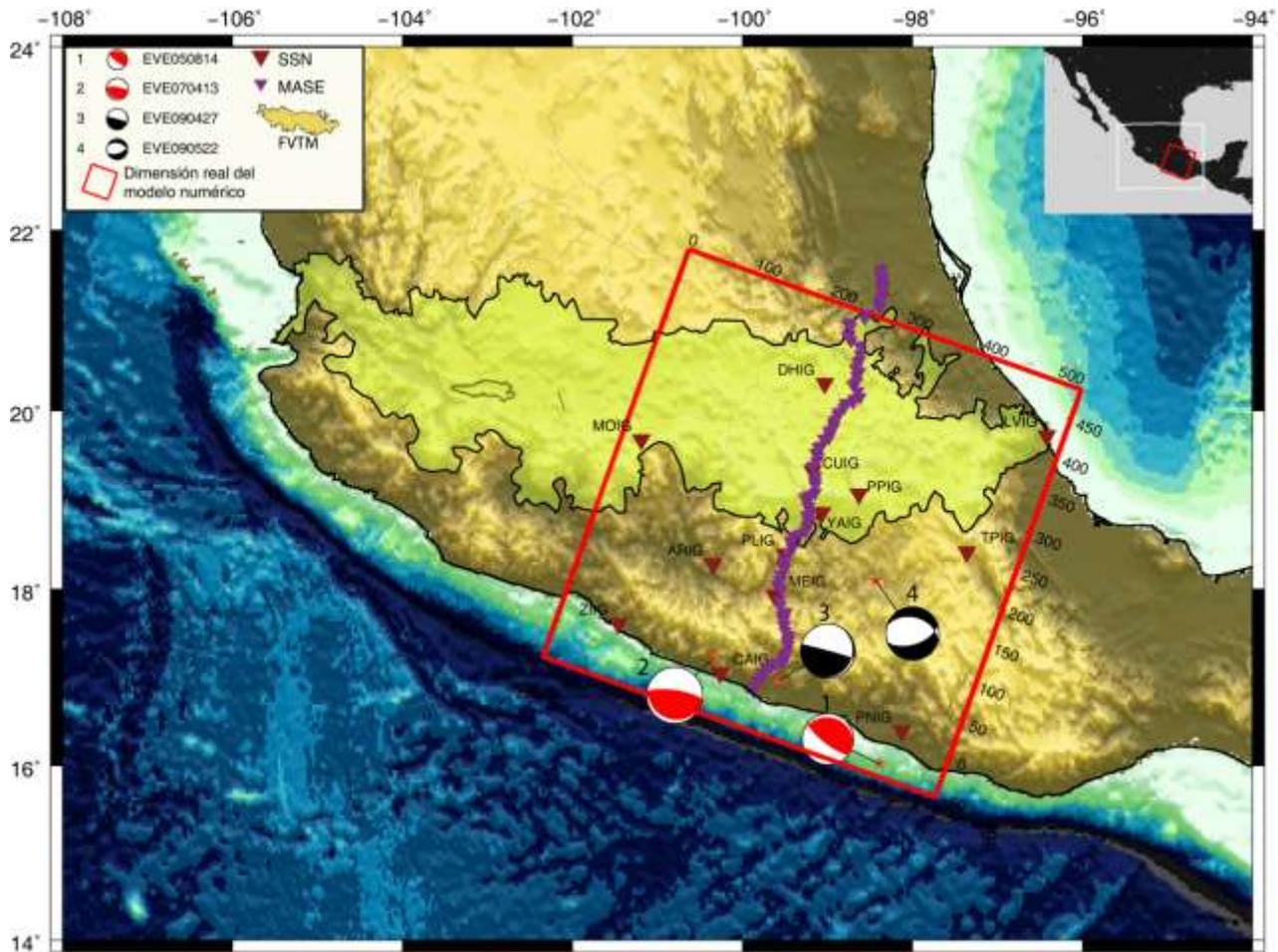


Figura 3.10, Mapa de México con la región de estudio (rectángulo rojo), las estaciones usadas (en rojo las del SSN y en morado las del arreglo MASE), epicentros y mecanismos de los cuatro eventos usados (estrellas rojas y pelotas de playa, respectivamente. Ver Tabla 3.1) y Faja Volcánica Transmexicana (región amarilla).

Las estaciones correspondientes al Experimento MASE están señaladas con símbolos morados en la Figura 3.10. El Experimento Mesoamericano de Subducción (MASE), es el fruto de una cooperación internacional entre la UNAM, CALTECH y la UCLA. El arreglo consta de 100 estaciones portátiles de banda ancha y describe un transecto que va desde Acapulco, Guerrero, hasta Temporal, Veracruz. El espaciamiento entre las estaciones es de aproximadamente 5 km y los equipos registraron en modo continuo durante poco más de dos años (2005-2007). Para cada uno de nuestros cuatro eventos, la cantidad de estaciones en MASE que registraron datos es diferente. Más adelante se detallará dicha cantidad por sismo tanto en MASE como en la red del SSN.

Las estaciones pertenecientes al SSN que se encuentran dentro de dominio de interés son 13 y se encuentran señaladas con triángulos rojos en la misma Figura 3.10.

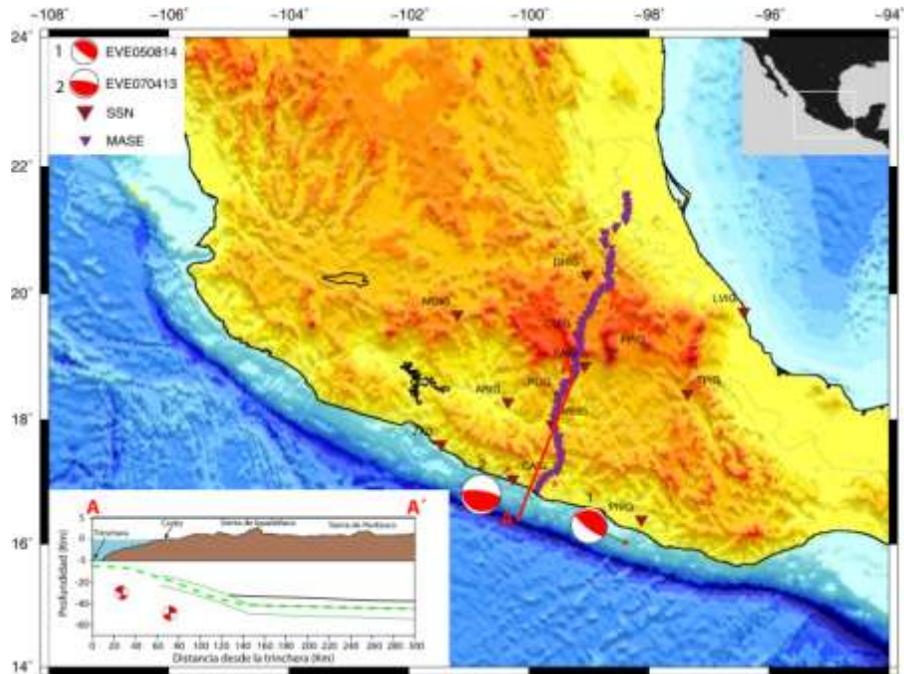


Figura 3.11, Eventos 1 y 2 (Tabla 3.1), estaciones empleadas para su análisis (triángulos) y sección AA' ilustrando la localización hipocentral y los mecanismos focales correspondientes (modificado de Pacheco & Singh, 2010).

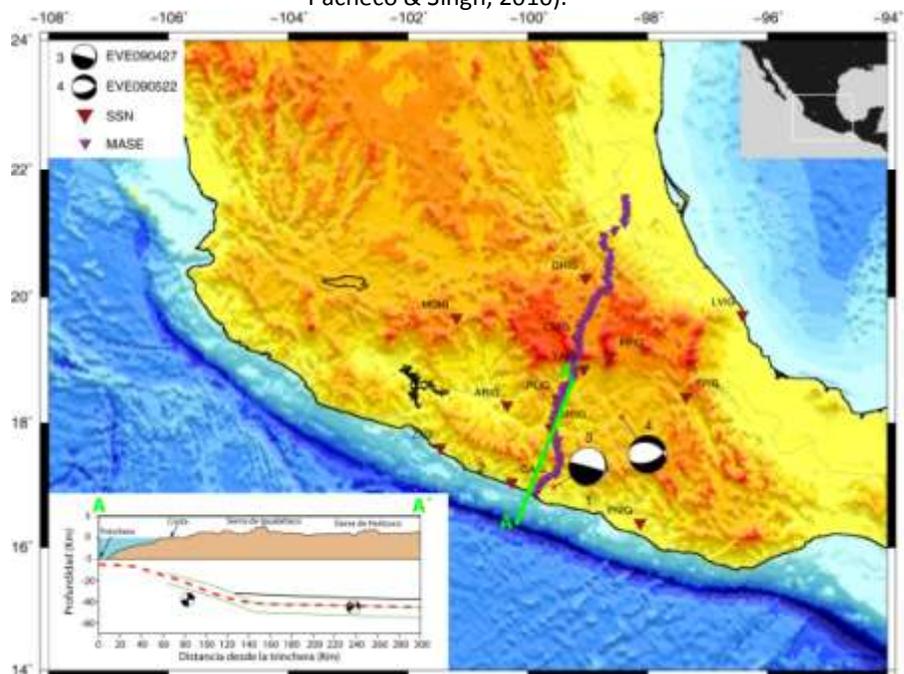


Figura 3.12, Eventos 3 y 4 (Tabla 3.1), estaciones empleadas para su análisis (triángulos) y sección AA' ilustrando la localización hipocentral y los mecanismos focales correspondientes (modificado de Pérez-Campos et al., 2010)

La Figura 3.13 muestra, para cada evento, las estaciones para las que se cuenta con registros de calidad y que por lo tanto fueron utilizadas en este estudio.

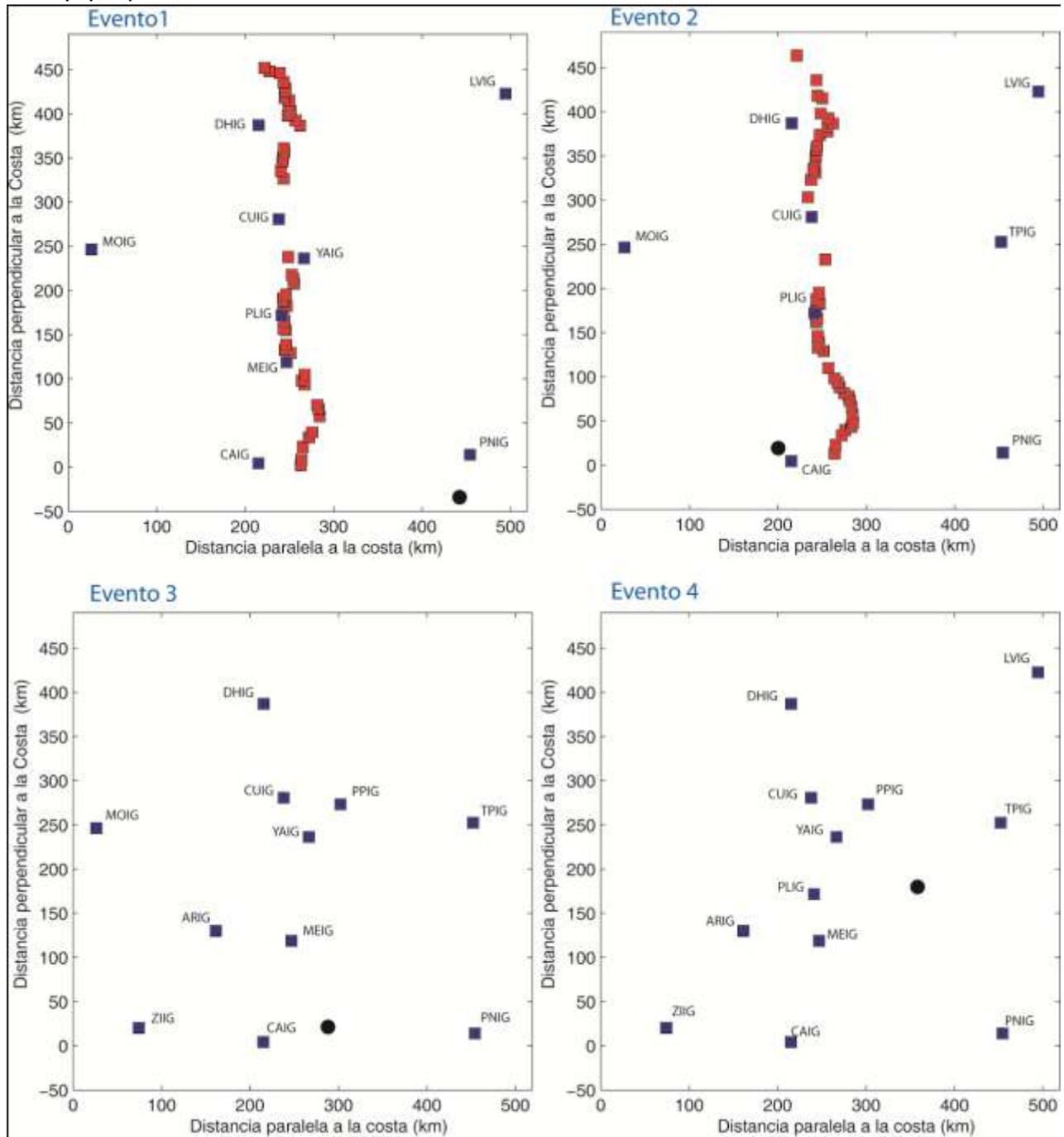


Figura 3.13, cada uno de los cuadros por evento tienen la misma dimensión que el rectángulo rojo de la figura 3.10, para el evento 1 EVE050814 tenemos 44 estaciones de MASE (cuadros rojos) y 9 estaciones SSN (cuadros azules), para el evento 2 EVE070413 tenemos 45 estaciones de MASE (cuadros rojos) y 8 estaciones SSN (cuadros azules), para el evento 3 EVE090427 tenemos 11 estaciones SSN (cuadros azules) y finalmente para el evento 4 EVE090522 tenemos 12 estaciones SSN (cuadros azules).

3.4 Modelos de corteza estudiados

Si el fin último es cuantificar la respuesta sísmica en una región de interés, el modelado determinista de terremotos sólo es útil si se cuenta con un modelo de velocidades del medio de propagación previamente validado. Es un hecho que el conocimiento detallado de la geometría de la placa y de la estructura de velocidades asociada es fundamental para entender la dinámica de la zona de subducción. Este conocimiento a su vez es crítico en la comprensión de la amplificación de las ondas sísmicas, su propagación hacia la Ciudad de México y la estimación de movimientos fuertes para futuros sismos.

Los modelos de velocidad sísmica evaluados en este trabajo para la región de estudio (rectángulo rojo, Figura 3.10) son cuatro: el modelo "Preliminary Reference Earth Model" (PREM, 1982); los modelos propuestos por Campillo et al. (1996) e Iglesias et al. (2010) y un Modelo Modificado que incluye la placa subducente en Guerrero. A continuación se presenta una semblanza de cada uno de ellos.

Modelo PREM

El modelo Preliminar de la Tierra (PREM, por sus siglas en inglés) representa uno de los principales modelos sísmicos globales de referencia (Dziewonski y Anderson., 1982). Este asume una simetría esférica del planeta y está descrito por los coeficientes de Lamé, λ y μ , y la densidad, ρ , de los materiales constituyentes. Así, estas propiedades elásticas son una función únicamente de la profundidad, lo que implica un modelo de velocidades para las ondas sísmicas, v_p y v_s , heterogéneo en la dirección radial. Con este tipo de modelos se pueden obtener los valores teóricos de los tiempos de propagación de las ondas alrededor de la Tierra. Observaciones a periodos largos son predichas con una precisión considerable para ser un modelo global, ya que existen discontinuidades en el manto superior.

Este modelo se determinó empleando dos métodos. Un método directo que, a partir de un modelo de Tierra que relaciona la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad, genera curvas dromocronas y por último se comparan los valores teóricos de los tiempos de llegada para diferentes fases con los valores observados. El método inverso consiste en determinar las velocidades de las ondas sísmicas a partir de las dromocronas observadas.

Radio (km)	Profundidad (km)	Densidad (G/ccm)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
6371.0	0	1.02000	1.45000	0
6368.0	3.0	1.02000	1.45000	0
6368.0	3.0	2.60000	5.80000	3.20000
6356.0	15.0	2.60000	5.80000	3.20000
6356.0	15.0	2.90000	6.80000	3.90000
6346.6	24.4	2.90000	6.80000	3.90000
6346.6	24.4	3.38076	8.11061	4.49094
6331.0	40.0	3.37906	8.10119	4.48486
6311.0	60.0	3.37688	8.08907	4.47715
6291.0	80.0	3.37688	8.70615	4.45717

Tabla 3.1, valores de las velocidades v_p y v_s , la densidad ρ , en función de la profundidad

En la Tabla 3.1 se explicita el modelo PREM con océanos, en términos de la distancia al centro de la Tierra, profundidad, densidad de las rocas y velocidades de las ondas P y S. En nuestras simulaciones no se consideró la capa oceánica, atribuyéndole las propiedades de la capa sólida inmediata inferior. La Figura 3.17 muestra, gráficamente, el modelo de velocidades PREM con capa oceánica, mientras que la Figura 3.18 muestra el modelo usado para nuestro análisis en el que la capa superficial de agua ha sido substituida por una sólida.

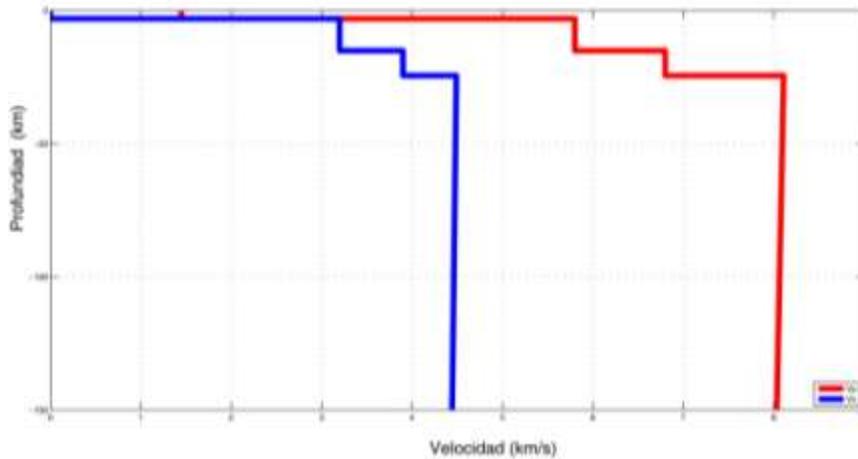


Figura 3.14, velocidades para las ondas v_p y v_s , (color rojo y azul respectivamente), hasta 150 km de profundidad, (valores en la tabla 3.1).

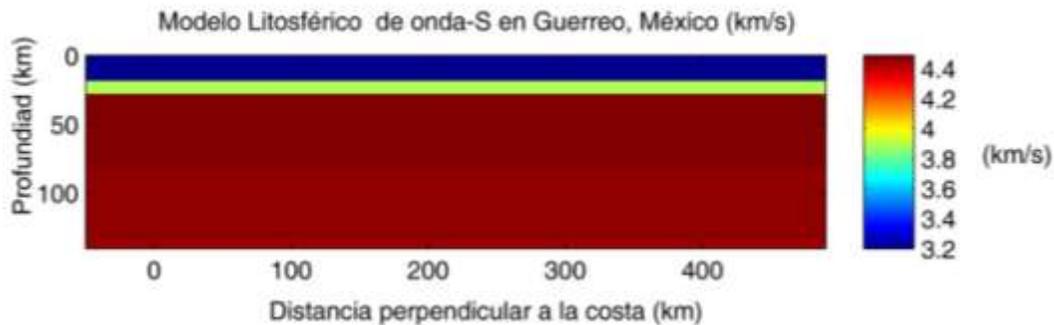


Figura 3.18, Modelo litosférico PREM (1982)

Modelo propuesto por Campillo et al. (1996)

Campillo et al., (1989 y 1996) estimaron la estructura de velocidades de la corteza con trayectorias entre las costas de Guerrero y Michoacán, a lo largo de la zona de subducción, y de la costa de Guerrero a la Ciudad de México. En el primer trabajo (1989) partiendo de los resultados de un estudio de refracción realizado en Oaxaca (Valdés et al., 1986), llegaron a un modelo final de tres capas de 15 km sobre el semiespacio perpendicular a la costa. Para el segundo trabajo (1996) obtuvieron la estructura a partir de la inversión de las curvas de dispersión para la velocidad de grupo de las ondas superficiales generadas por nueve sismos de subducción bajo la costa occidental de México. Con base en la desviación estándar presentada por el apilado de los nueve modos fundamentales para la

velocidad de grupo de ondas de Rayleigh correspondientes a cada evento, se definió un área de error dentro de la cual caen las respuestas sintéticas de todos los modelos solución. Para su selección se hicieron 60,000 perturbaciones aleatorias de un modelo inicial basado en su primer trabajo (1989). Con esto obtuvieron al final un total de 1,000 modelos. La estructura de la corteza media está bien definida y va de 5 a 30 km de profundidad, mientras que la estructura superficial y profunda no se pudo resolver bien debido al rango limitado de periodos en los datos de dispersión. La frontera entre las cortezas media y profunda está bien definida entre los 15 y 20 km.

Capas	Velocidad β (Km/s)	Espesor h (Km)
Capa 1	3.1	5.0
Capa 2	3.3	12.0
Capa 3	3.8	28.0
semiespacio	4.7	Infinito

Tabla 3.2, modelo de Campillo et al., (1996) para el trayecto entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México. Este modelo consta de tres capas sobre un semiespacio.

Una buena comparación entre los sismogramas observados y los sintetizados a partir del modelo propuesto (Tabla 3.2) hizo que éste sea utilizado rutinariamente, entre otras cosas, para la determinación automática del tensor de momento sísmico en el Instituto de Geofísica de la UNAM. La Tabla 3.2 y la Figura 3.19 muestran el modelo final propuesto por Campillo et al., mismo que fue utilizado en nuestras simulaciones asumiendo un sólido de Poisson (i.e. $V_p = \sqrt{3} * V_s$) y una densidad dada por $\rho = 0.32 * V_p + 0.77$ (Berteussen, 1977).

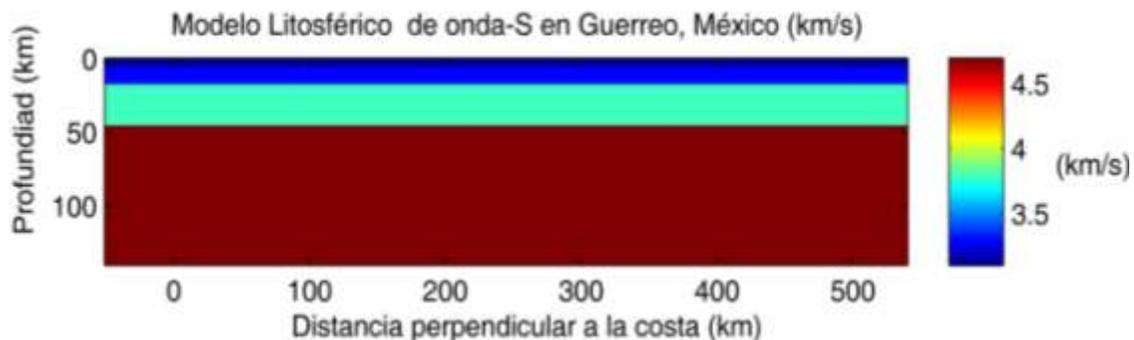


Figura 3.19, Modelo litosférico propuesto por Campillo et al. (1996)

Modelo propuesto por Iglesias et al. (2010)

La estructura cortical de velocidades propuesta por estos autores fue determinada a través una tomografía de ondas superficiales a lo largo del transecto MASE (triángulos morados, Figura 3.10). Para ello emplearon registros de las componentes verticales de 90 sismos regionales bien localizados entre diciembre del 2004 y abril del 2007. Para completar la base de datos también usaron registros del arreglo de estaciones de movimientos fuertes del Instituto de Ingeniería, arreglo que es especialmente denso en la zona de la brecha de Guerrero. El método usado en este estudio es sensible a la localización epicentral, por lo que sólo se usaron sismos dentro de un radio de 50 km alrededor de las estaciones. A partir de los datos obtuvieron las curvas de dispersión para las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh a partir de las cuales realizaron la tomográfica de alta resolución. Separaron las curvas de dispersión en dos grupos, uno correspondiente a los datos del antearco y otro a los del trasarco. Esto les permitió observar una significativa variación de las velocidades de corte a lo largo del arreglo, así como diferencias en la corteza inferior entre el antearco, el arco volcánico y el trasarco, esencialmente para periodos mayores a 20 s. El mayor contraste en las velocidades de grupo se observa para periodos de 30 s, además de una zona de baja velocidad justo por debajo de la zona activa de la FVTM. Esto también se refleja al norte de la FVTM, lo que sugiere la presencia de la cuña del manto, como también lo indican las anomalías someras de alta conductividad reportados por Jodick et al. (2006) de un estudio magnetotelúrico a lo largo de un perfil que coincide con el arreglo MASE.

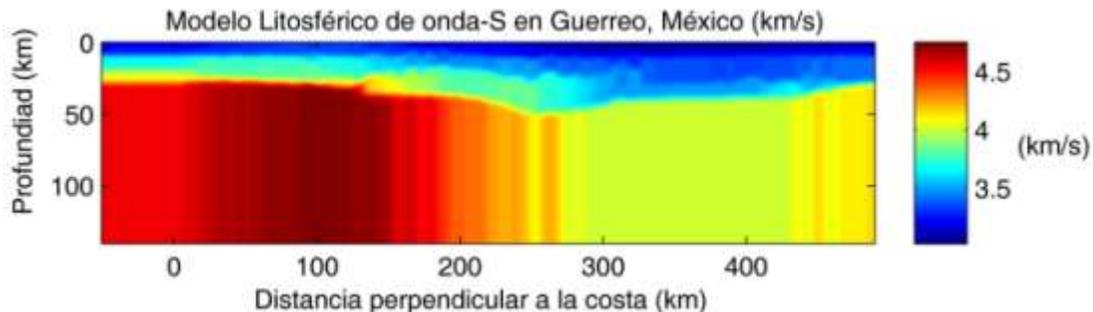


Figura 3.20 Modelo cortical propuesto por Iglesias et al. (2010)

La Figura 3.20 muestran el modelo cortical para la velocidad cortante propuesto por Iglesias et al., mismo que utilizamos en nuestras simulaciones asumiendo un sólido de Poisson (i.e. $V_p = \sqrt{3} \cdot V_s$) y una densidad dada por $\rho = 0.32 \cdot V_p + 0.77$ Berteussen, 1977).

Modelo Modificado

Finalmente nos dimos a la tarea de integrar un modelo de velocidades preliminar para la parte central de México partiendo de estudios previos (e.g., Pérez-Campos et al., 2008; Song et al., 2009; Iglesias et al., 2010) (Figura 3.21). El modelo que aquí llamamos “Modelo Modificado” consiste en la estructura tomográfica propuesta por Iglesias et al. (2010), descrita previamente, y de la caracterización de la geometría y de las propiedades de la placa oceánica subducente propuestas por Pérez-Campos et al. (2008) y Song et al. (2009).

La geometría de la placa de Cocos subducida debajo de la parte central de México y la estructura cortical de la región han sido temas de investigación reciente, como lo son el área de la costa de Guerrero donde se localiza una brecha sísmica. Con un extenso análisis de funciones receptor (Pérez-Campos et al., 2008) y una tomografía de ondas P telesísmica usando datos de MASE (Husker et al., 2009), se confirmó la subducción horizontal de la placa de Cocos, previamente reportada por Pardo y Suárez (1995) en el segmento que va de ~150 a ~300 km tierra adentro desde la Trinchera Mesoamericana. Más allá, la placa se hunde hacia el interior del manto con un echado de ~75 ° (Pérez-Campos et al., 2008). El Moho continental está bien definido a lo largo del arreglo MASE y muestra que la corteza es más gruesa en el antearco que en el trasarco. Debido a que las funciones receptor son sensibles a los contrastes de impedancia, pueden usarse para obtener la estructuras de velocidad absolutas en profundidad si se realiza una inversión de las mismas (e.g. Cruz-Atienza et al., 2010). Alternativamente, se puede restringir la estructura de velocidad con las medidas de dispersión de ondas superficiales de eventos regionales, como lo hicieron Pérez-Campos et al. (2008) a lo largo del arreglo MASE. Además de revelar la geometría del “slab”, para explicar una inversión sistemática de la polaridad de una fase sísmica cercana al Moho, Pérez-Campos et al. 2009, determinaron la presencia de una capa delgada de baja velocidad en la parte superior de la corteza oceánica por debajo del continente.

Por otro lado, a partir del análisis detallado de los tiempos de arribo y polaridad de ondas de cuerpo convertidas SP para eventos de profundidad intermedia y telesísmos, Song et al. (2009) proponen una capa de ultra-baja velocidad (USL) en la parte superior de la placa de Cocos en su segmento horizontal bajo el continente. El espesor de esta USL varía entre 3 y 5 km con una velocidad de onda S de 2.0 a 2.7 km/s. La USL coincide con las zonas donde han ocurrido los sismos lentos y, gracias a ella, los sismogramas sintéticos presentados explicaron satisfactoriamente las fases convertidas observadas.

Relacionando una serie de observaciones, como son las zonas donde han ocurrido los sismos mayores de subducción, los sismos lentos, la localización de los tremores no-volcánicos, las isothermas en la zona y un perfil de resistividad eléctrica; Song et.al (2009) propone que la capa de baja velocidad USL se puede explicar como la percolación de fluido producido por la deshidratación de la esquistos azules-eclogita. Cuando el fluido viaja y produce tremores no-volcánicos, luego queda atrapado en la placa de Cocos aumentando la resistividad y disminuyendo el acoplamiento sísmico. Es así como ello relacionan a la capa de ultra-baja velocidad con los sismos lentos.

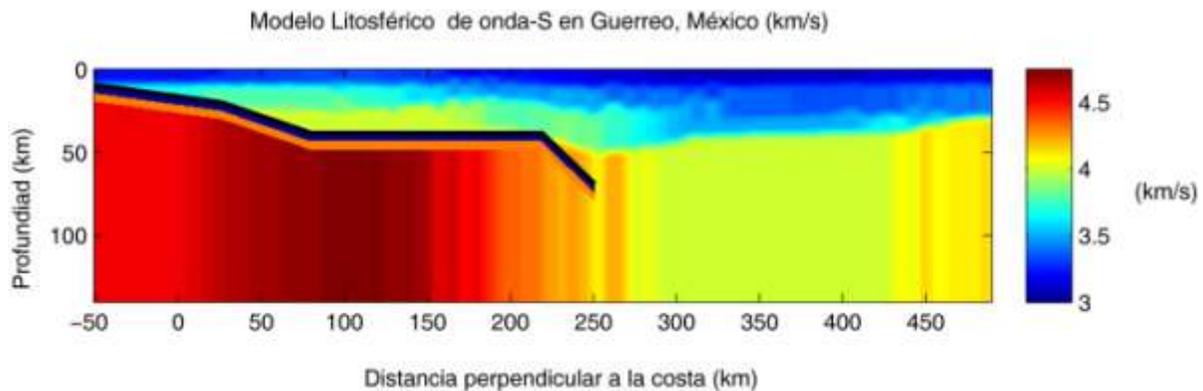


Figura 3.21, Modelo litosférico Modelo Modificado.

La Figura 3.21 muestra nuestro “Modelo Modificado” cortical para la velocidad cortante, integrado como ya fue explicado en párrafos anteriores. Para llevar a cabo las simulaciones correspondientes, asumimos un sólido de Poisson (i.e. $V_p = \sqrt{3} \cdot V_s$) y una densidad dada por $\rho = 0.32 \cdot V_p + 0.77$ (Berteussen, 1977).

3.5 Evaluación cuantitativa de los modelos empleando “multi-tapers”

En esta sección se presenta la metodología que empleamos para la cuantificación de la predictibilidad de cada uno de los cuatro modelos corticales estudiados (Sección 3.4). Nuestro objetivo es cuantificar, en función de la frecuencia, la similitud del movimiento del suelo calculado para los diferentes modelos con el movimiento observado, comparando sismogramas sintéticos con los datos correspondientes a cuatro eventos (Sección 3.3).

Para evaluar los modelos en función de la frecuencia empleamos las diferencias entre la componente vertical de los datos observados (\vec{d}) y los datos sintéticos (s), empleando una descomposición por “*multi-tapers*” de las señales comparadas (Slepian, 1978; Thomson, 1982; Zhou, 2004; Hjörleifsdóttir, 2007). Para realizar dicha descomposición se construye una función espectral de transferencia representada por dos términos, uno que depende de la diferencia de amplitud $\delta \ln A_i(f)$ y otro que depende de la diferencia de fase $\delta \tau_i(f)$, en cada estación i en función de la frecuencia (f). Usando la función de transferencia, el mejor modelo será el que prediga las menores discrepancias en desfase y amplitud entre las señales observadas y sintéticas para la banda más ancha de frecuencias.

Para el análisis con *multi-tapers* se emplearon ventanas de sismogramas con duración de 80 segundos. Las ventanas están comprendidas en el intervalo $[t_o - 30 \text{ s}, t_o + 50 \text{ s}]$, donde $t_o = \frac{\Delta}{3.0 \frac{\text{km}}{\text{s}}}$ y Δ es la distancia epicentral a cada estación en kilómetros. Con esta definición para las ventanas se garantiza que en ellas estén comprendidas todo el tren de ondas superficiales.

La extracción brutal de ventanas temporales es equivalente a multiplicar el sismograma por una función caja definida en el intervalo de la ventana. En el dominio de la frecuencia, dicha operación se mapea como una convolución con una función Sinc que afecta, tanto en fase como en amplitud, el espectro del sismograma, esta operación causa fuga espectral (“spectral leakage”) Por ello se emplean “*multi-tapers*”, que significa múltiples funciones para la extracción de las ventanas temporales. En nuestro caso empleamos cinco funciones que constituyen una base ortogonal cuyas ventanas tienen la propiedad que en el dominio de la frecuencia eliminan el desbordamiento espectral (spectral leakage) asociado a su finitud (acotamiento temporal). Esta elección conduce a estimaciones independientes de los verdaderos espectros cada $\frac{1.5}{L}$ Hz, donde L es la longitud de las series de tiempo. Para una ventana de 80 s, esto corresponde a estimaciones independientes cada $1.5/80 = 0,01875$ Hz en el dominio de la frecuencia.

La función de transferencia es una herramienta que revela el factor de escala y el desfase necesarios, en cada componente en frecuencia de nuestra señal sintética, para obtener el mejor ajuste con los datos. Si los datos observados \vec{d} y sintéticos s son similares, la señal sintética reconstruida a partir de la función de transferencia será muy similar a \vec{d} . Si las trazas no son muy similares no hay manera de escalar y desfase las componentes para hacer un buen ajuste con una función de transferencia suave. En este caso la interpretación de las medidas obtenidas de la función de transferencia $\delta \ln A_i(f)$ y $\delta \tau_i(f)$ es ambigua por lo que se descartarán los datos.

Para estimar si tiene sentido la función de transferencia, comparamos la señal observada con la señal sintética (con la función de transferencia aplicada).

Existen varias maneras para cuantificar la similitud entre las señales. En nuestro caso empleamos las siguientes dos funciones:

1.- El máximo valor de cross-correlación (la forma de onda ya está alineada, este es el valor con cero desfaseamiento)

$$CC_{\text{máx}} = \frac{d * s}{[(d * d) * (s * s)]^{1/2}} \quad (3.8)$$

2.- Diferencia ó razón de cambio en amplitud entre los d y s

$$RA = \frac{d * s}{s * s} \quad (3.9)$$

Cuando los datos observados y los sintéticos son similares la diferencia en la forma de onda es el cuadrado del valor de la cross-correlación. La razón de cambio en la amplitud RA mide la similitud general de las amplitudes de las trazas. Solo nos quedaremos con las medidas cuando el desajuste de la forma de onda entre los datos observados y los sintéticos reconstruidos sean mayor $CC_{\text{max}} > 0.5$ y amplitud máxima > 0.8 , descartaremos los datos con razones de cambio en amplitud de 0.10 o menor.

Este procedimiento nos permite estimar la calidad del modelo. Si el modelo es pobre muchas de las formas de onda serán descartadas, por lo tanto nos quedaremos con las estaciones con forma de ondas similares a la de los datos observados, de acuerdo al criterio anterior.

3.5.1 Combinando Mediciones

Cada medida de *multi-taper* nos da un estimado del desfaseamiento en tiempo $\delta\tau(f)$, y de la diferencia en amplitud $\delta \ln A(f)$ en la estación i en una frecuencia dada, esto nos provee un gran número de medidas para cada modelo. Con el fin de visualizar los resultados se combinan las mediciones, ya sea la integración en todas las frecuencias en una estación dada, el control de la variación con la localización del receptor o sumando todas las mediciones a una frecuencia dada por las estaciones para ver la variación de la frecuencia. Nosotros definimos el promedio del desfaseamiento en tiempo $\delta\tau(f)$, a una frecuencia dada como:

$$\bar{\delta}_{\tau}(f) = \frac{\sum_{i=1}^N \omega_i(f) \delta\tau_i(f)}{\sum_{i=1}^N \omega_i(f)} ; N = \text{número de estaciones} \quad (3.11)$$

El promedio del desfaseamiento en tiempo $\delta\tau_i$ para una estación i

$$\bar{\delta}_{\tau_i} = \frac{\frac{1}{f_2-f_0} \int_{f_0}^{f_1} \omega_i(f) \delta\tau(f) df}{\frac{1}{f_2-f_0} \int_{f_0}^{f_1} \omega_i(f) df} \quad \text{donde } \int_{f_0}^{f_1} \omega_i(f) df = \text{norma-dt } i \quad (3.12)$$

Finalmente el promedio sobre todas las mediciones esta dado por,

$$\bar{\delta}_{\tau} = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{1}{f_2-f_0} \int_{f_0}^{f_1} \omega_i(f) \delta\tau df}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{f_2-f_0} \int_{f_0}^{f_1} \omega_i(f) df} \quad (3.13)$$

Seguimos los mismos pasos para las amplitudes $\overline{\delta \ln A}(f)$, $\overline{\delta \ln A_i}$ y $\overline{\delta \ln A}$

3.5.2 Varianza

Es también de interés ver que tanto varían los datos alrededor del valor promedio ponderado. Ya que cada medida no es independiente de los valores adyacentes, y no tiene distribución normal, estas no son las desviaciones estándar en el lenguaje de las estadísticas, pero si el segundo momento de las medidas alrededor de la media.

Definimos la media ponderada como:

$$\mu^* = \frac{\sum_{i=1}^N \delta\tau_i(f)}{\sum_{i=1}^N \omega_i(f)} \quad \text{donde } \delta\tau_i \text{ (medias muestral) y } \omega_i \text{ (pesos o factores de ponderación)}$$

$$\text{donde la varianza está dada por } \sigma^{2*} = \frac{\sum_{i=1}^N (\delta\tau_i - \mu^*)^2}{N} \quad (3.15)$$

3.5.3 Convención en los signos para $\delta\tau(f)$ y $\delta\ln A(f)$

Desfasamiento en tiempo:

$$\delta\tau(f) = \delta\tau(f)_{\text{obs}} - \delta\tau(f)_{\text{syn}} \quad (3.20)$$

Diferencia en amplitud:

$$\delta\ln A(f) = \ln \left(\frac{\delta\ln A(f)_{\text{obs}}}{\delta\ln A(f)_{\text{syn}}} \right); \quad \delta\ln A(f) = \delta\ln A(f)_{\text{obs}} - \delta\ln A(f)_{\text{syn}} \quad \dots \quad (3.21)$$

La convención es tal que $\delta\tau(f) > 0$ corresponde a un retraso en los datos, es decir, los datos en frecuencia llegan tarde con respecto a los sintéticos, visto de otro modo $\delta\tau(f) > 0$ la señal sintética llega antes. De la misma manera, $\delta\ln A(f) > 0$ corresponde a una ampliación de los datos con respecto a los sintéticos, por lo tanto, $\delta\ln A(f) > 0$ la señal sintética será más pequeña que la observada.



Capítulo 4

Resultados

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

4.1 Introducción

En este capítulo se presenta la comparación de sismogramas sintéticos y sismogramas reales obtenidos en la región de estudio, marcada con un rectángulo rojo en la Figura 4.1. Los sismogramas sintéticos fueron calculados utilizando el modelo numérico en diferencias finitas (FD) 3D descrito en el capítulo anterior empleando los cuatro modelos corticales de velocidad descritos en la Sección 3.4. Mientras que los registros observados corresponden a los cuatro eventos de subducción cuya localización y solución del CMT se reportan en las Tablas 3.1 y 4.1 (Singh et al., 2007; Pacheco & Singh, JGR, 2010; Pérez-Campos et al., 2010). Los eventos fueron registrados ya sea en el arreglo MASE y/o en las estaciones del SSN (Fig. 4.1). En todo el capítulo, las señales en rojo corresponden a los datos sintéticos y las azules los datos observados. Para los eventos EVE050814 y EVE070413 (eventos 1 y 2 respectivamente), que son para los que se cuenta con registros de MASE, los sismogramas están filtrados con un filtro pasabajas a 10 y 20 s (0.1 y 0.05 Hz) y se presentan ordenados por distancia epicentral. Los sismogramas filtrados a 2 y 5 s (0.5 y 0.2 Hz) se encuentran en el anexo del trabajo. Para estos eventos también se presentan comparaciones en las estaciones del SSN. Para los eventos EVE090427 y EVE090522 (3 y 4 respectivamente), al no haberse registrado en el arreglo MASE, sólo se muestran las comparaciones obtenidas en las estaciones SSN. En cuanto a las comparaciones obtenidas con los datos del SSN, en este capítulo sólo se presentan aquéllas filtradas a 20 s (0.05 Hz). Las comparaciones para períodos más cortos se incluyen en el Apéndice A. Finalmente, en la Sección 4.3 se muestran las medidas del *multi-taper* para el desfaseamiento en tiempo y la diferencia en amplitud en función de la frecuencia, obtenidas únicamente para los eventos EVE050814 y EVE070413 a lo largo del arreglo MASE.

4.2 Comparación de sismogramas observados y sismogramas sintéticos

La comparación de sismogramas se realizó para cada uno de los cuatro Modelos corticales de velocidad descritos en la Sección 3.4. Los eventos analizados en cada uno de ellos (Tabla 4.1 y Figura 4.1), así como las estaciones en que fueron registrados (Figura 4.1), son los siguientes:

1.- *PREM, 1982* {
Evento 2 **EVE070413** (MASE y SSN)
Evento 3 **EVE090427** (SSN)
Evento 4 **EVE090522** (SSN)

2.- *Campillo et al., 1996* {
Evento 1 **EVE050814** (MASE y SSN)
Evento 2 **EVE070413** (MASE y SSN)
Evento 3 **EVE090427** (SSN)
Evento 4 **EVE090522** (SSN)

3.- Iglesias et al., 2010

- Evento 1 **EVE050814** (MASE y SSN)
- Evento 2 **EVE070413** (MASE y SSN)
- Evento 3 **EVE090427** (SSN)
- Evento 4 **EVE090522** (SSN)

4.- Modelo Modificado

- Evento 2 **EVE070413** (SSN)
- Evento 3 **EVE090427** (SSN)
- Evento 4 **EVE090522** (SSN)

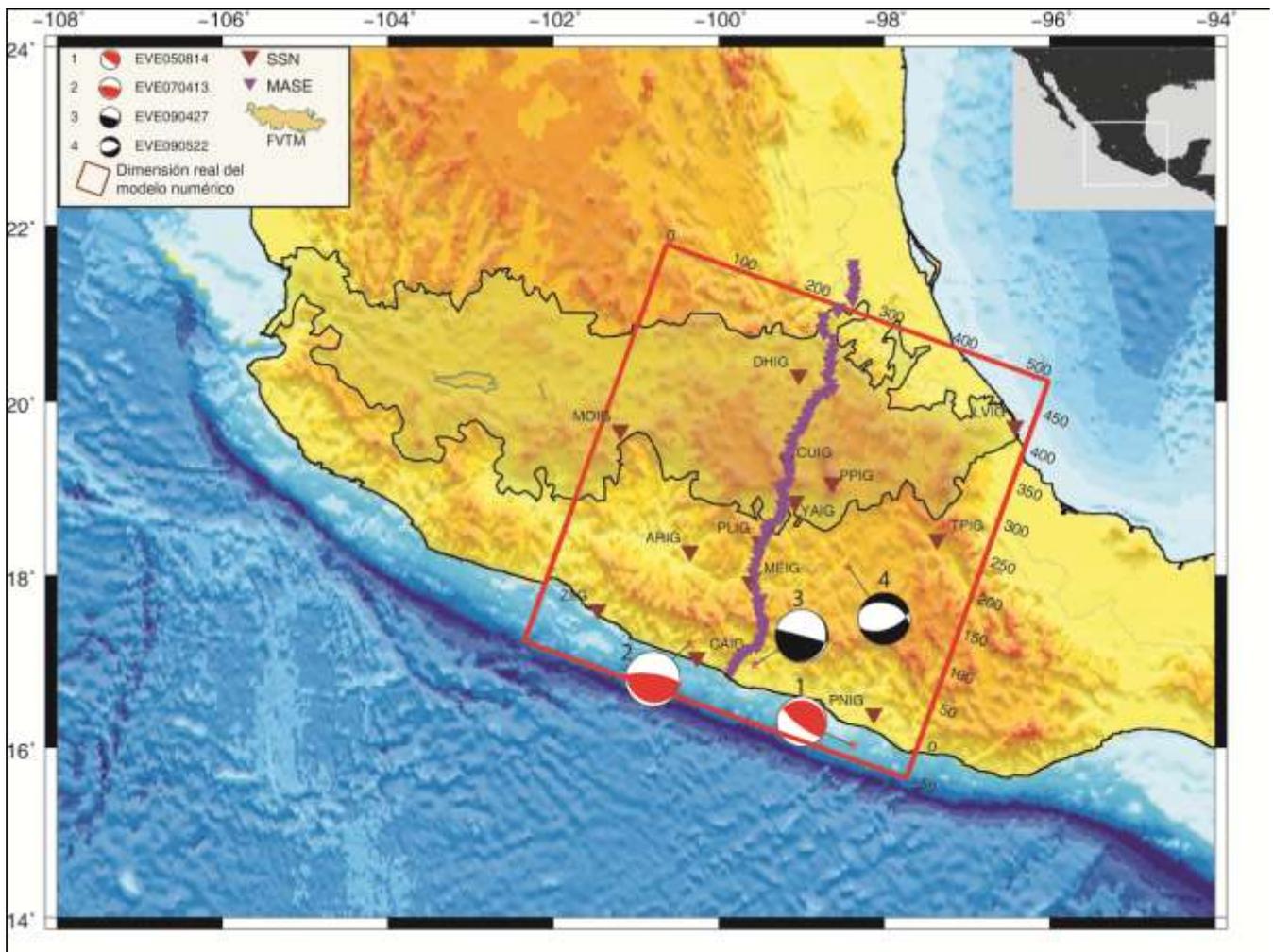


Figura 4.1, Mapa de México con la región de estudio (rectángulo rojo), las estaciones usadas (en rojo las del SSN y en morado las del arreglo MASE), epicentros y mecanismos de los cuatro eventos usados (estrellas pardas y pelotas de playa, respectivamente, ver Tabla 4.1) y Faja Volcánica Transmexicana FVTM (región amarilla).

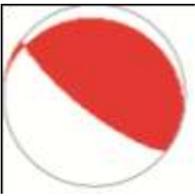
Evento	Magnitud	Profundidad (km)	Mecanismo (ϕ , δ , λ) (rumbo, echado, deslizamiento)	Número de estaciones SSN	Número de estaciones MASE	Pelota de Playa
1.EVE050814	5.4	25.1	(278-16-61)	9	44	
2.EVE070413	5.9	37.5	(278-75-85)	8	45	
3.EVE090427	5.8	35.0	(285-82-99)	11	-	
4.EVE090522	5.6	45.5	(286-39-298)	12	-	

Tabla 4.1, Número y nombre del evento, magnitud, profundidad, mecanismo, número de estaciones SSN, número de estaciones MASE y representación del mecanismo por su pelota de playa de los cuatro eventos utilizados en este estudio. La solución CMT para el evento 1 fue tomada de Pacheco & Singh, JGR, 2010, la solución CMT para el evento 2 fue tomada de Pacheco et al., 2007 y la solución CMT de los evento 3 y 4 fueron tomados de Pérez-Campos et al., 2010.

4.2.1 Modelo 1- PREM, 1982

En esta sección se presentan, para el modelo cortical de velocidades PREM (Figura 4.2 y Sección 3.4), la comparación de sismogramas sintéticos (trazas rojas) y observados (trazas azules) para los eventos 2, 3 y 4 (Tabla 4.1 y Figura 4.1) en los arreglos de estaciones MASE y SSN.

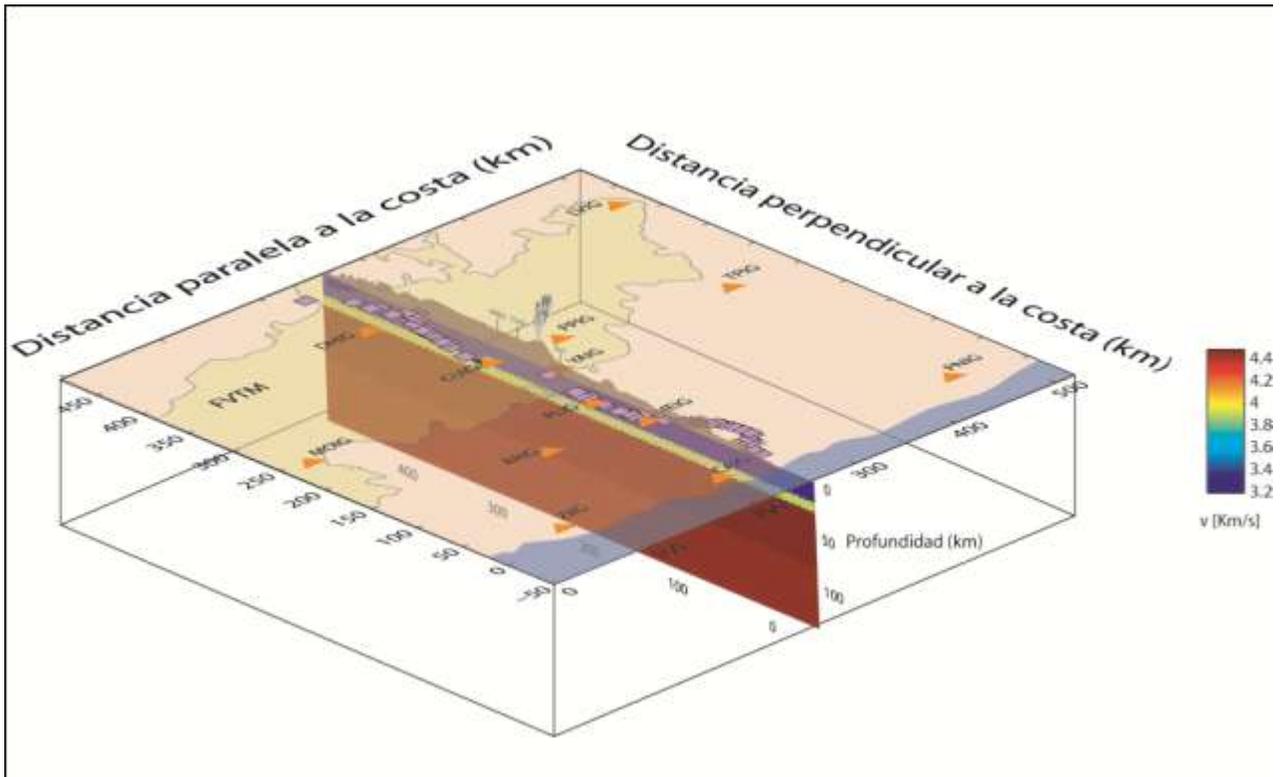


Figura 4.2, Dimensiones del modelo 3D utilizado en este trabajo para realizar las simulaciones numéricas, con una dimensión paralela a la costa de 519 km, una perpendicular a la costa de 490 km y la dimensión en profundidad del modelo numérico de 140 km. Se muestra también la localización regional del arreglo de estaciones usado para evaluar la estructura regional. Estaciones del Servicio Sismológico Nacional (anaranjado), estaciones del proyecto MASE (morado), FVTM (región amarilla) el modelo litosférico en perfil corresponde al Modelo PREM (1982).

Evento 2 EVE070413 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

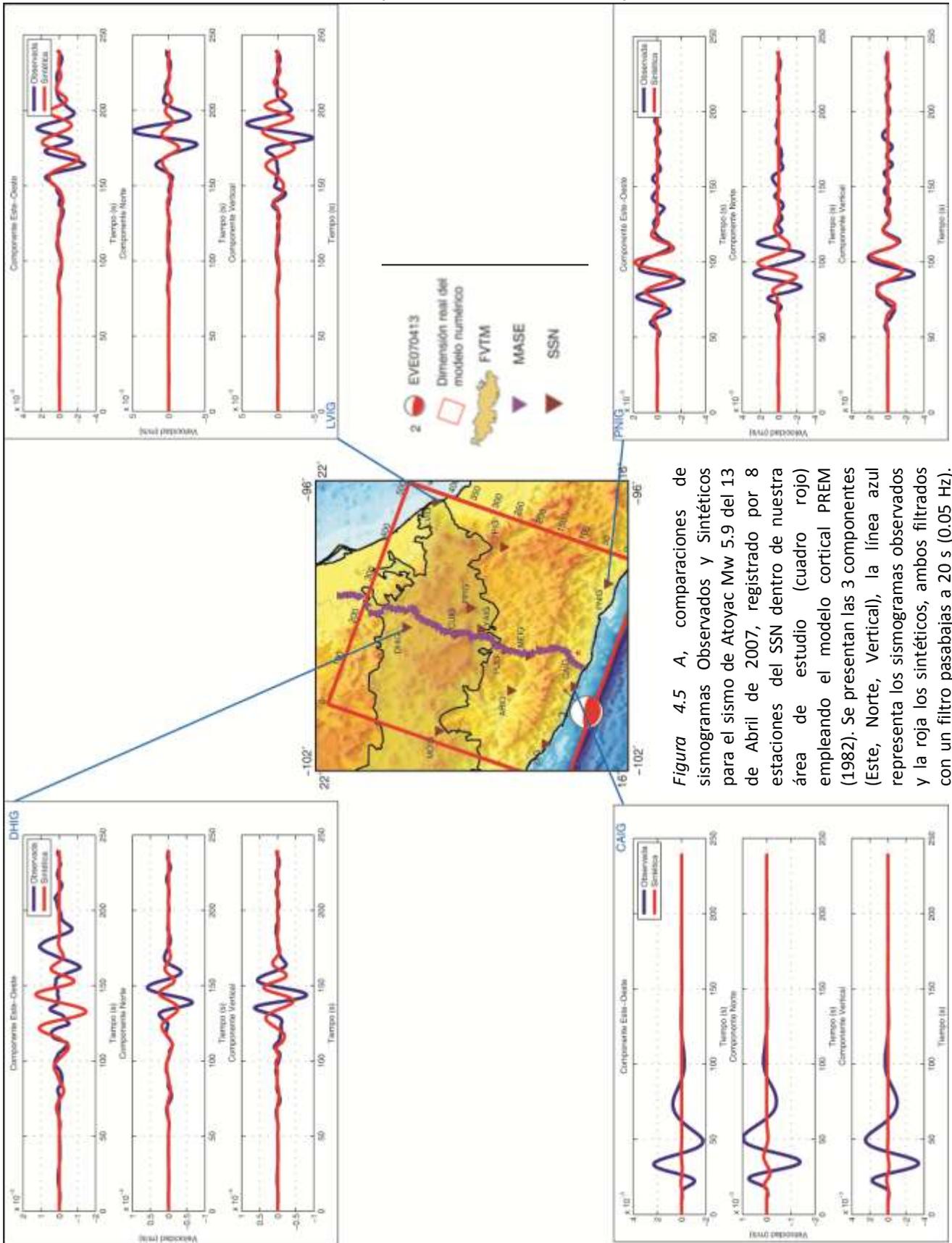


Figura 4.5 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 4 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo PREM (Estaciones SSN sección B)

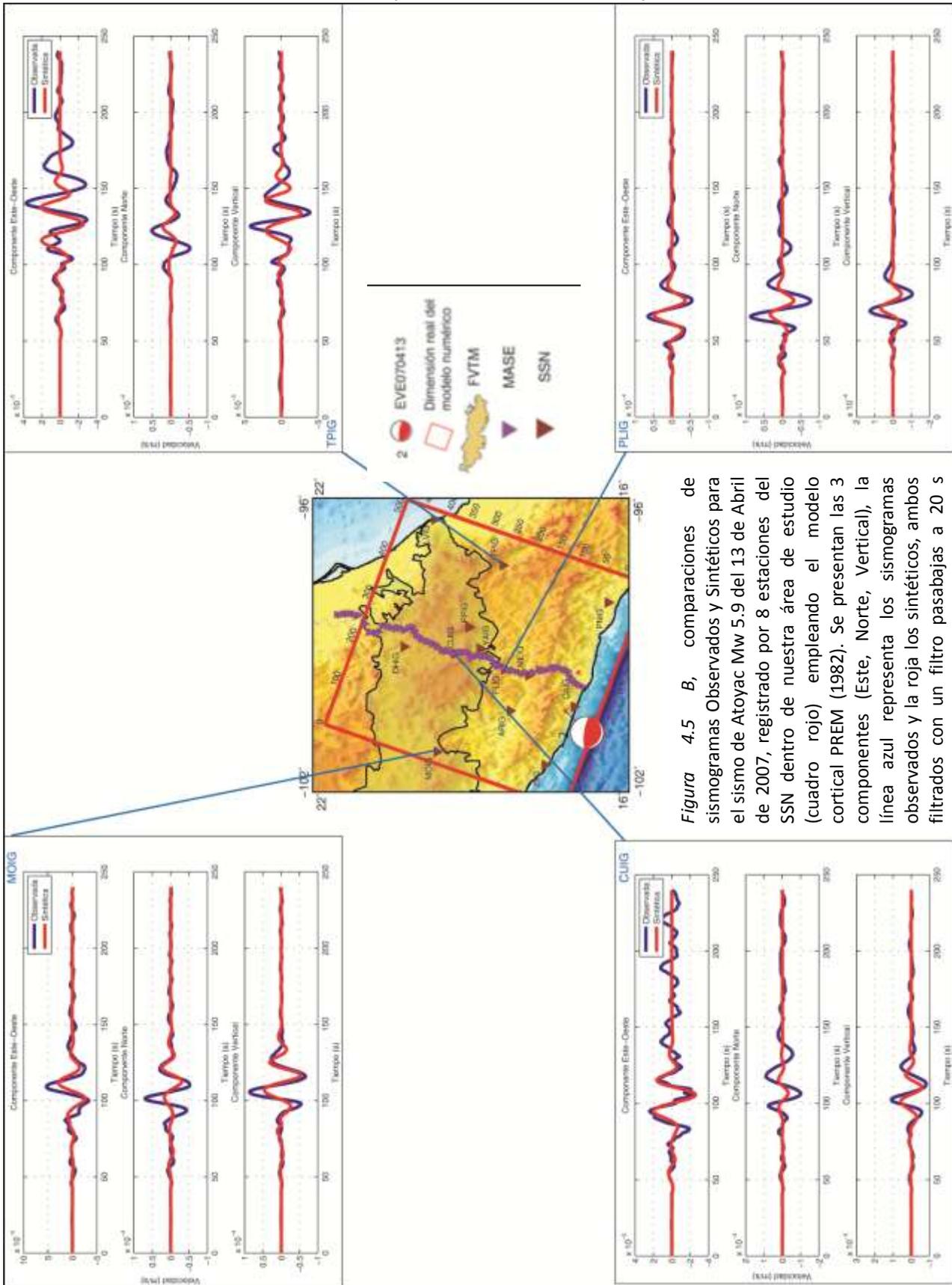


Figura 4.5 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 4 estaciones.

4.2.1.2 Evento 3 EVE090427 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

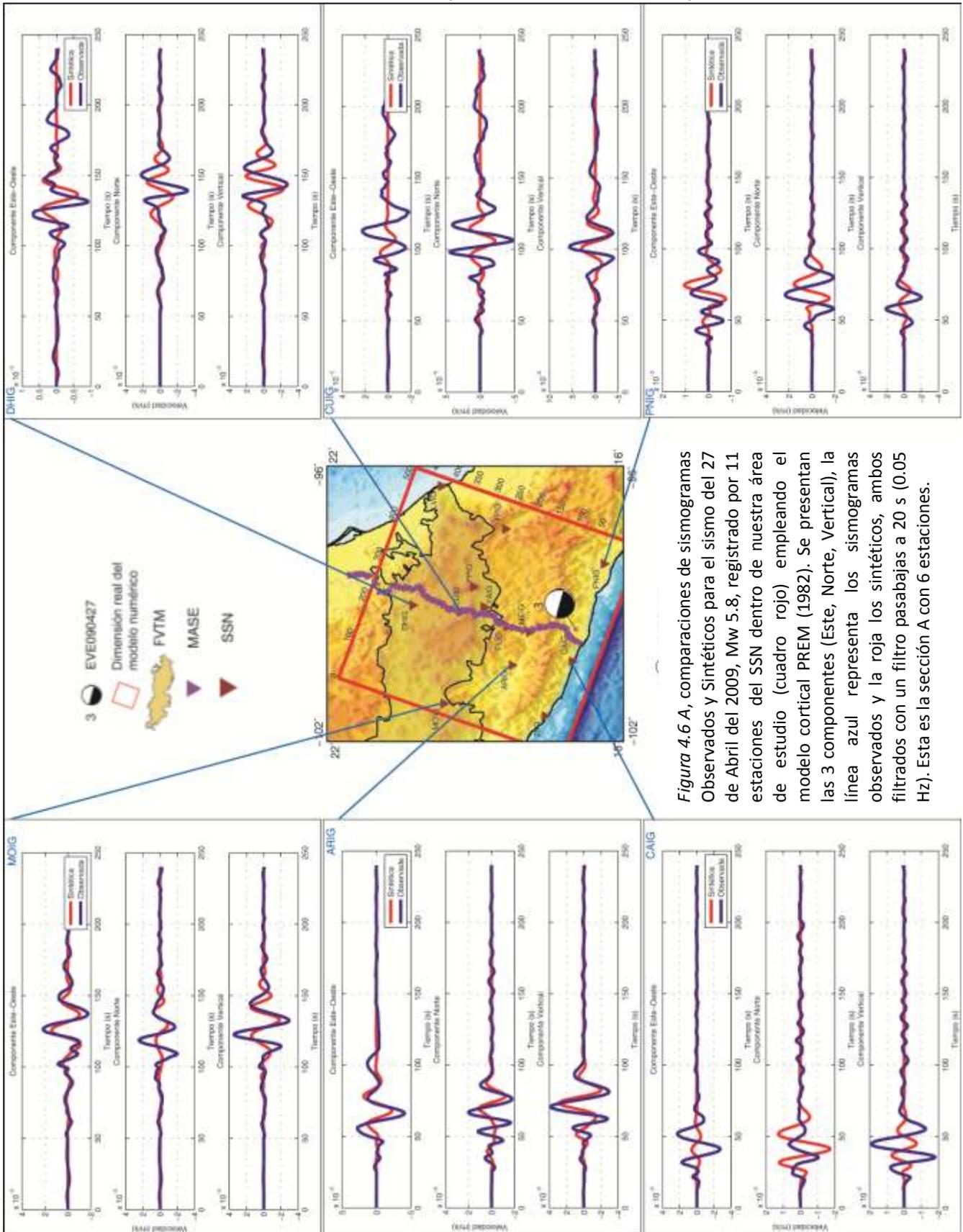


Figura 4.6 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo PREM (Estaciones SSN sección B)

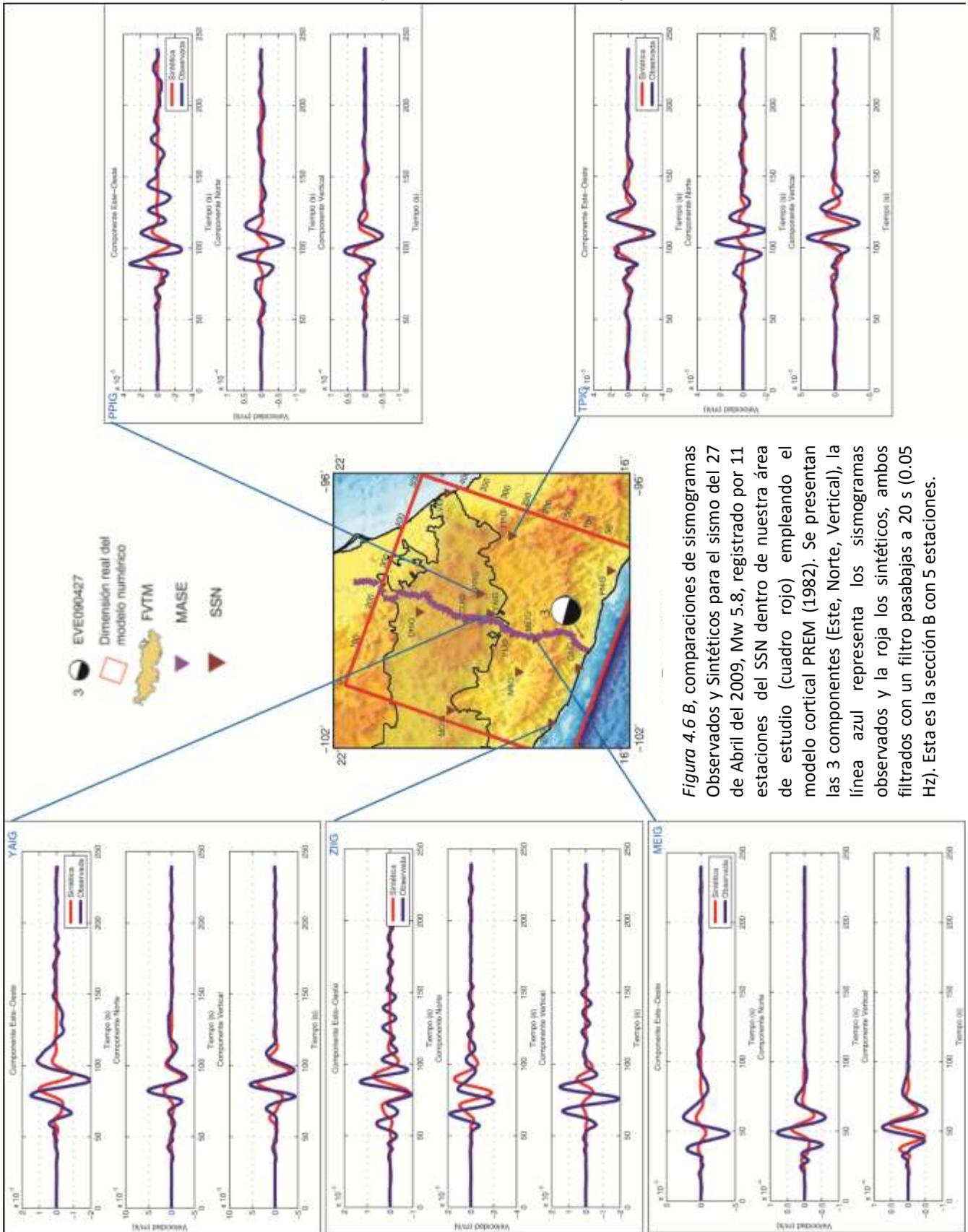


Figura 4.6 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

4.2.1.3 Evento 4 EVE090522 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

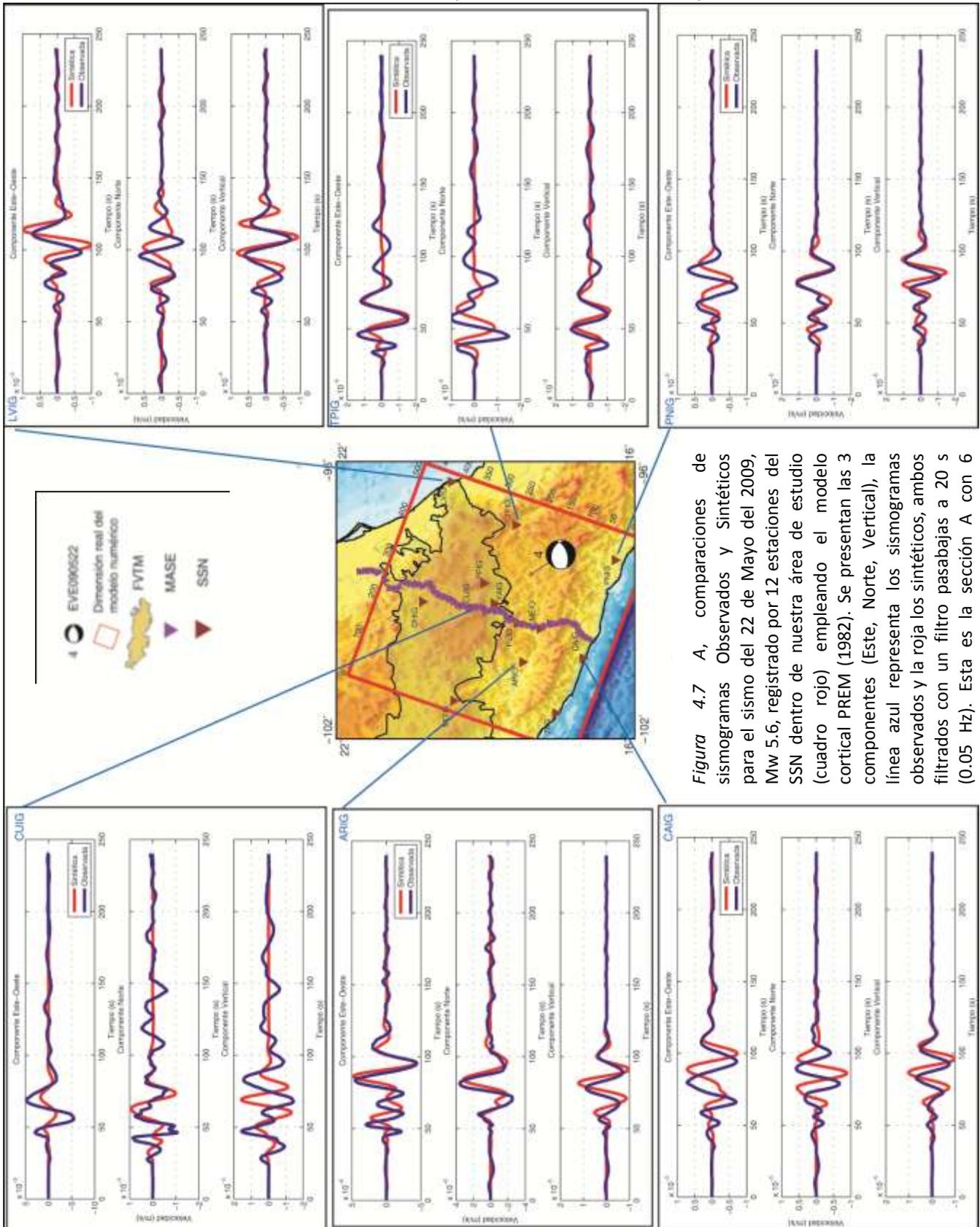


Figura 4.7 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

4.2.1.3 Evento 4 EVE090522 con modelo PREM (Estaciones SSN sección B)

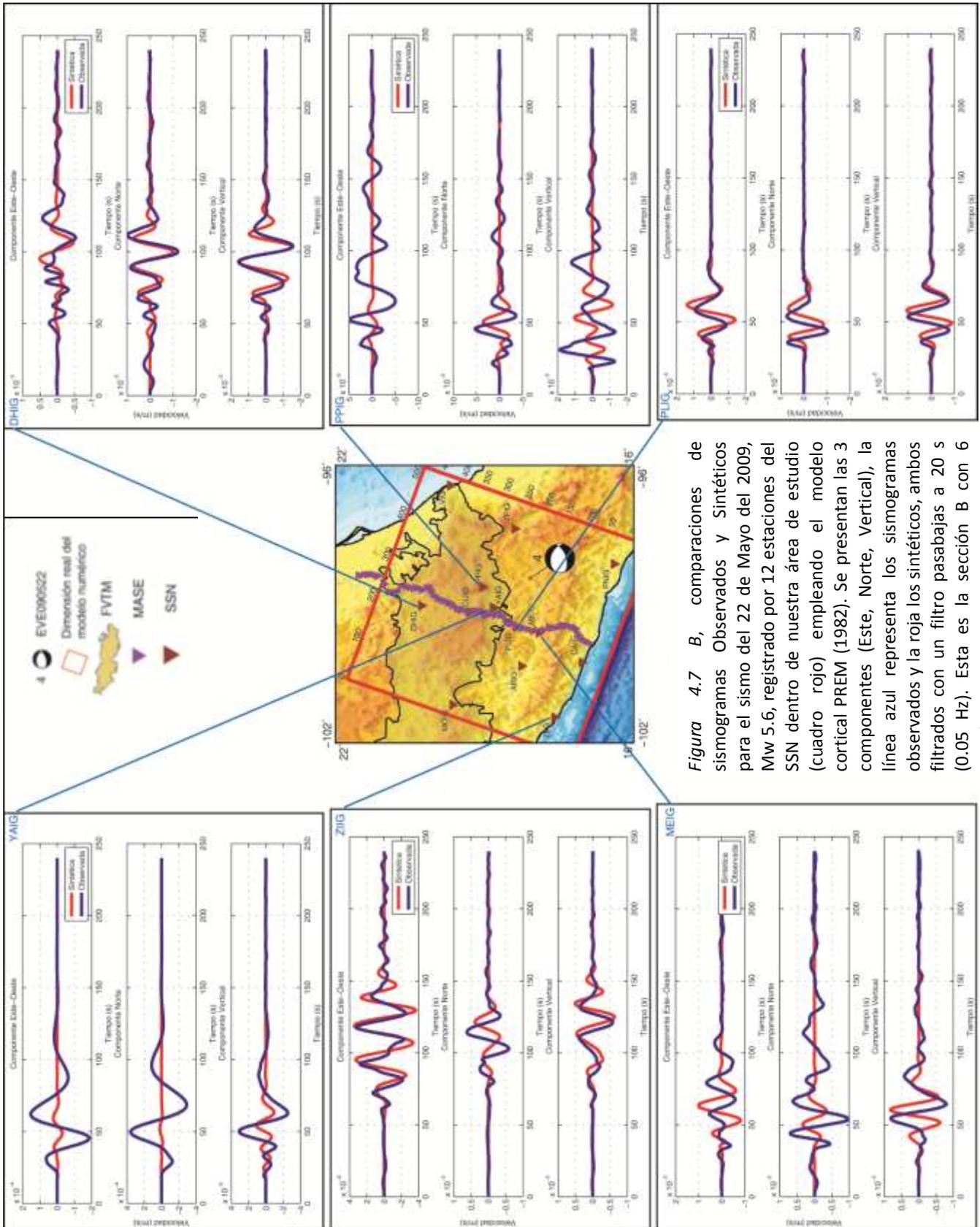


Figura 4.7 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

4.2.2 Modelo 2- Campillo et al., 1996

En esta sección se presentan, para el modelo cortical de velocidades propuesto por Campillo et al. (1996) (Figura 4.8 y Sección 3.4), la comparación de sismogramas sintéticos (trazas rojas) y observados (trazas azules) para los eventos 1, 2, 3 y 4 (Tabla 4.1 y Figura 4.1) en los arreglos de estaciones MASE y SSN.

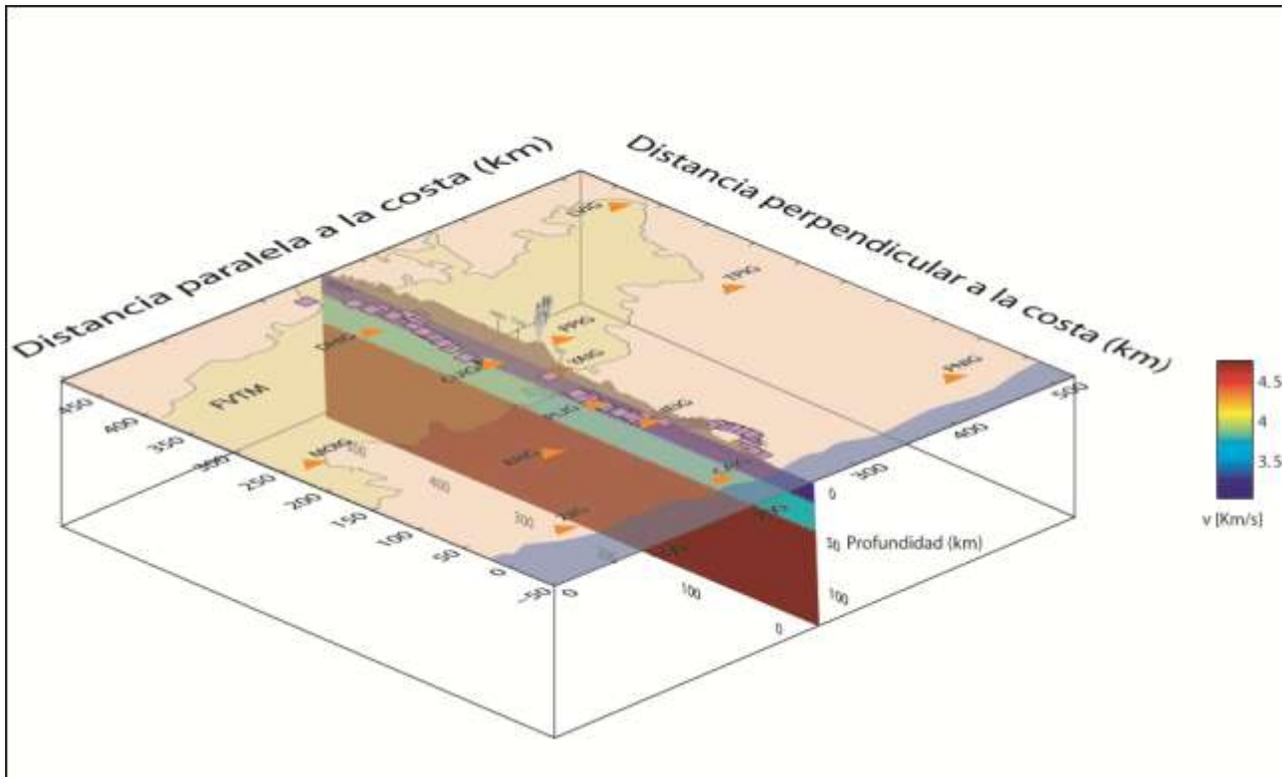


Figura 4.8, Dimensiones del modelo 3D utilizado en este trabajo para realizar las simulaciones numéricas, con una dimensión paralela a la costa de 519 km, una perpendicular a la costa de 490 km y la dimensión en profundidad del modelo numérico de 140 km. Se muestra también la localización regional del arreglo de estaciones usado para evaluar la estructura regional. Estaciones del Servicio Sismológico Nacional (anaranjado), estaciones del proyecto MASE (morado), FVTM (región amarilla) el modelo litosférico en perfil corresponde al Modelo Campillo et al., 1996.

4.2.2.1 Evento 1 EVE050814 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones MASE)

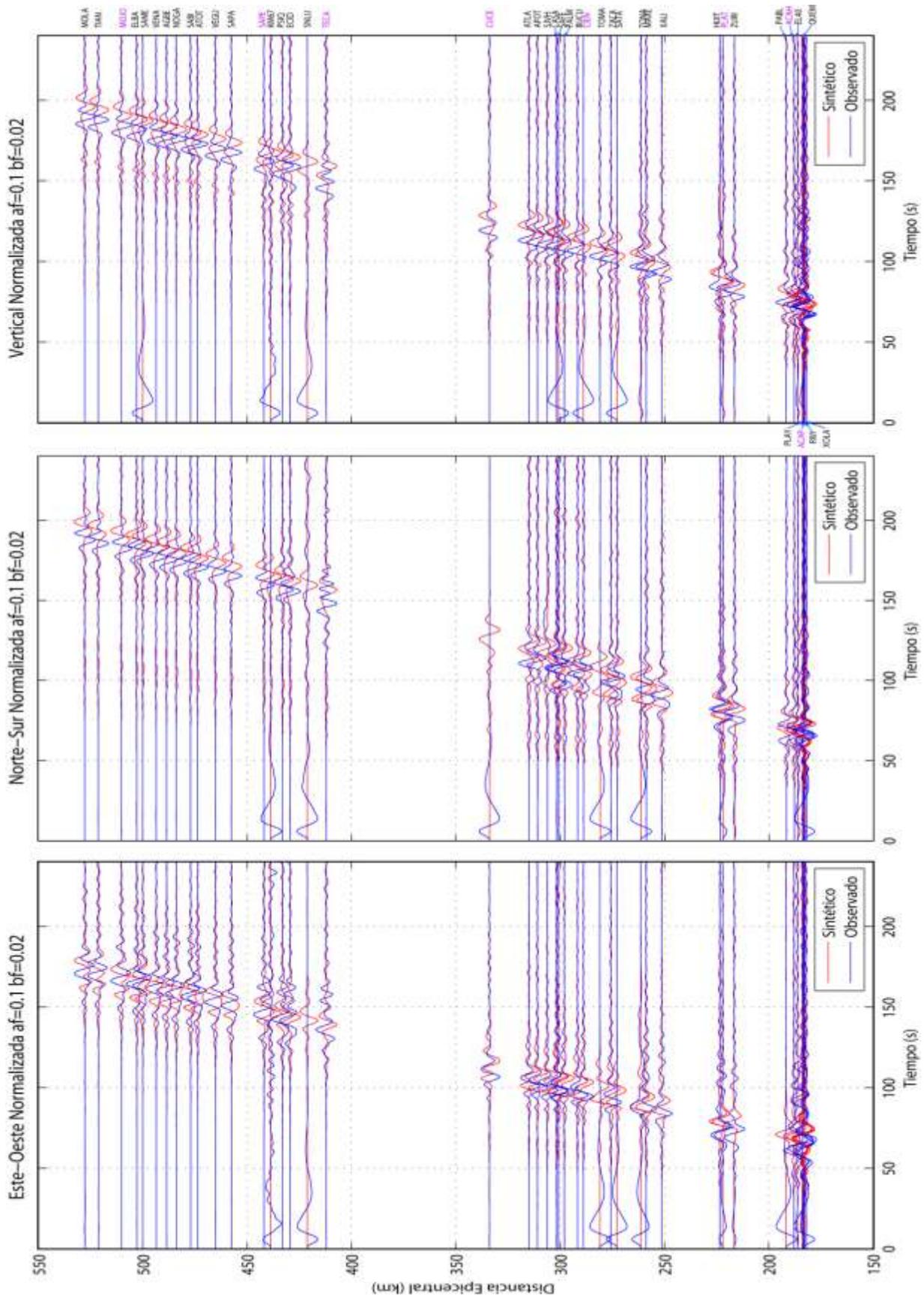


Figura 4.9, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de agosto del 2005 Mw 5.4, empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996 a lo largo de 44 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz).

Evento 1 EVE050814 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones MASE)

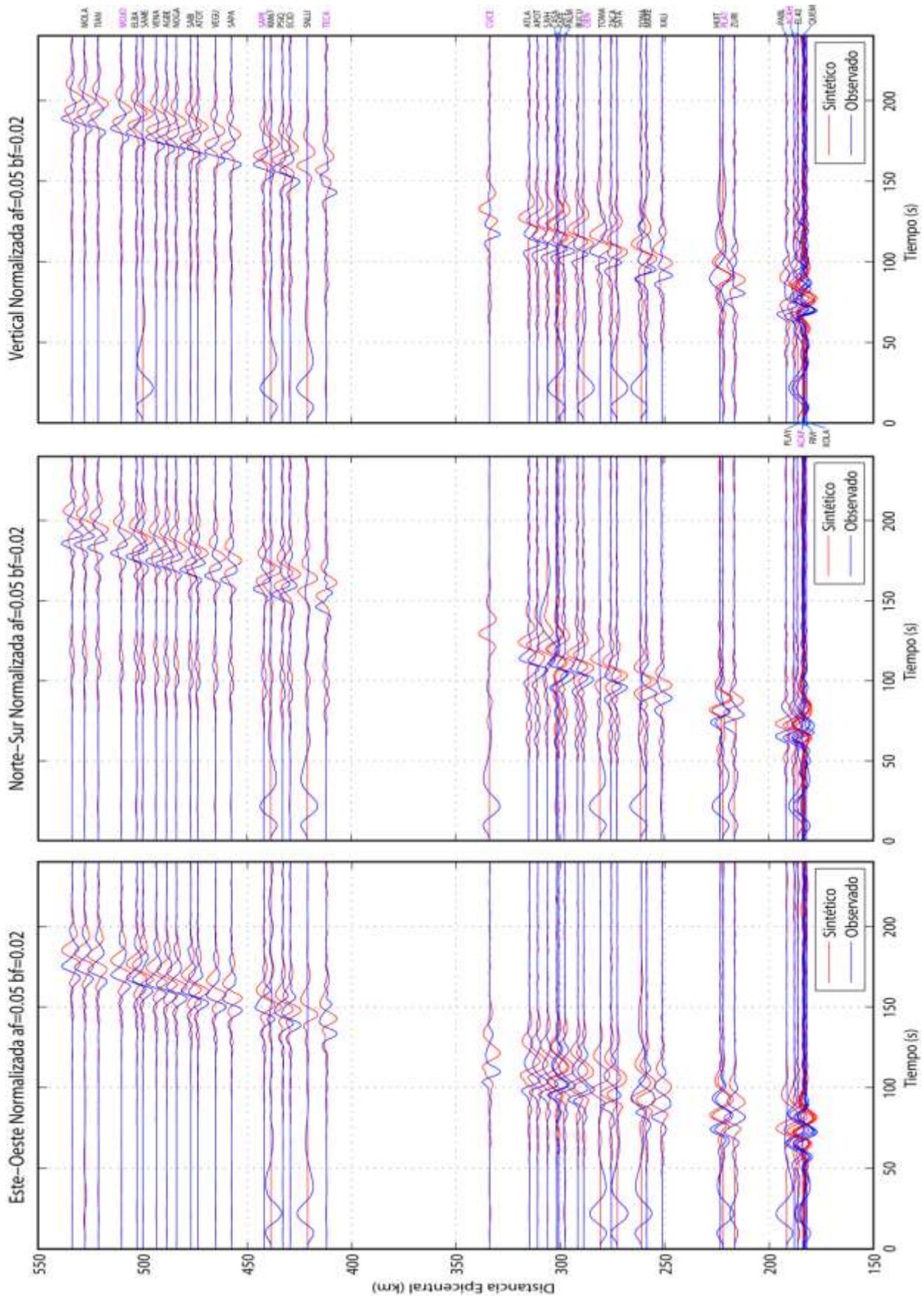


Figura 4.10, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de agosto del 2005 Mw 5.4, empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996 a lo largo de 44 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz).

Evento 1 EVE050814 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección A)

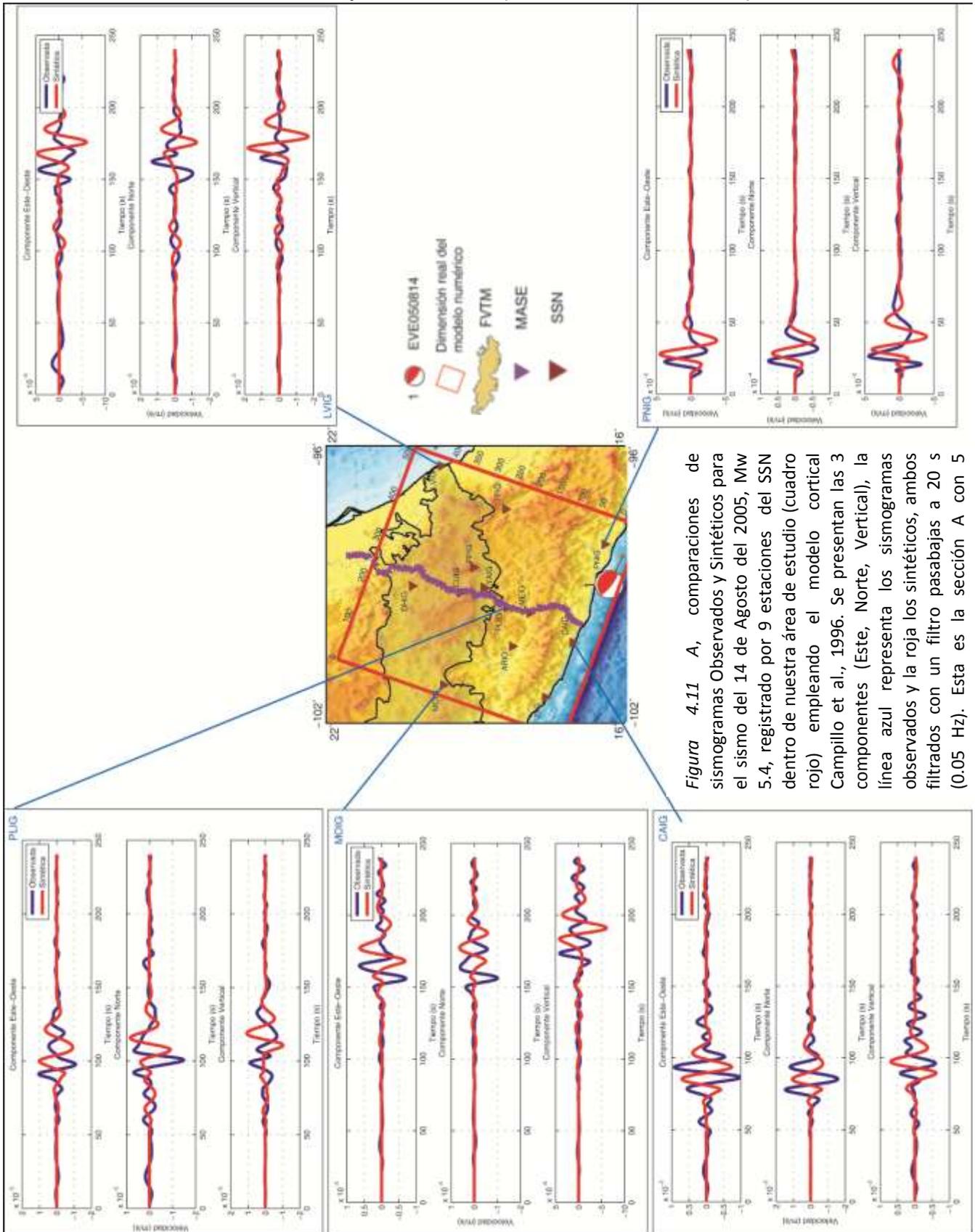


Figura 4.11 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 5 estaciones.

Evento 1 EVE050814 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección B)

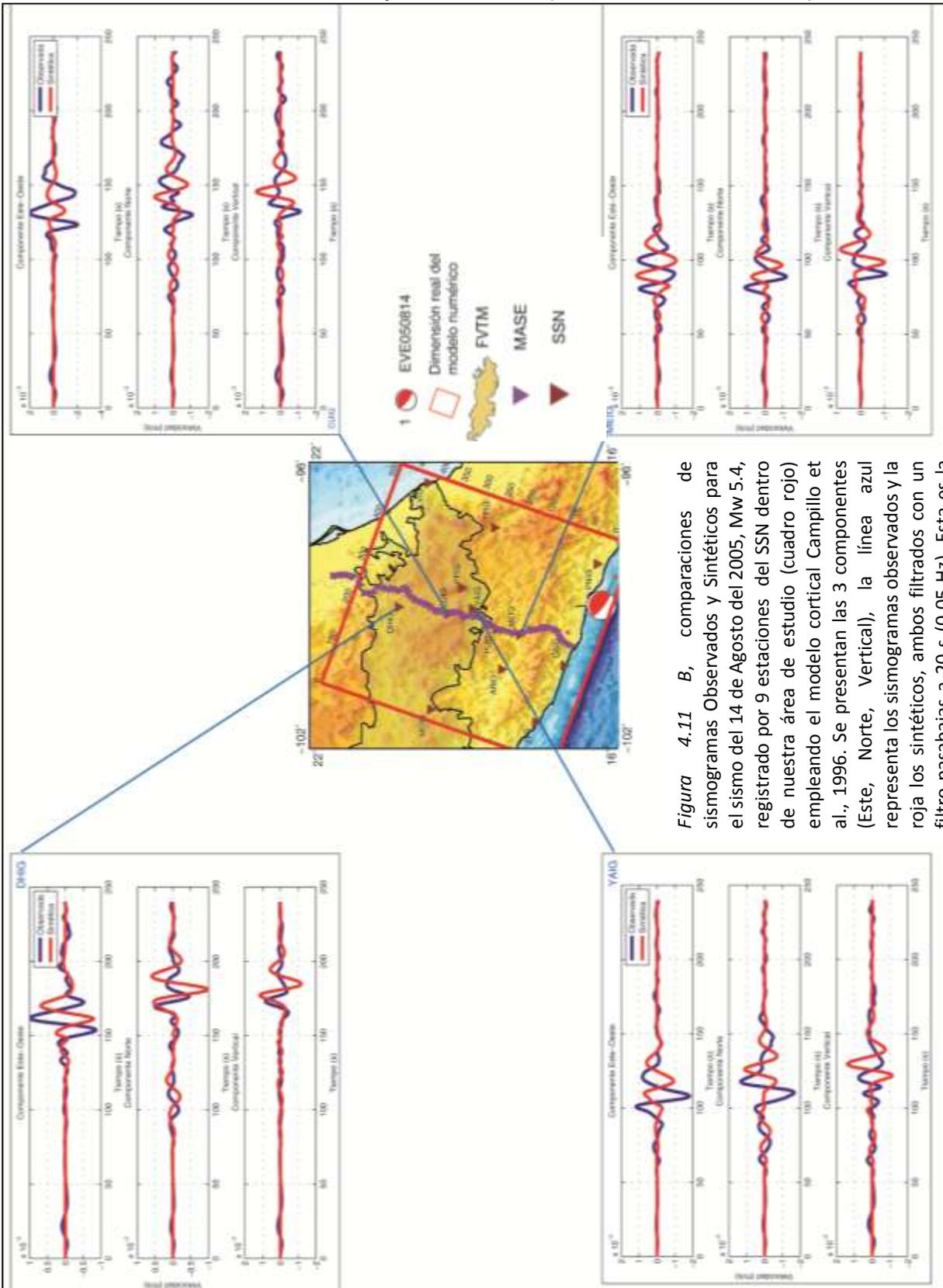


Figura 4.11 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 4 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones MASE)

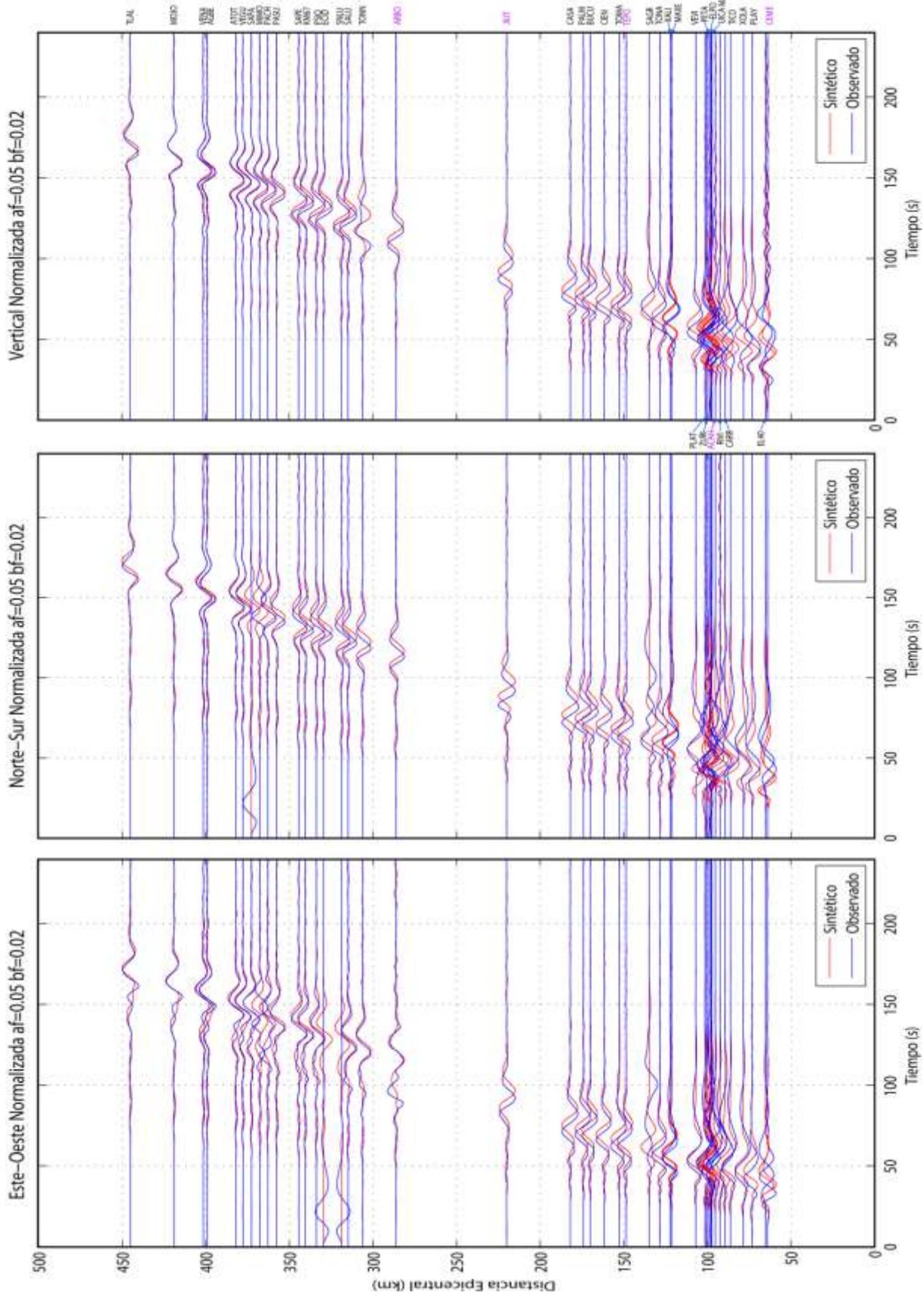


Figura 4.13. Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996 a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección A)

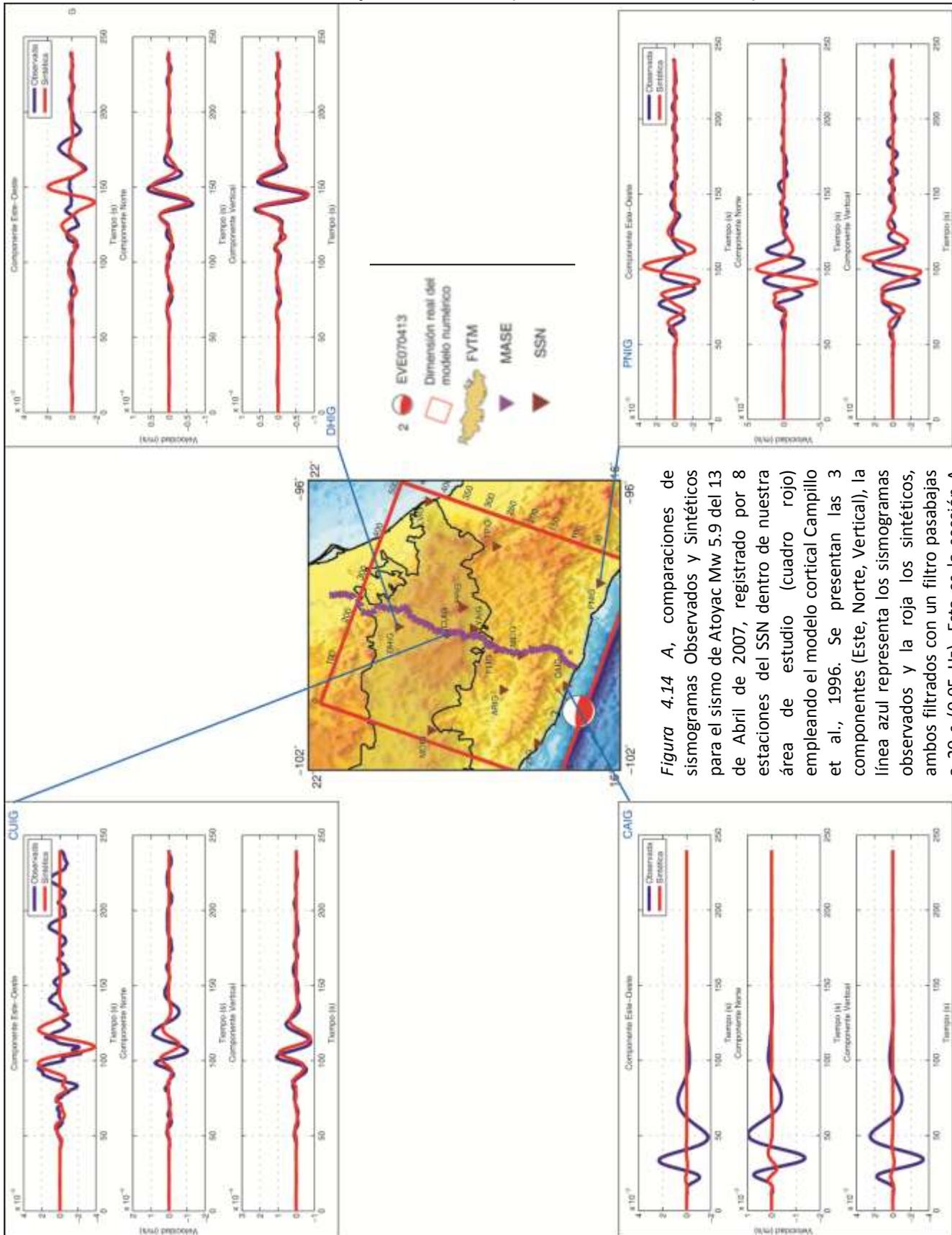


Figura 4.14 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 4 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección B)

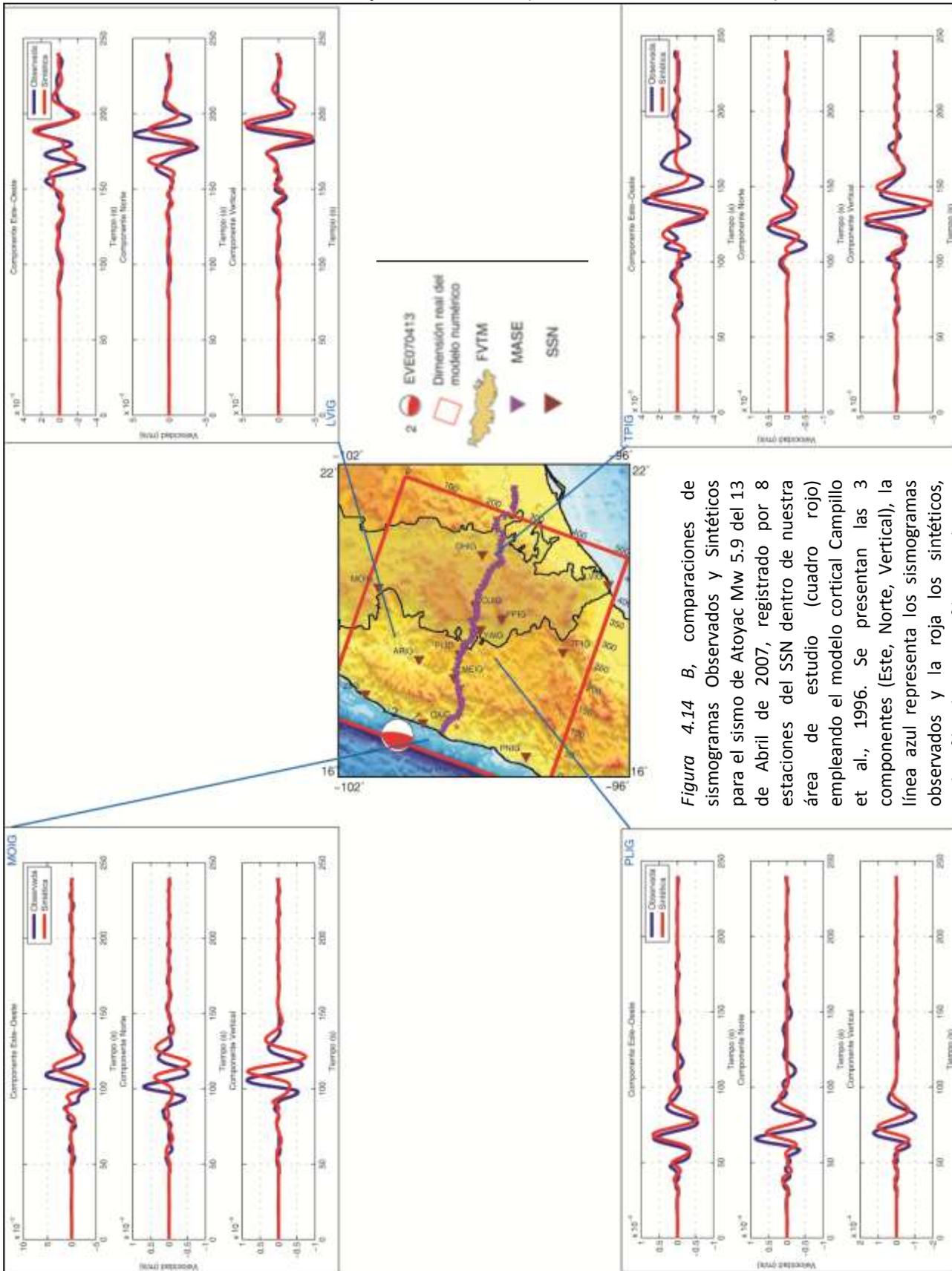


Figura 4.14 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 4 estaciones.

4.2.2.3 Evento 3 EVE090427 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección A)

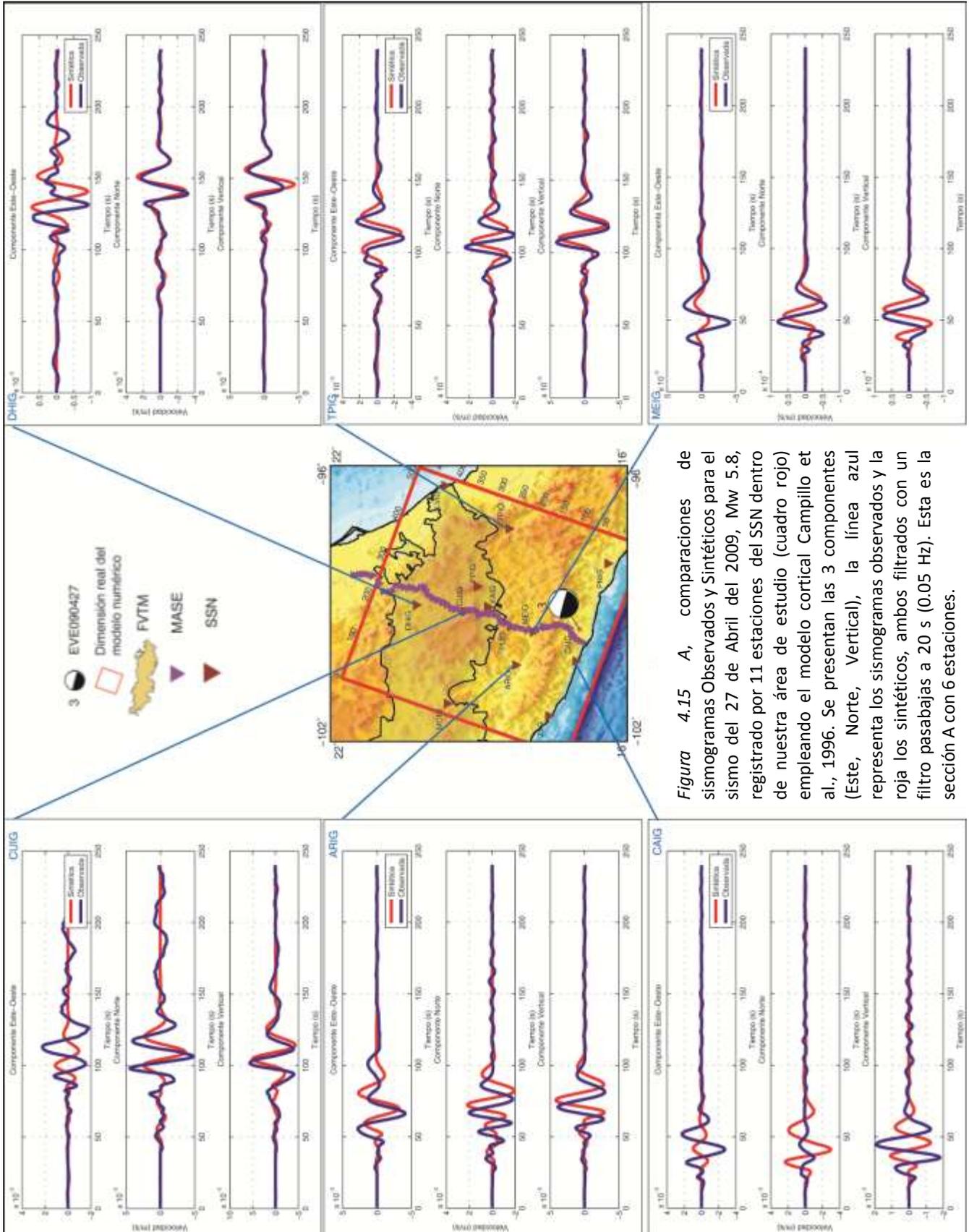


Figura 4.15 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

4.2.2.3 Evento 3 EVE090427 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección B)

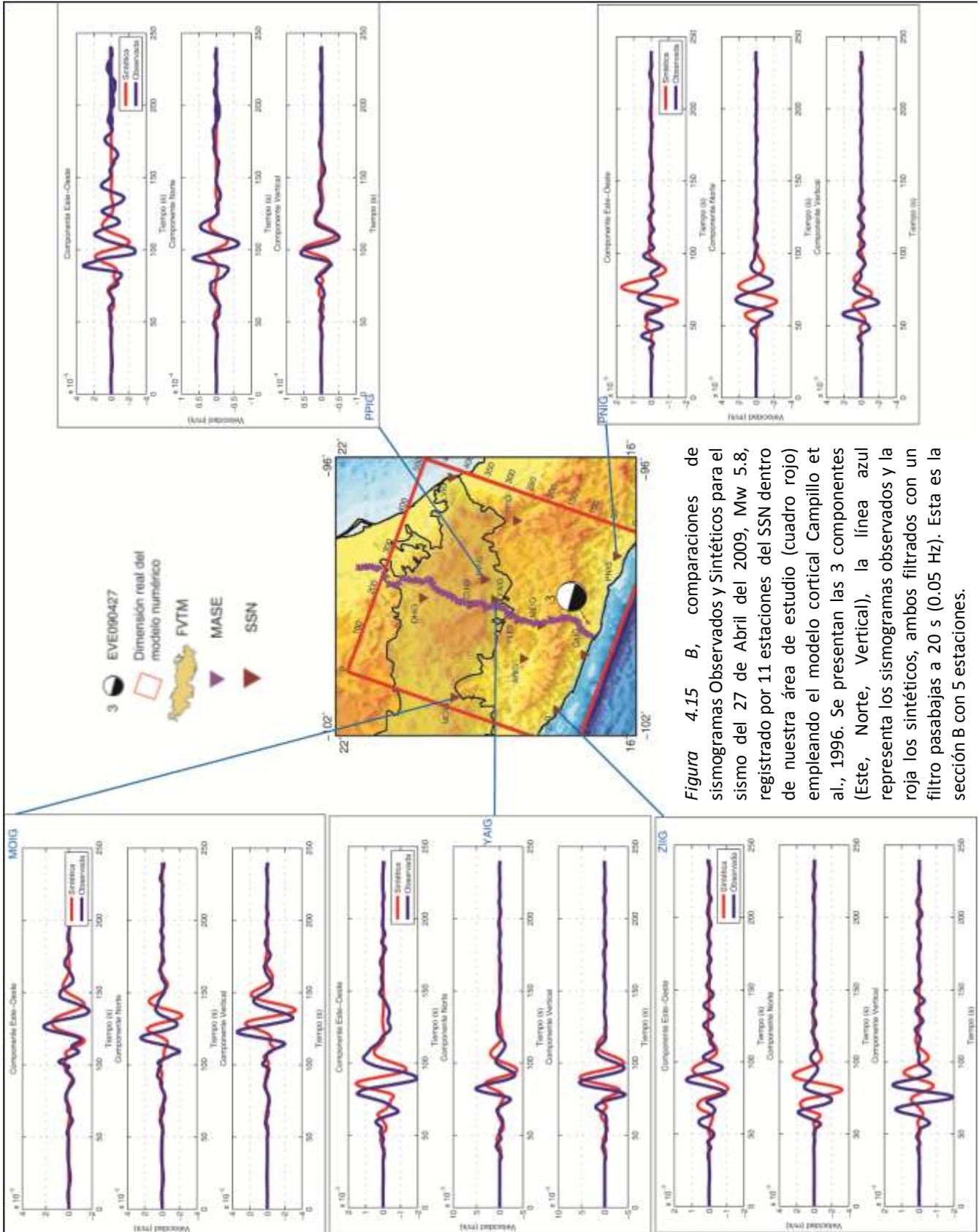


Figura 4.15 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

4.2.2.4 Evento 4 EVE090522 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección A)

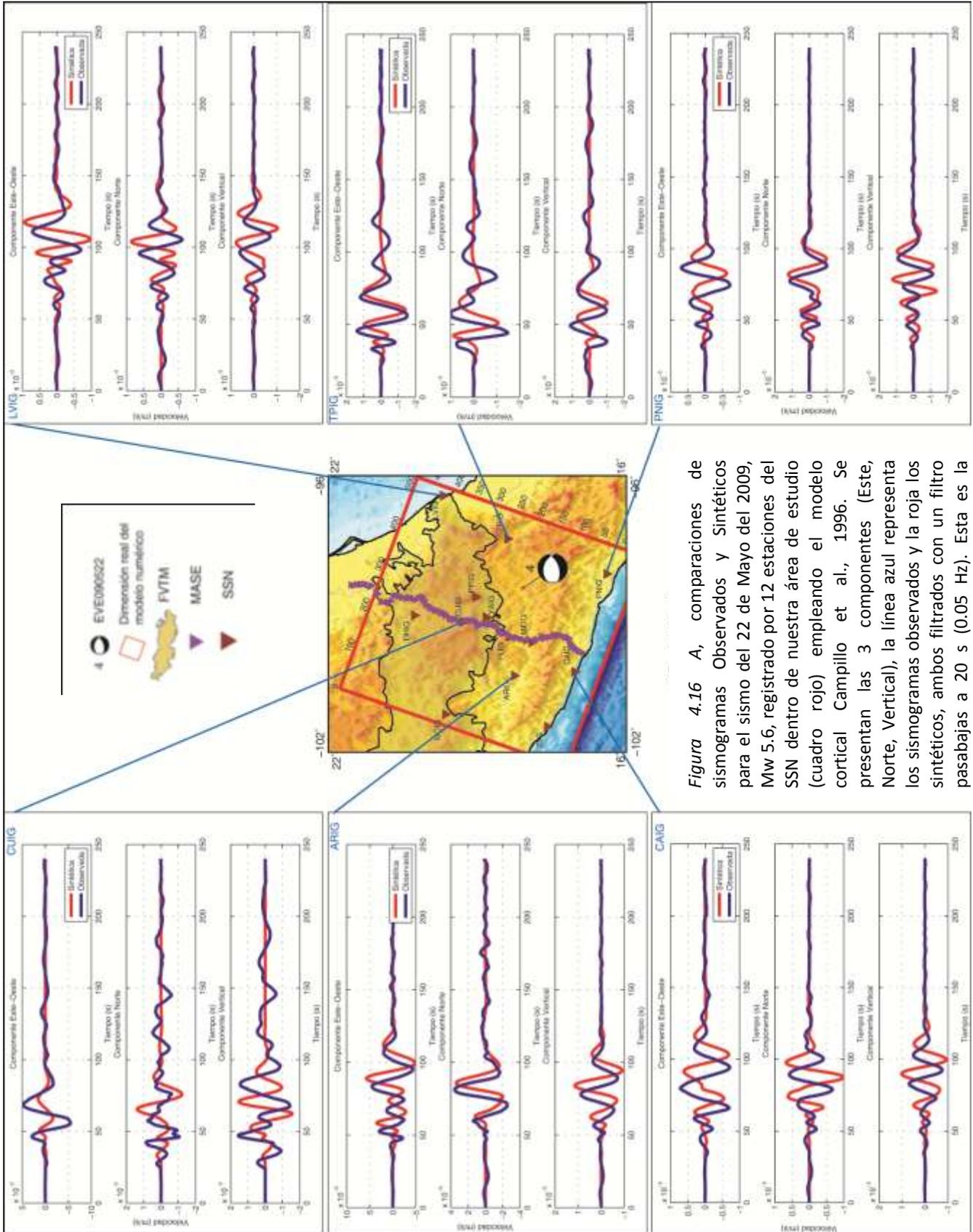


Figura 4.16 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Campillo et al. 1996 (Estaciones SSN sección B)

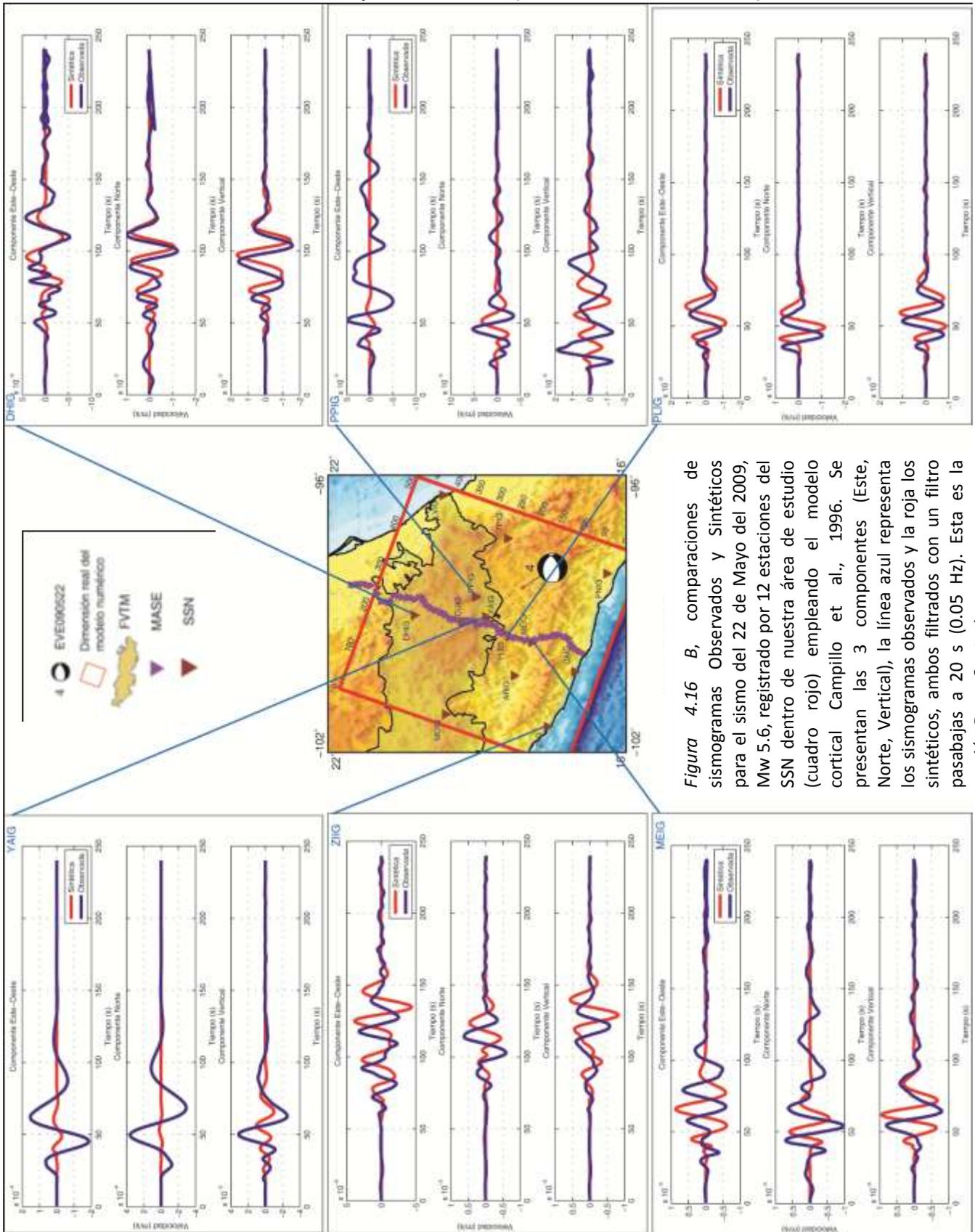


Figura 4.16 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

4.2.3 Modelo 3- Iglesias et al., 2010

En esta sección se presentan, para el modelo cortical de velocidades propuesto por Iglesias et al. (2010) (Figura 4.17 y Sección 3.4), la comparación de sismogramas sintéticos (trazas rojas) y observados (trazas azules) para los eventos 1, 2, 3 y 4 (Tabla 4.1 y Figura 4.1) en los arreglos de estaciones MASE y SSN.

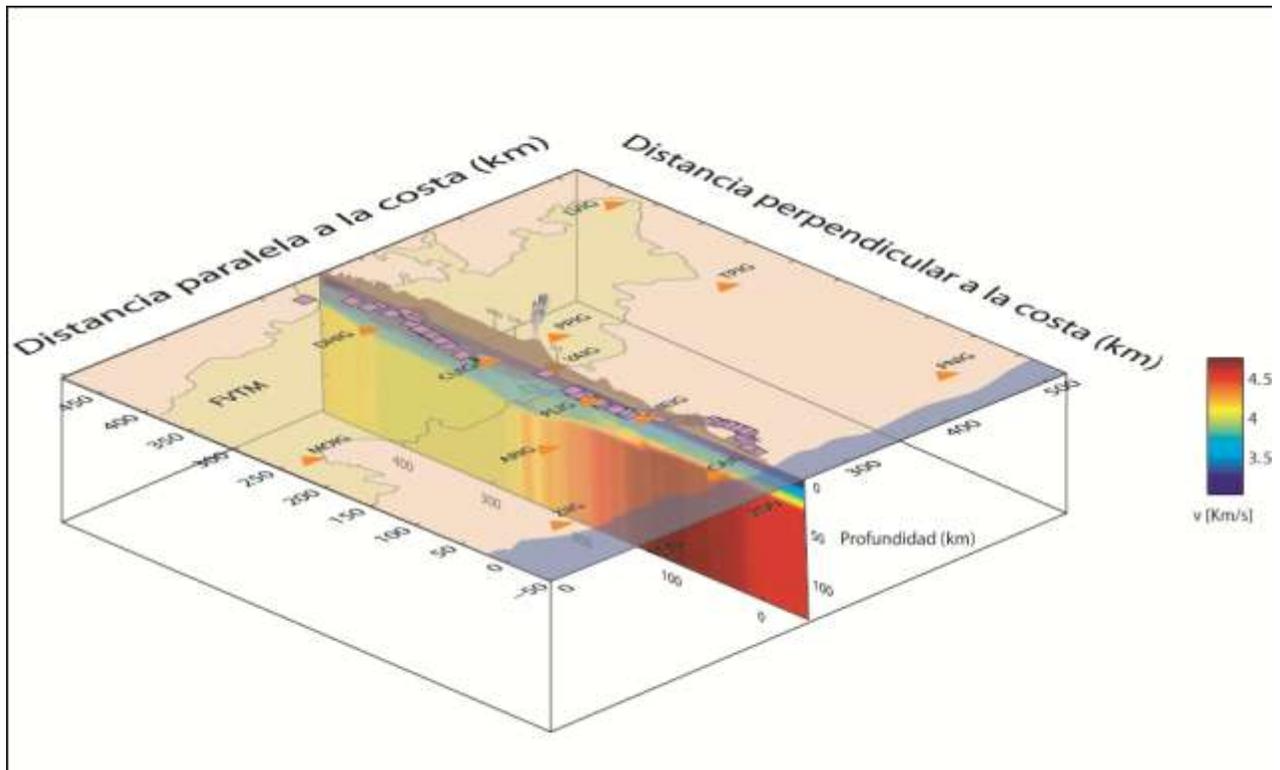


Figura 4.17, Dimensiones del modelo 3D utilizado en este trabajo para realizar las simulaciones numéricas, con una dimensión paralela a la costa de 519 km, una perpendicular a la costa de 490 km y la dimensión en profundidad del modelo numérico de 140 km. Se muestra también la localización regional del arreglo de estaciones usado para evaluar la estructura regional. Estaciones del Servicio Sismológico Nacional (anaranjado), estaciones del proyecto MASE (morado), FVTM (región amarilla) el modelo litosférico en perfil corresponde al Modelo Iglesias et al., 2010.

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones MASE)

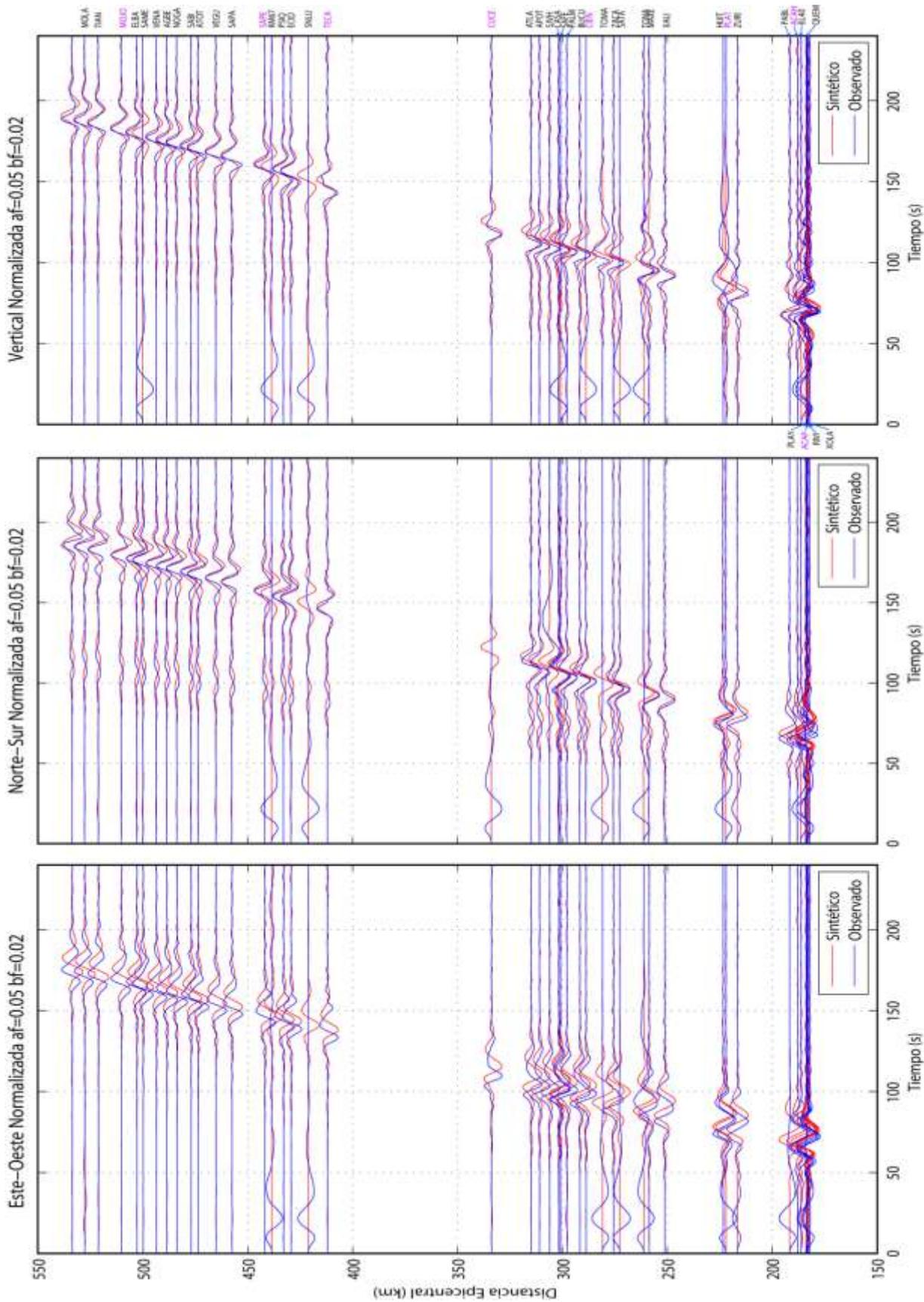


Figura 4.19, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de agosto del 2005 Mw 5.4, empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010 a lo largo de 44 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.1 Hz).

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección A)

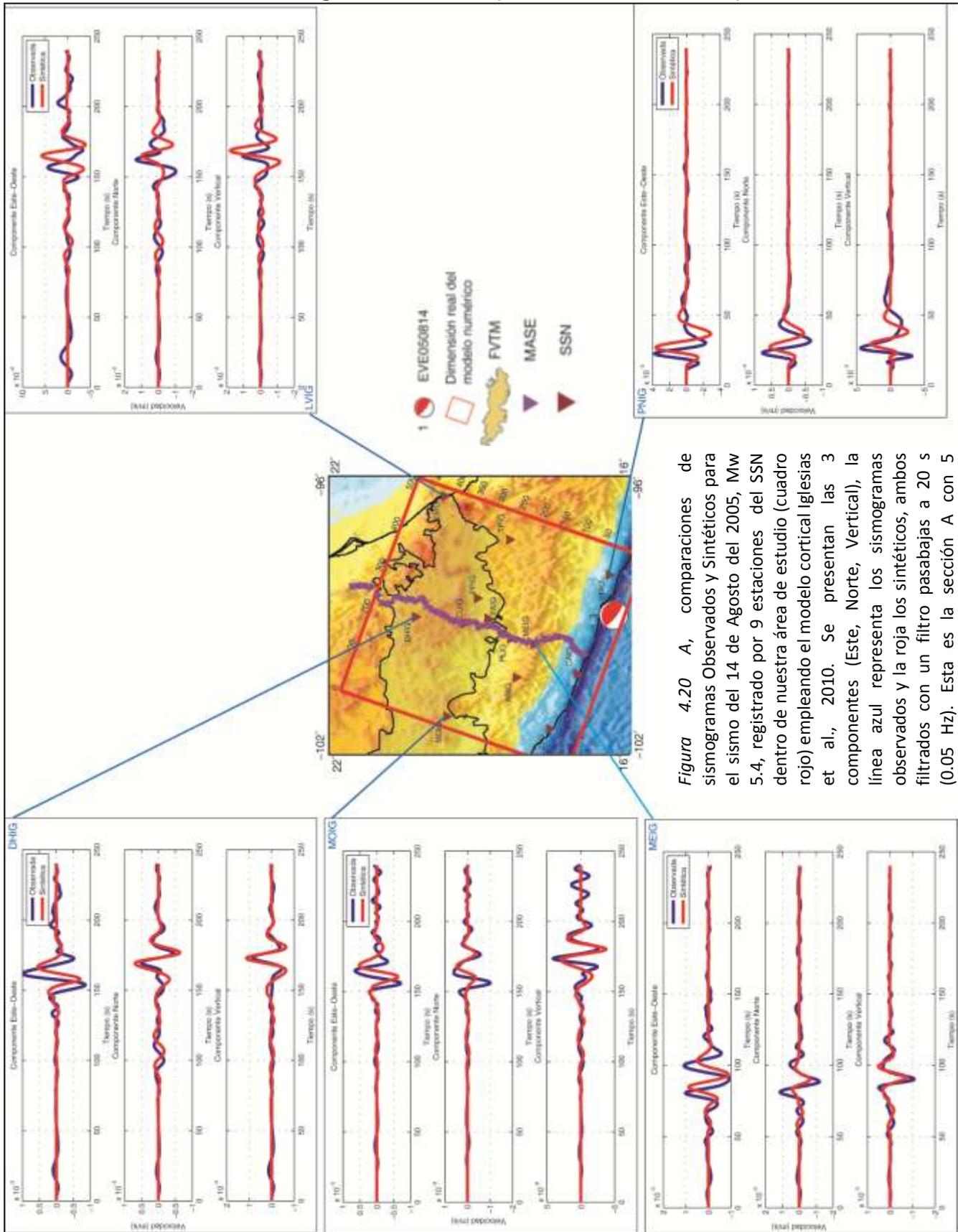


Figura 4.20 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 5 estaciones.

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección B)

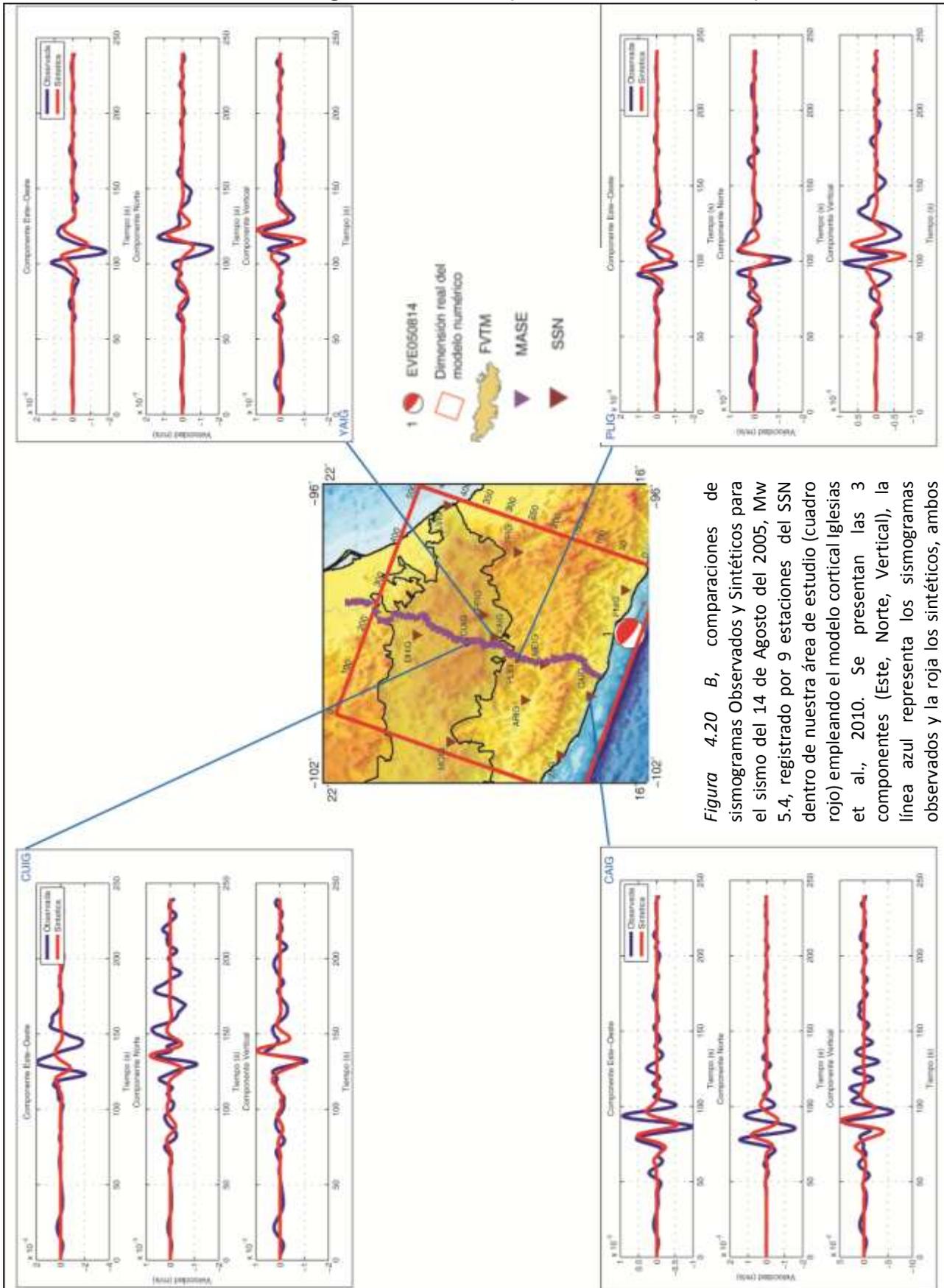


Figura 4.20 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

4.2.3.2 Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones MASE)

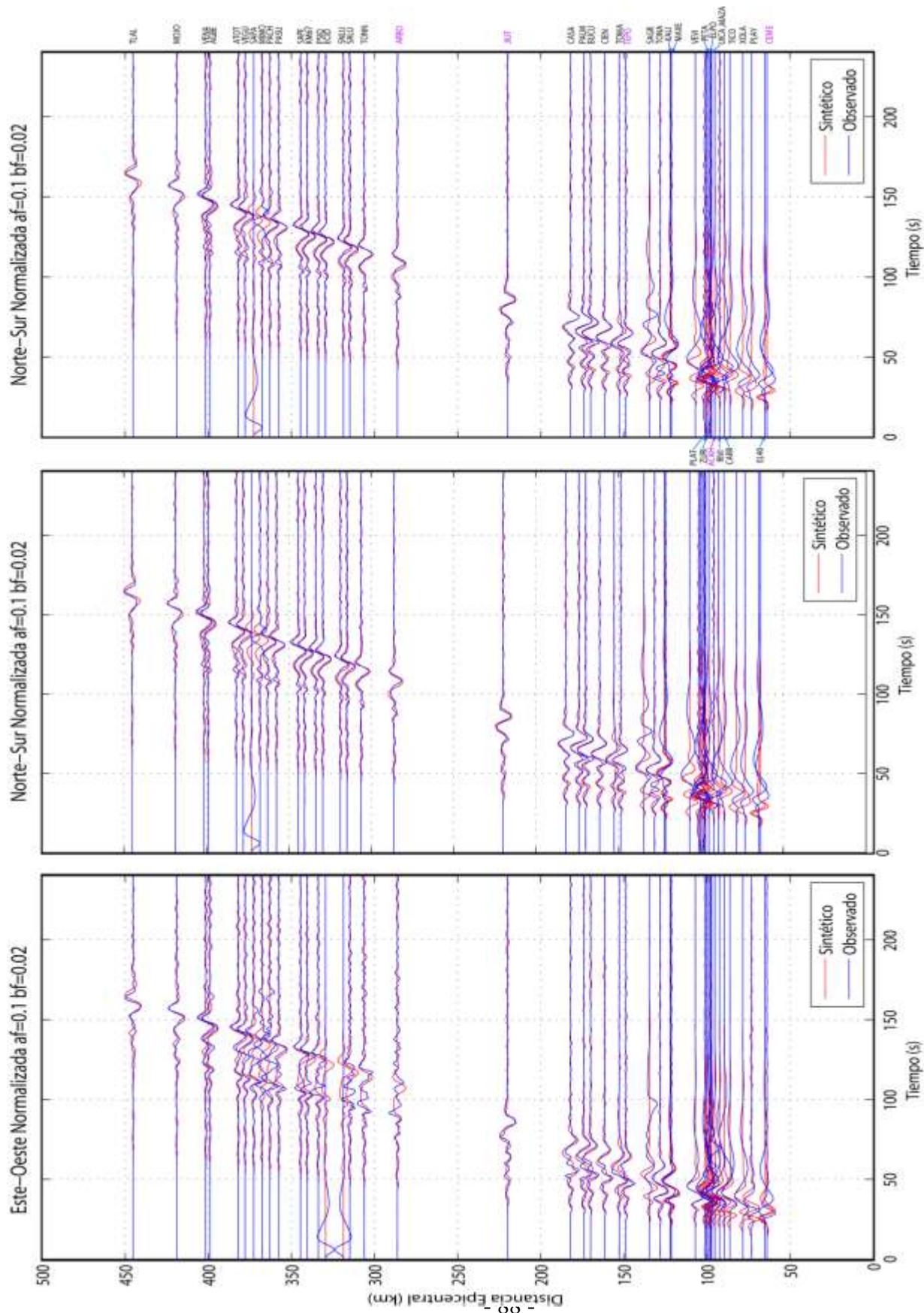


Figura 4.2.1, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010 a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones MASE)

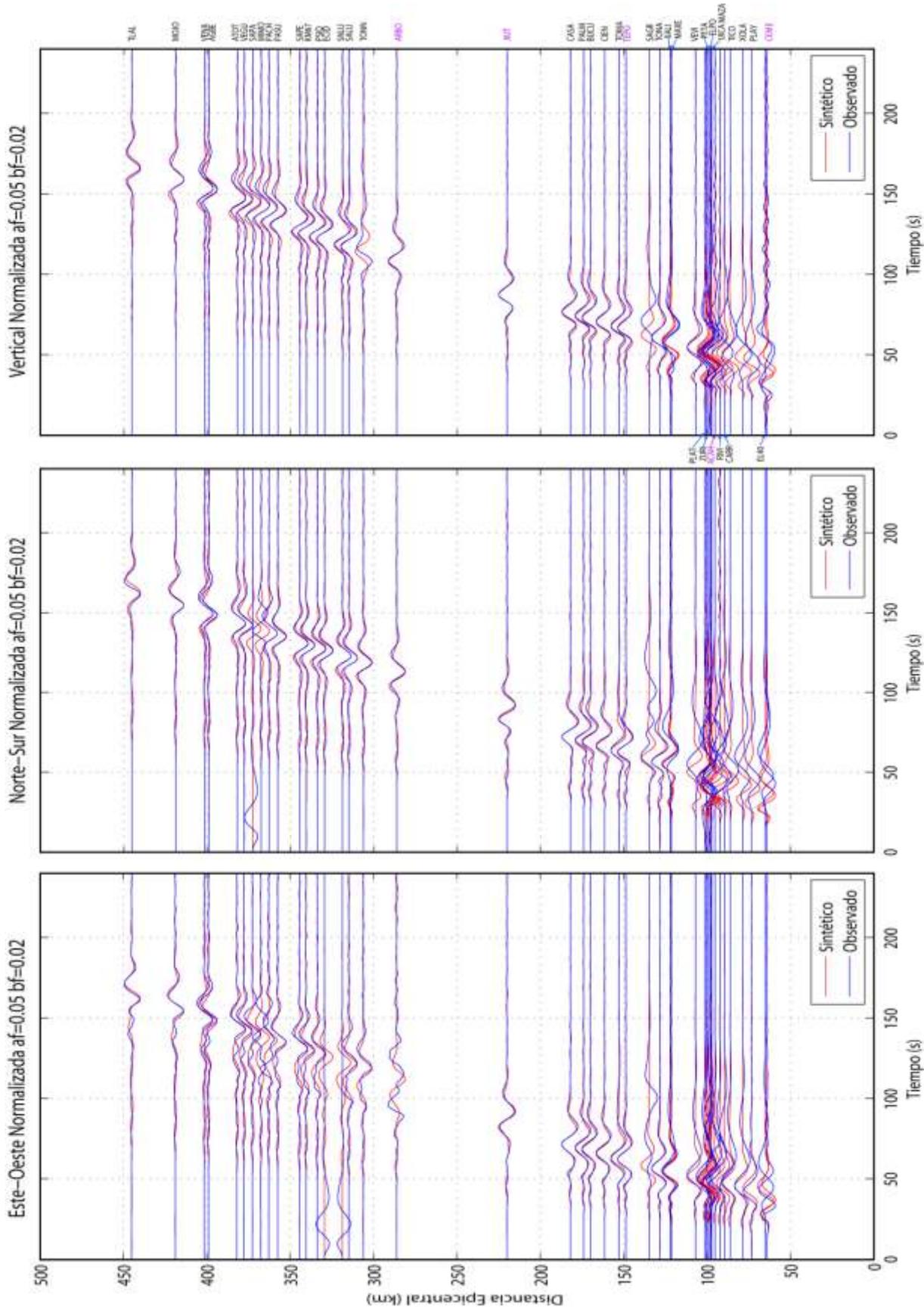


Figura 4.22, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010 a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección A)

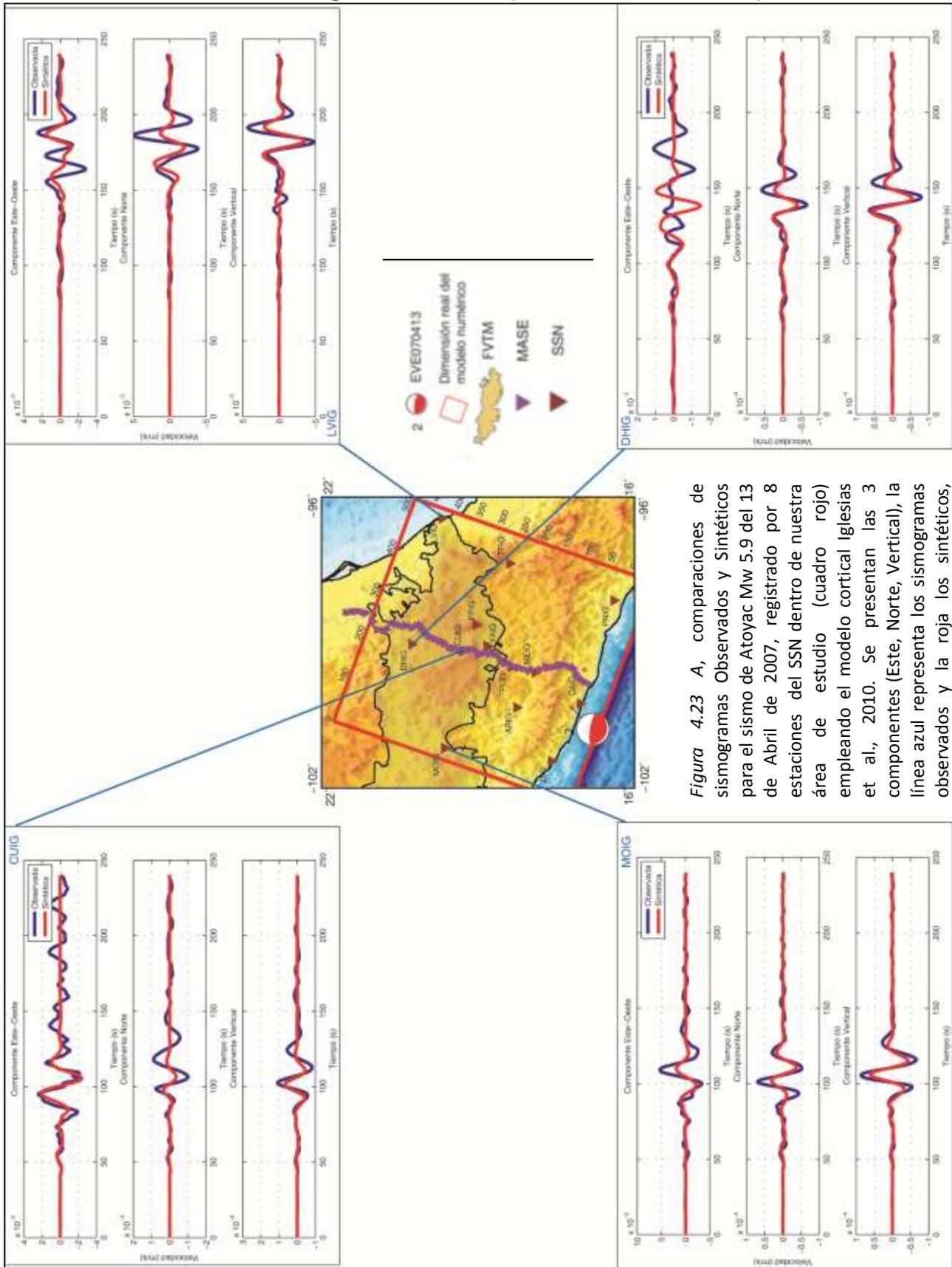


Figura 4.23 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 4 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección B)

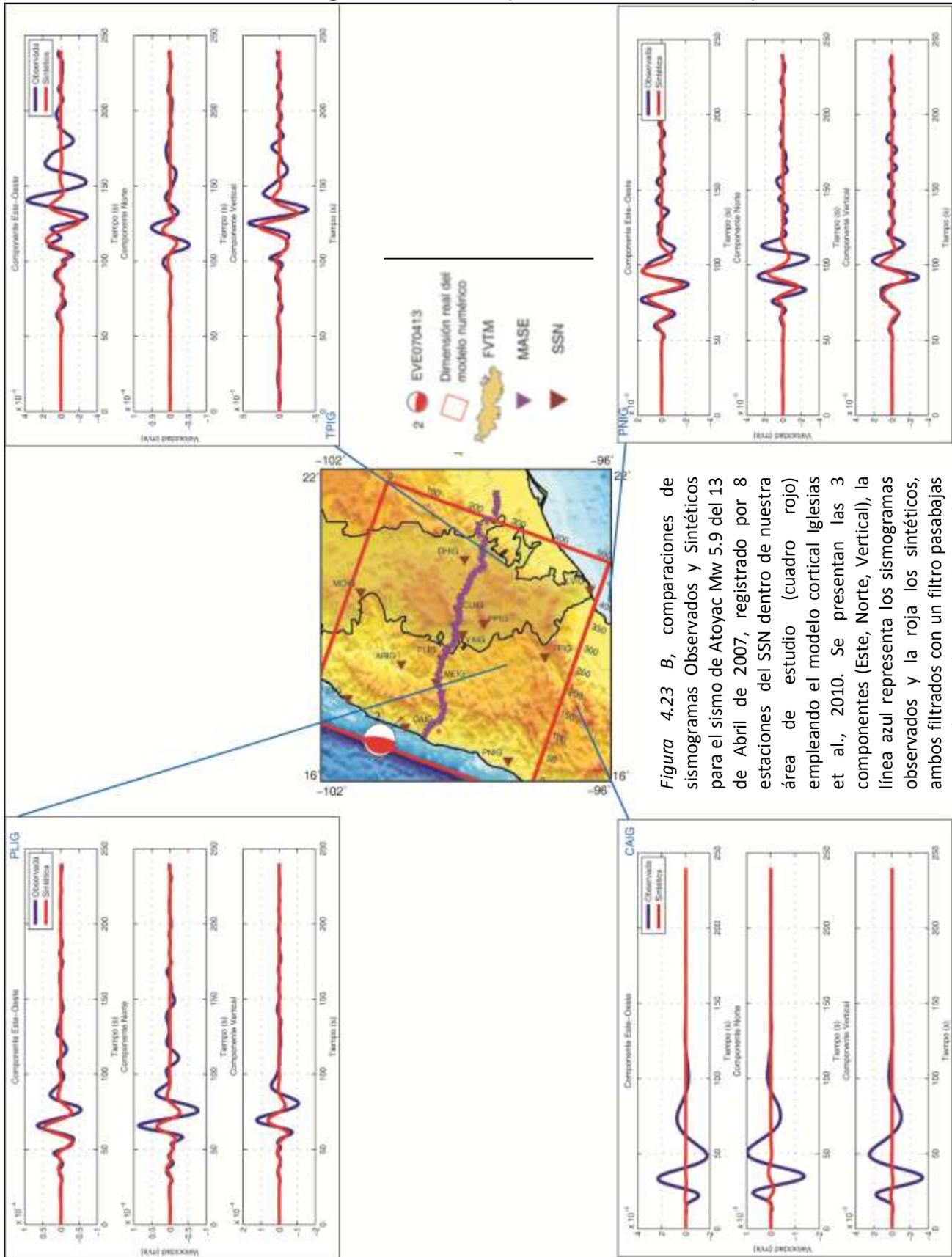


Figura 4.23 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 4 estaciones.

4.2.3.3 Evento 3 EVE090427 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección A)

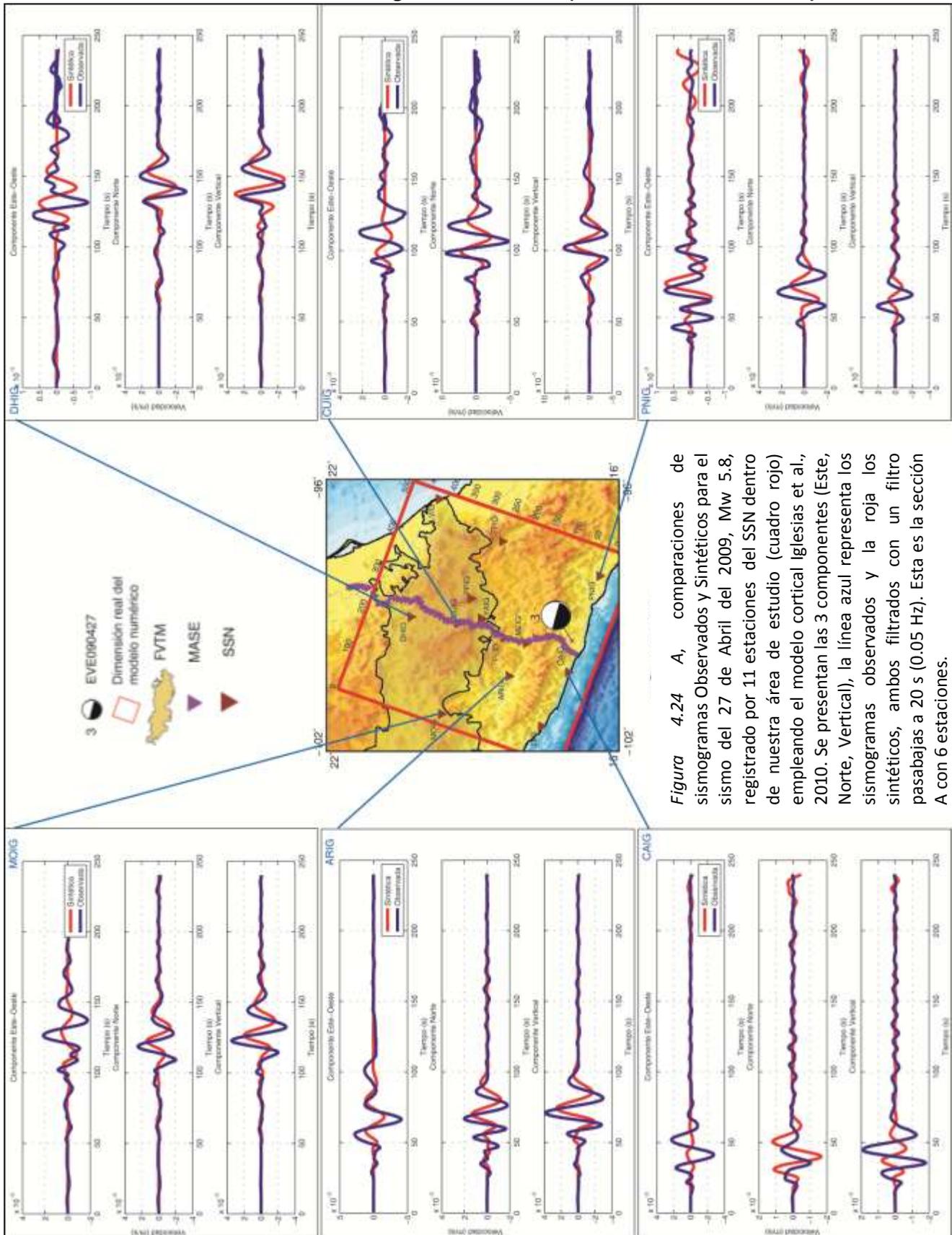


Figura 4.24 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección B)

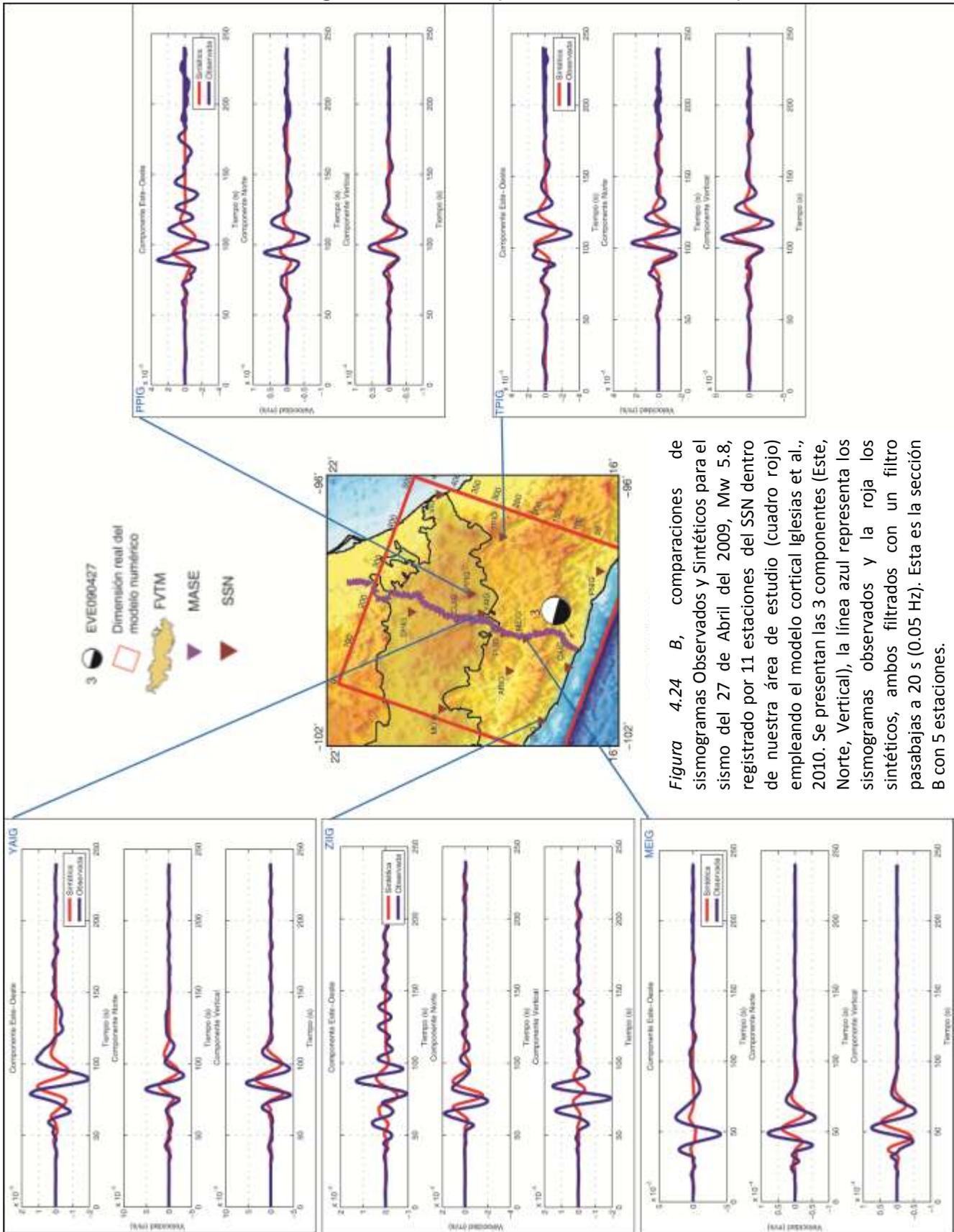


Figura 4.24 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

4.2.3.4 Evento 4 EVE090522 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección A)

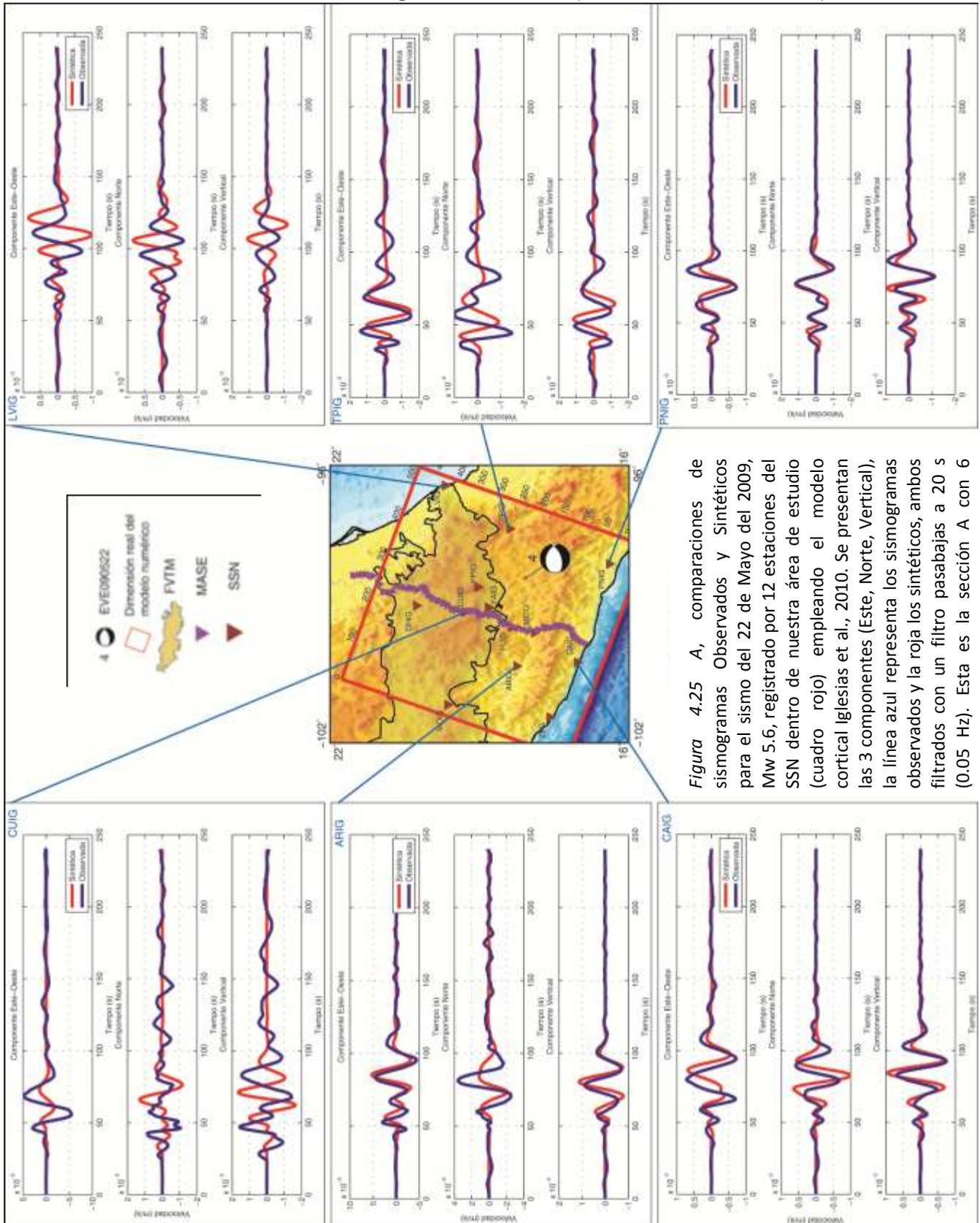


Figura 4.25 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Iglesias et al. 2010 (Estaciones SSN sección B)

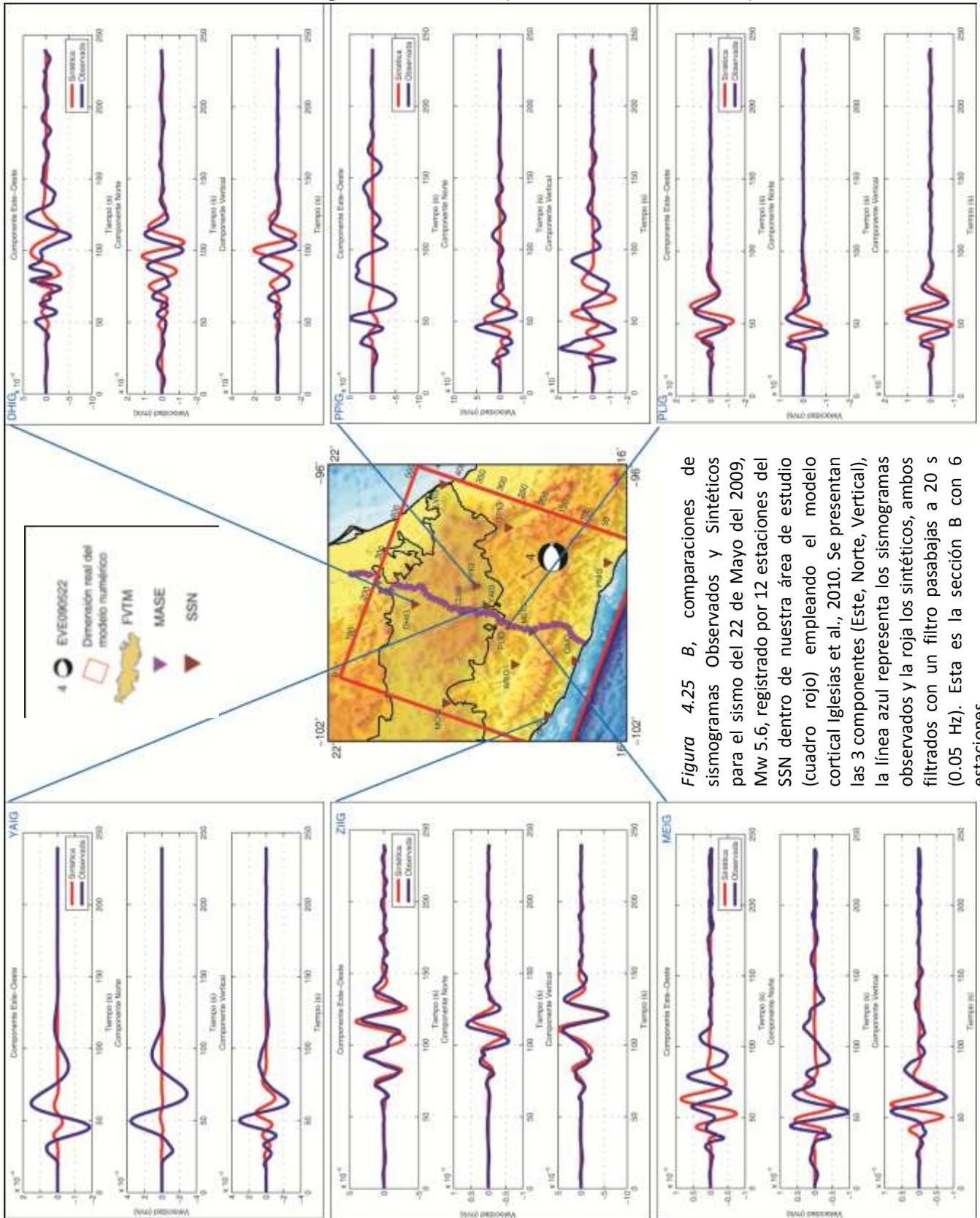


Figura 4.25 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

4.2.4 Modelo 4- Modelo Modificado

En esta sección se presentan, para el modelo cortical de velocidades modificado en este trabajo (Figura 4.26 y Sección 3.4), la comparación de sismogramas sintéticos (trazas rojas) y observados (trazas azules) para los eventos 2, 3 y 4 (Tabla 4.1 y Figura 4.1) en los arreglos de estaciones MASE y SSN.

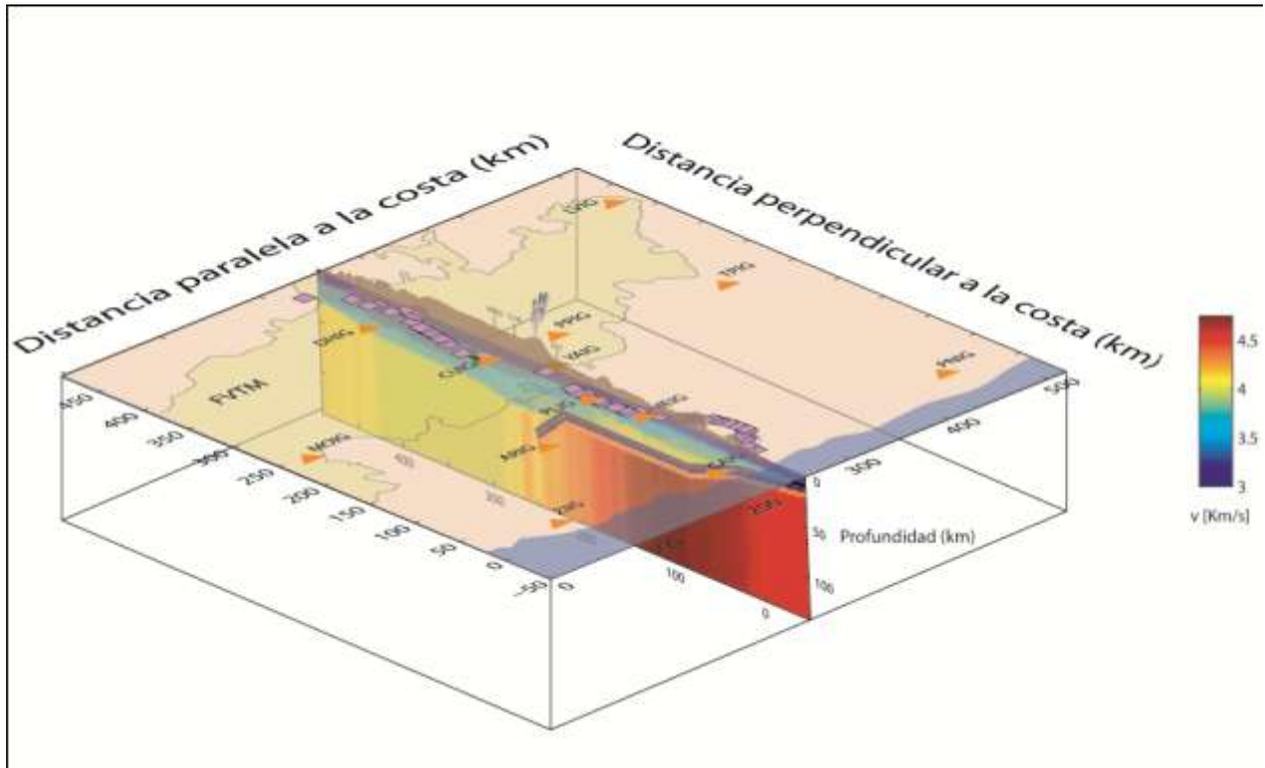


Figura 4.26, Dimensiones del modelo 3D utilizado en este trabajo para realizar las simulaciones numéricas, con una dimensión paralela a la costa de 519 km, una perpendicular a la costa de 490 km y la dimensión en profundidad del modelo numérico de 140 km. Se muestra también la localización regional del arreglo de estaciones usado para evaluar la estructura regional. Estaciones del Servicio Sismológico Nacional (anaranjado), estaciones del proyecto MASE (morado), FVTM (región amarilla) el modelo litosférico en perfil corresponde al Modelo Modificado.

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones MASE)

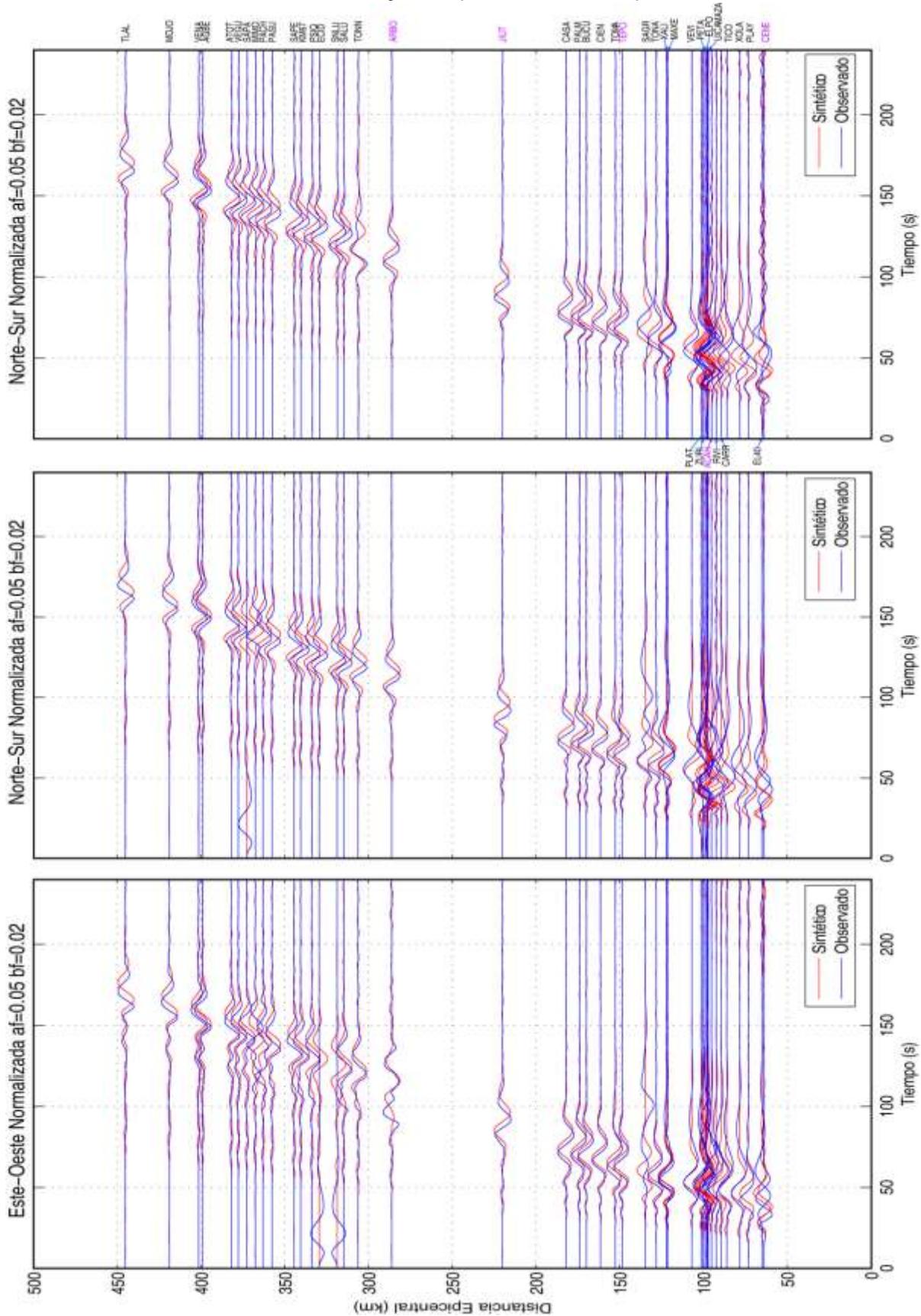


Figura 4.28, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo Modificado a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes del arreglo MASE. Se presentan los sismogramas ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección A)

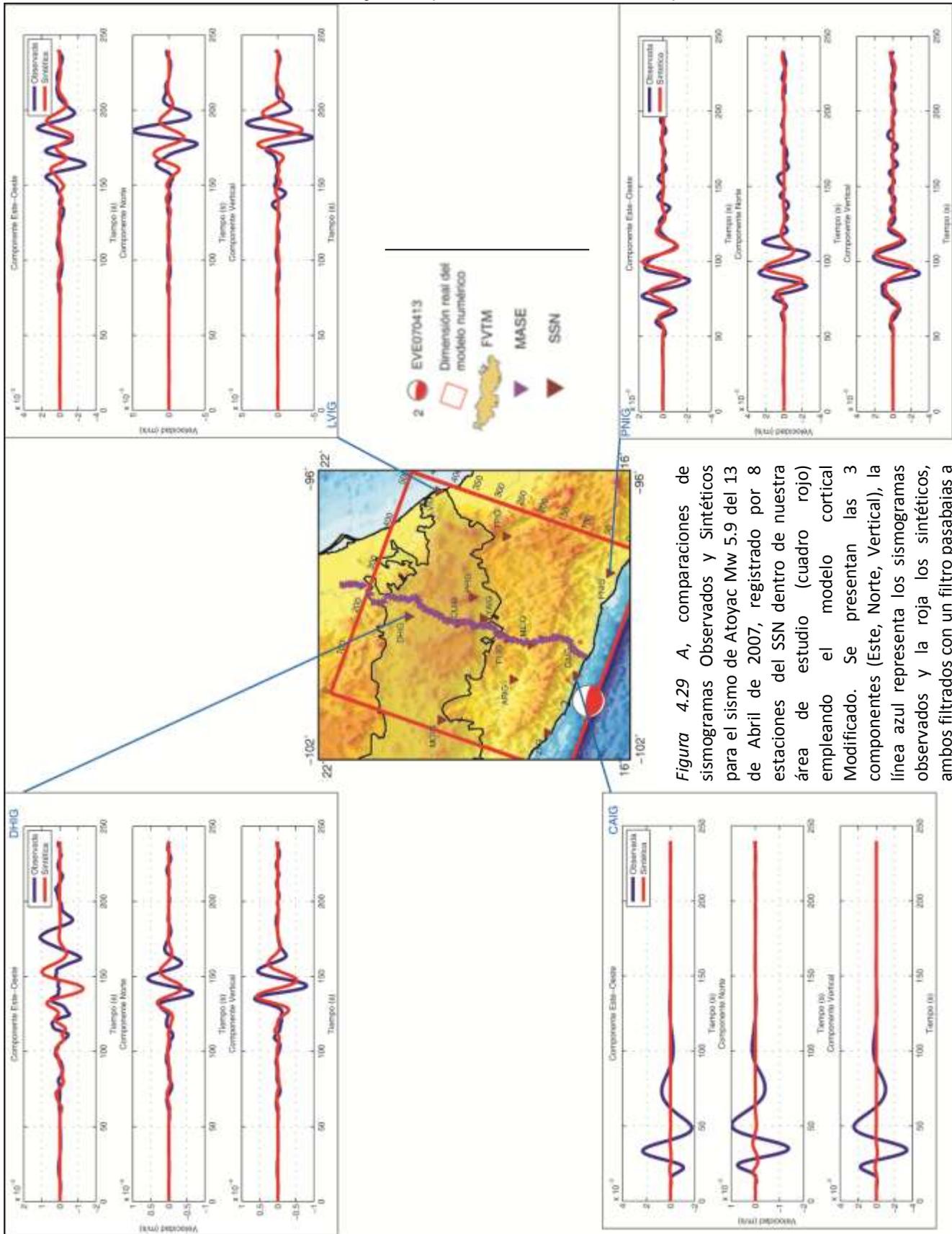


Figura 4.29 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 4 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección B)

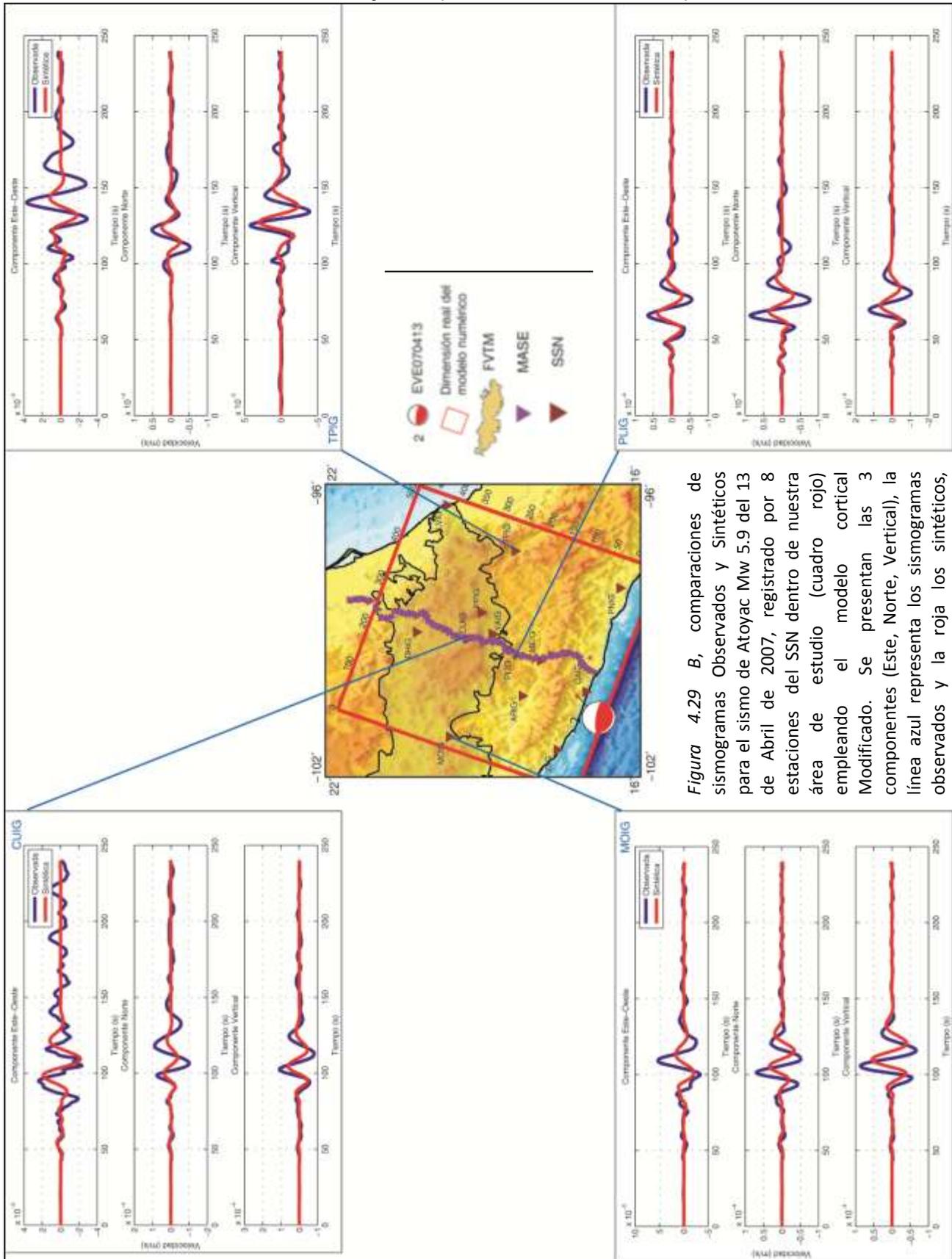


Figura 4.29 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 4 estaciones.

4.2.4.2 Evento 3 EVE090427 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección A)

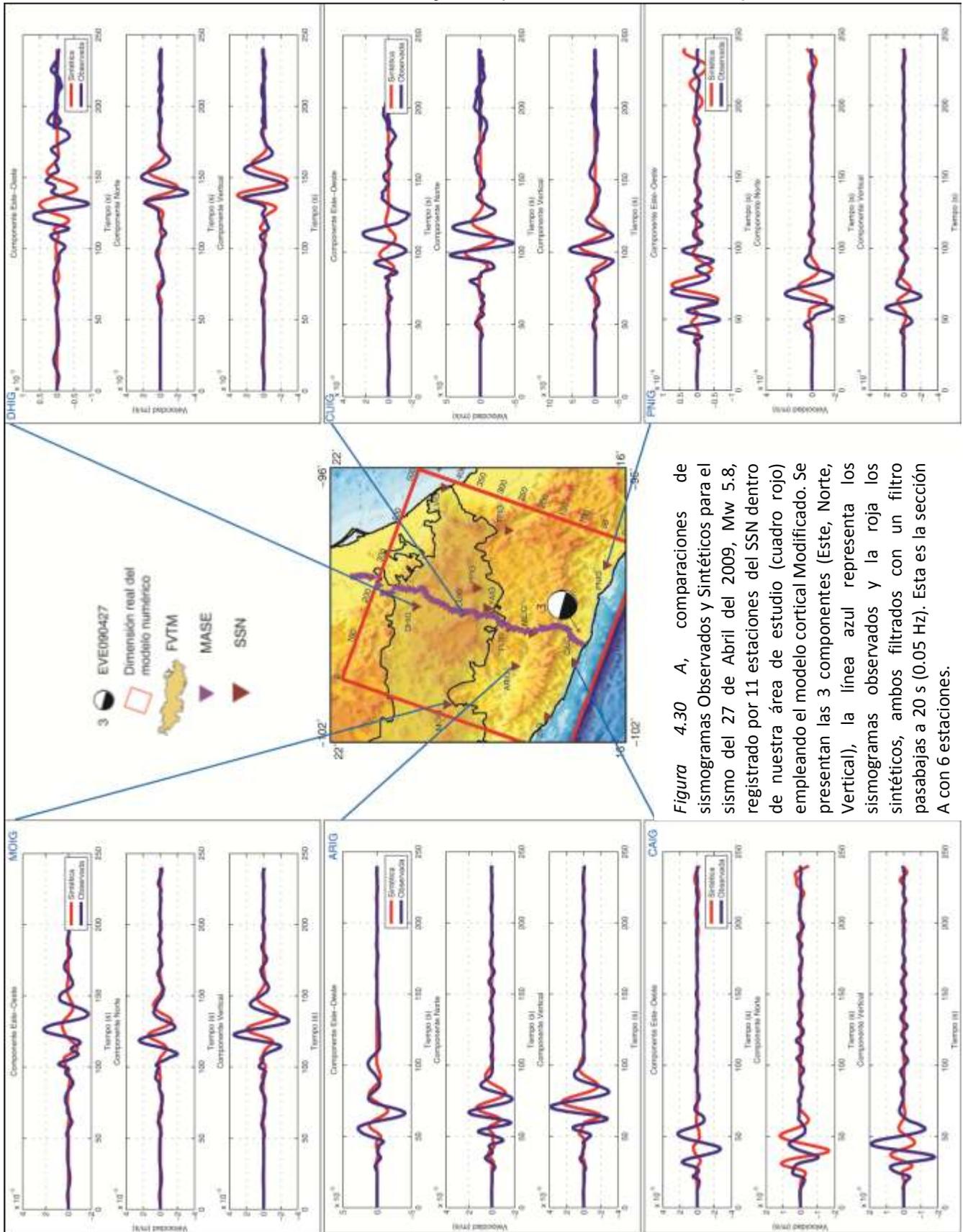


Figura 4.30 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección B)

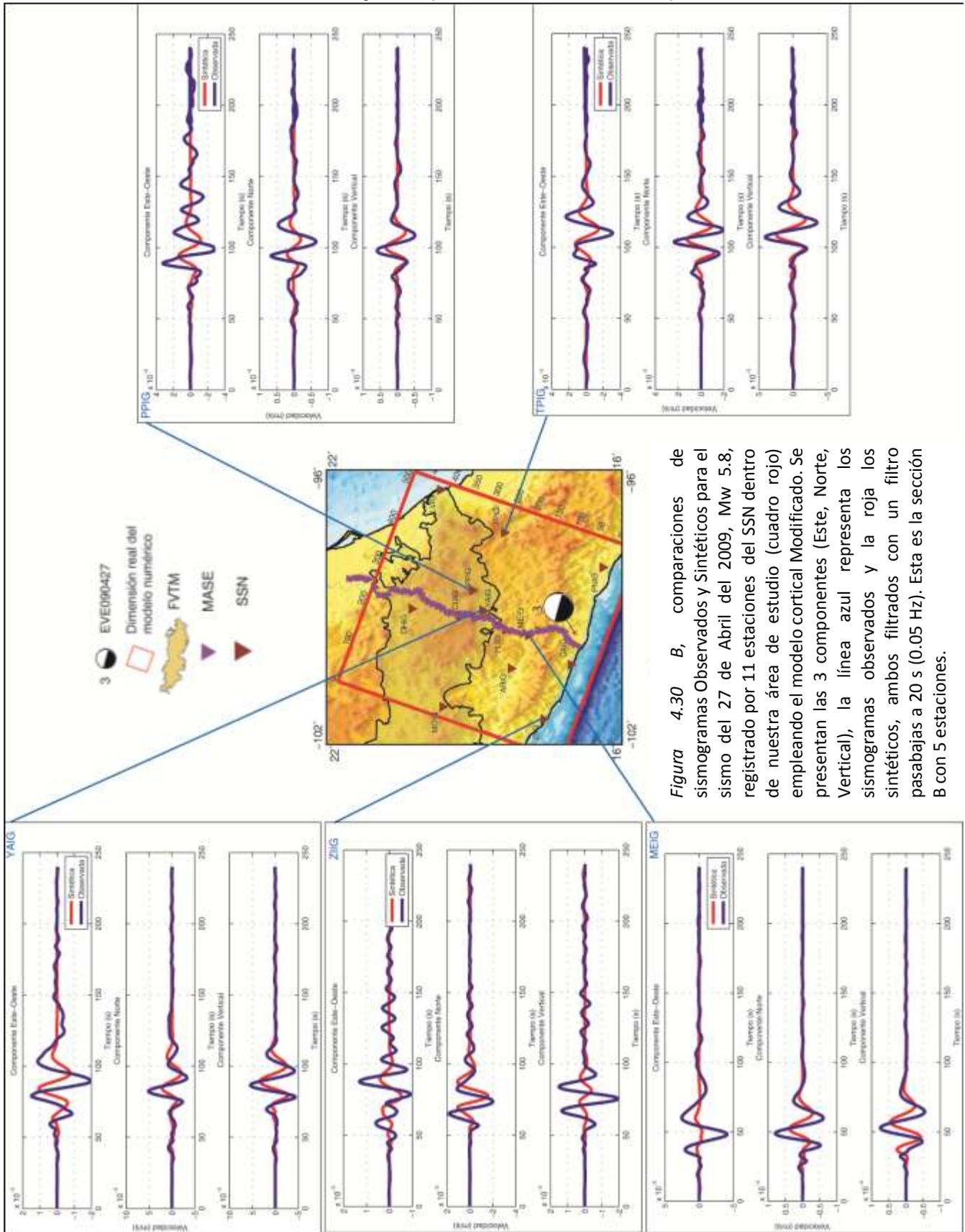


Figura 4.30 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

4.2.4.3 Evento 4 con modelo Modificado EVE090522 (Estaciones SSN sección A)

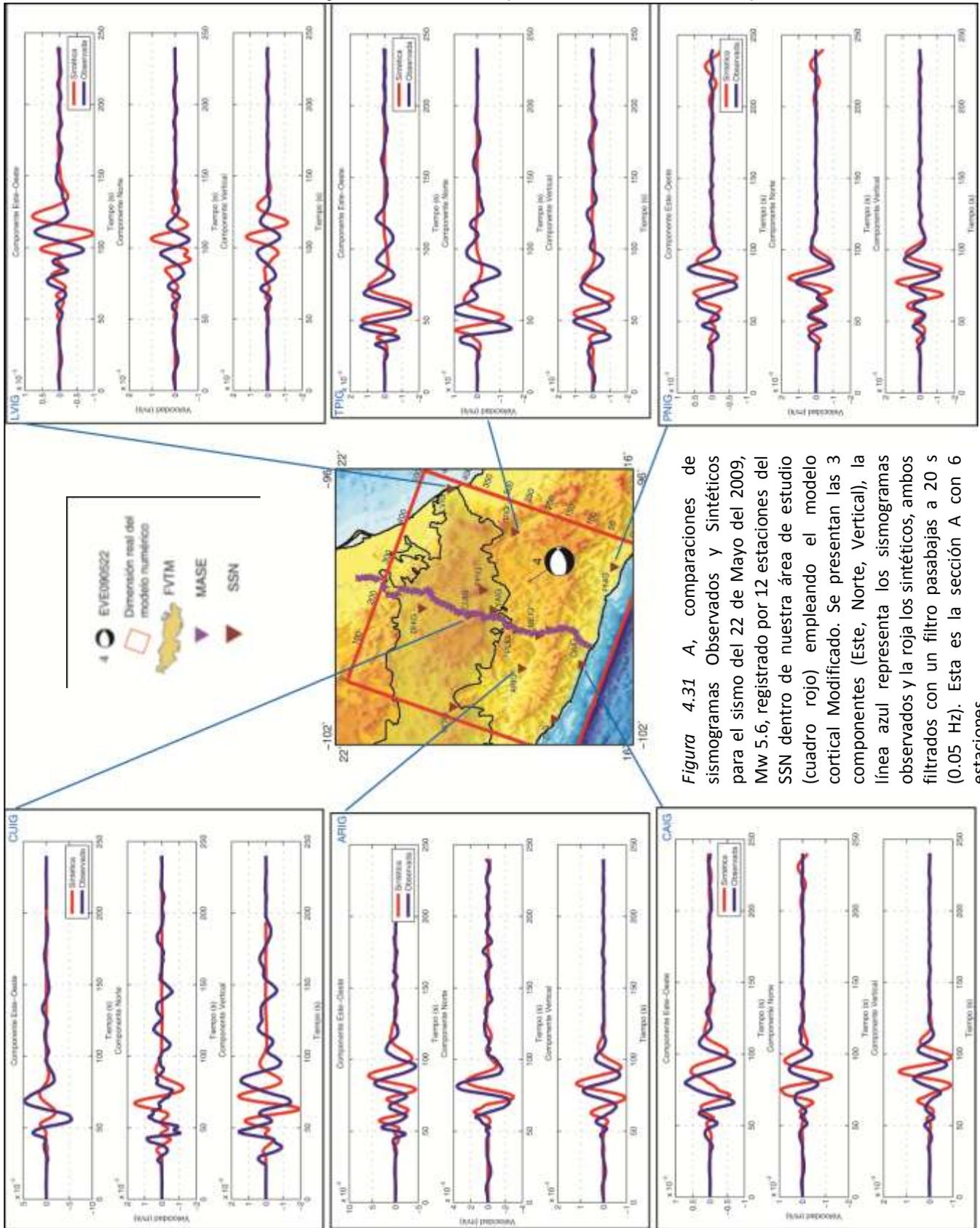


Figura 4.31 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección B)

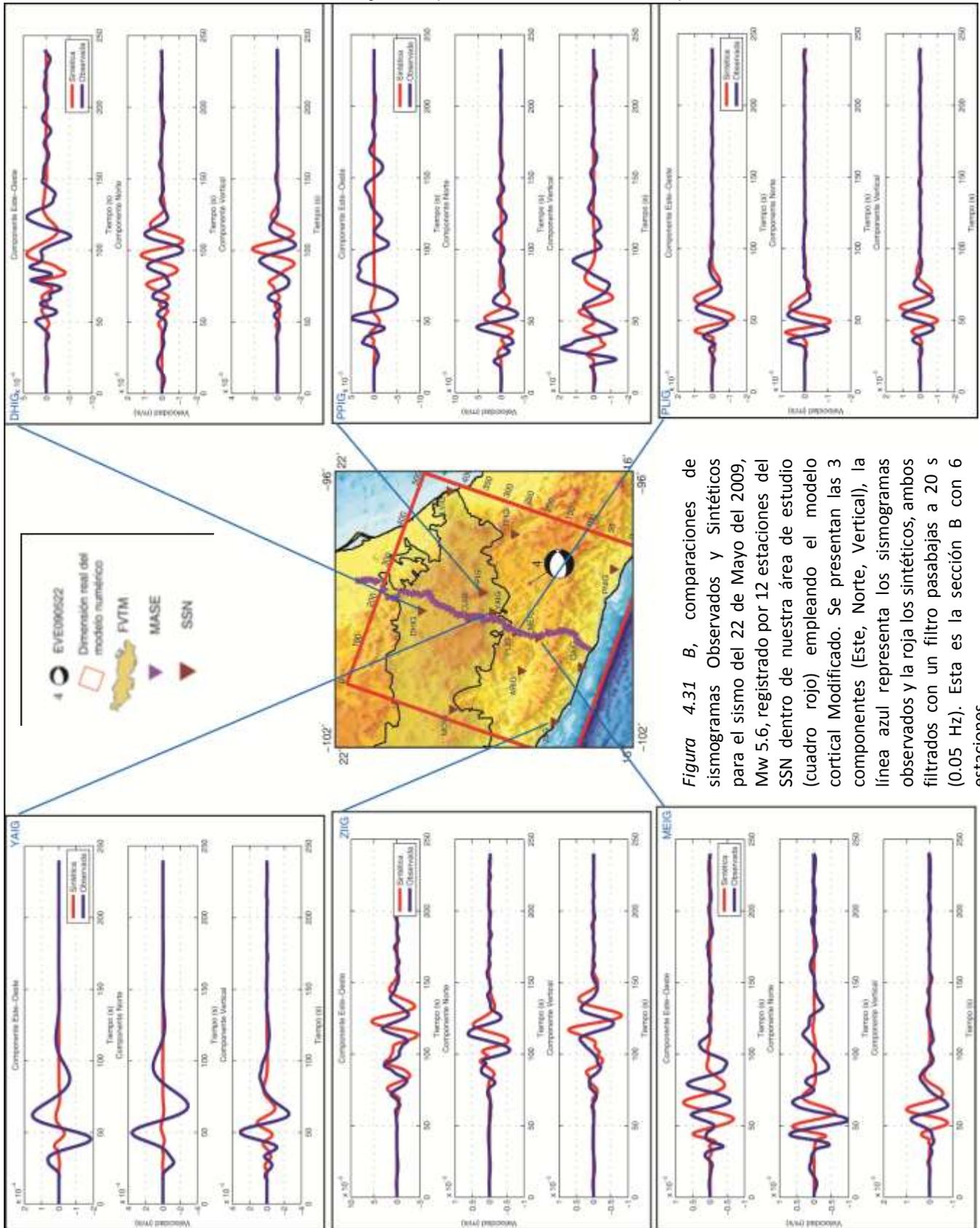


Figura 4.31 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 20 s (0.05 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

4.3 Error en las predicciones teóricas en función de la frecuencia

Una comparación cuantitativa de los sismogramas sintéticos y observados mostrados en la Sección 4.2 permitiría comparar objetivamente la capacidad predictiva de los cuatro modelos corticales estudiados. A continuación se presentan mediadas de discrepancia entre dichos sismogramas en función de la frecuencia y en términos de la fase y la amplitud de las señales. Para ello se empleó la técnica de *multi-tapers* introducida en la Sección 3.5. Las medidas se realizaron a lo largo del arreglo MASE para los únicos dos eventos que ahí fueron registrados (Tabla 4.2).

EVENTO	FECHA	LONGITUD	LATITUD	PROFUNDIDAD (Km)	MECANISMO	Mw
1.EVE050814	14-Ago-05	-98.385	16.023	25.1	278/16/61	5.4
2.EVE070413	13-Abr-07	-100.351	17.219	37.5	278/75/85	5.9

Tabla 4.2 Nombre del evento, fecha, localización (longitud y latitud), profundidad, mecanismo y magnitud de los eventos que fueron registrados por las estaciones MASE en donde se realizaron las medidas con *multi-taper*. La solución CMT del primer evento fue tomada de Pacheco & Singh, 2010 y la del segundo evento de Singh et al., 2007.

Para el evento 1.-EVE050814 se obtuvieron las medidas con *multi-taper* para los desfases en tiempo y las diferencias en amplitudes para todas las estaciones disponibles en un rango de períodos de 2 a 50 segundos, i.e. de 5 a 0.02 Hz, para dos modelos corticales (Tabla 4.3). Las medidas de error de amplitud y fase reportadas en la Tabla 4.3 representan el promedio a lo largo de todo el arreglo. Las medidas en cada estación se presentan en las Figuras 4.33 y 4.35.

Modelos	$\overline{\delta \ln A}$	$\overline{\delta t}$	$\sigma^{\delta \ln A}$	$\sigma^{\delta t}$	# Estaciones
Campillo et al., 1996	0.09519393	8.91657214	0.83595544	2.8895944	34
Iglesias et al., 2010	0.06231811	3.15295467	0.32426343	0.96376458	38

Tabla 4.3 Valores del desfase en tiempo, diferencias de amplitud, varianza de los desfases en tiempo, varianza de las diferencias de amplitud y número total de estaciones seleccionadas por el *multi-taper*. Este número es menor que el utilizado para obtener las medidas a lo largo del arreglo debido a los criterios restrictivos de calidad numérica usados para obtener los promedios y varianzas en las medidas de *multi-taper*.

Para el evento 2.-EVE070413 las medidas de *multi-taper* se obtuvieron en el mismo rango de períodos que para el evento anterior en los cuatro modelos corticales. Así, las medidas de error de amplitud y fase reportadas en la Tabla 4.4 representan también el promedio a lo largo de todo el arreglo. Las medidas individuales por estación para este evento se presentan en las Figuras 4.32, 4.34, 4.36 y 4.37.

Modelos	$\overline{\delta \ln A}$	$\overline{\delta t}$	$\sigma^{\delta \ln A}$	$\sigma^{\delta t}$	# Estaciones
PREM	1.49956633	-0.82415685	0.7031419	2.75219003	12
Campillo et al.,1996	0.25755144	-4.44141439	0.43028771	1.39045126	38
Iglesias et al., 2010	1.05513329	-1.47225262	0.62816025	1.03112725	20
Modificado	0.7911289	-2.45057763	0.73998685	1.19011704	32

Tabla 4.4 Valores del desfasamiento en tiempo, diferencias de amplitud, varianza de los desfasamientos en tiempo, varianza de las diferencias de amplitud y número total de estaciones seleccionadas por el *multi-taper*. Este número es menor que el utilizado para obtener las medidas a lo largo del arreglo debido a los criterios restrictivos de calidad numérica usados para obtener los promedios y varianzas en las medidas de multi-taper.

4.3.1 Modelo 1- PREM, 1982

4.3.1.1 Evento 2 EVE070413

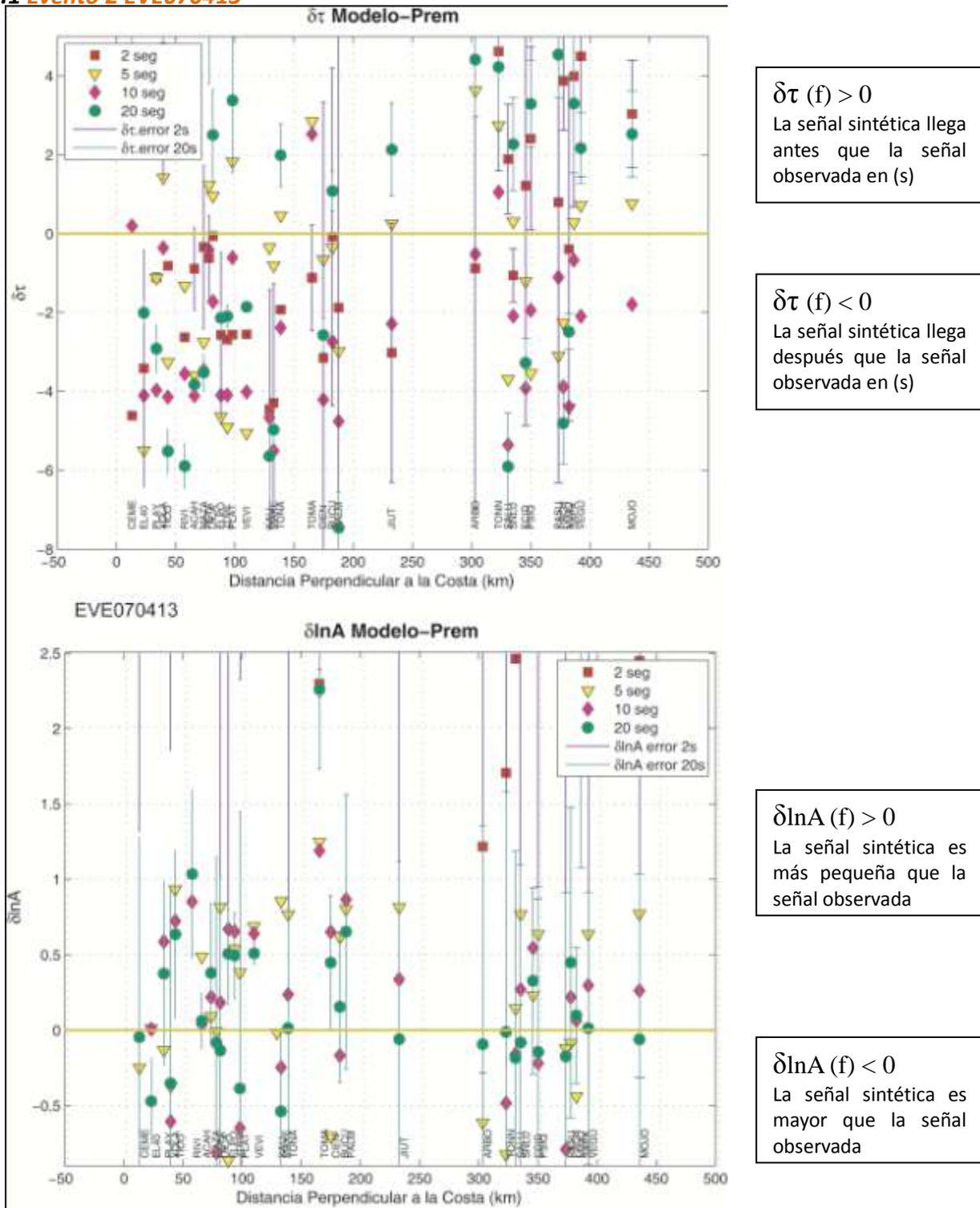
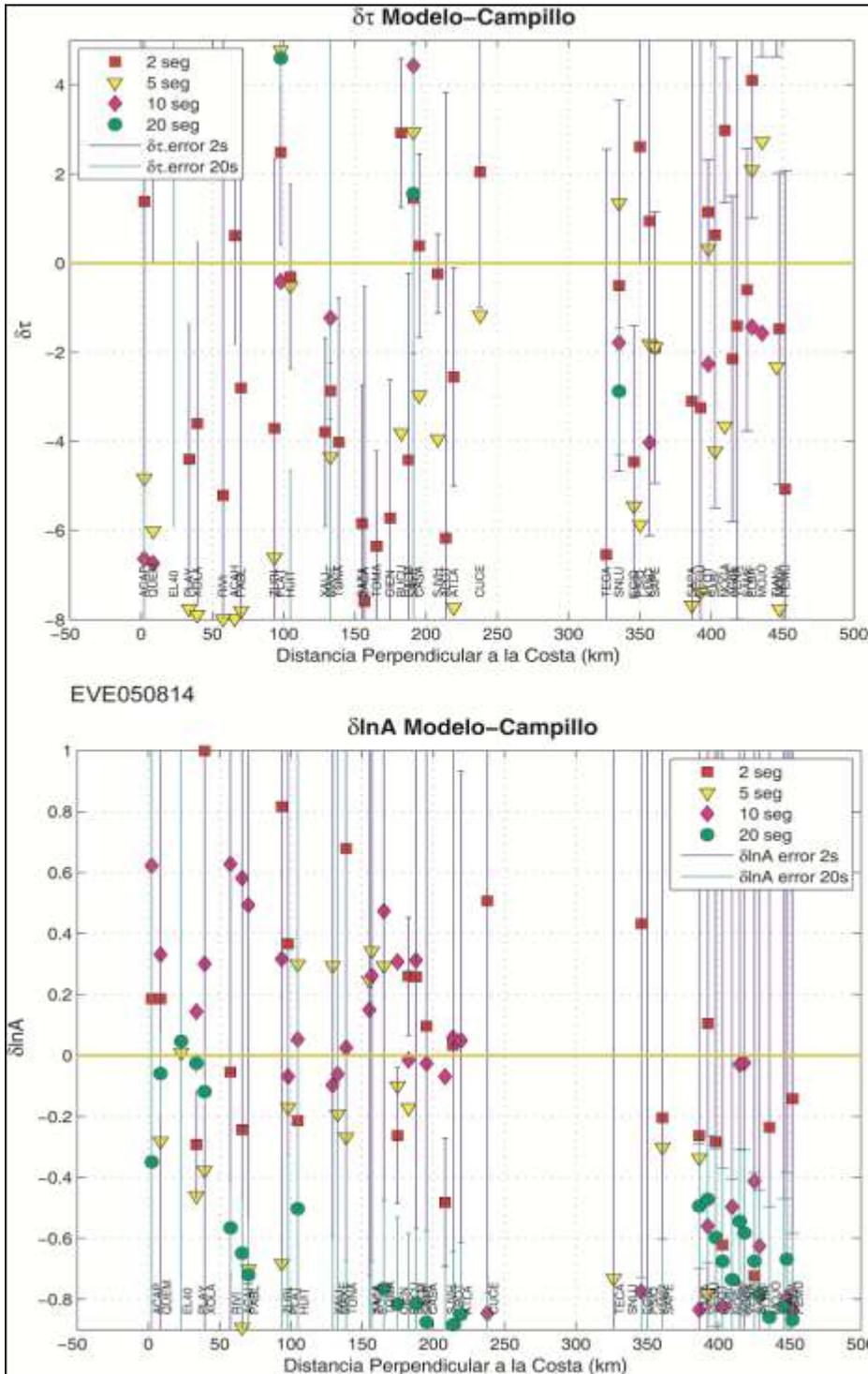


Figura 4.32 Medidas de *multi-taper* entre 2 y 20 s (i.e. de 0.5 a 0.05 Hz) con sus respectivos errores (barras verticales) para las discrepancias en fase $\delta\tau (f)$ (i.e. tiempos de arribo) (arriba) y en amplitud $\delta\ln A (f)$ (abajo). Para este evento y este modelo se emplearon 34 estaciones. Los nombres de las estaciones se encuentran en la parte inferior de cada imagen

4.3.2 Modelo 2- Campillo et al., 1996

4.3.2.1 Evento 1 EVE050814



$\delta\tau (f) > 0$
La señal sintética llega antes que la señal observada en (s)

$\delta\tau (f) < 0$
La señal sintética llega después que la señal observada en (s)

$\delta\ln A (f) > 0$
La señal sintética es más pequeña que la señal observada

$\delta\ln A (f) < 0$
La señal sintética es mayor que la señal observada

Figura 4.33, Medidas de multi-taper entre 2 y 20 s (i.e. de 0.5 a 0.05 Hz) con sus respectivos errores (barras verticales) para las discrepancias en fase $\delta\tau (f)$ (i.e. tiempos de arribo) (arriba) y en amplitud $\delta\ln A (f)$ (abajo). Para este evento y este modelo se emplearon 44 estaciones. Los nombres de las estaciones se encuentran en la parte inferior de cada imagen.

4.3.2.2 Evento 2 EVE070413

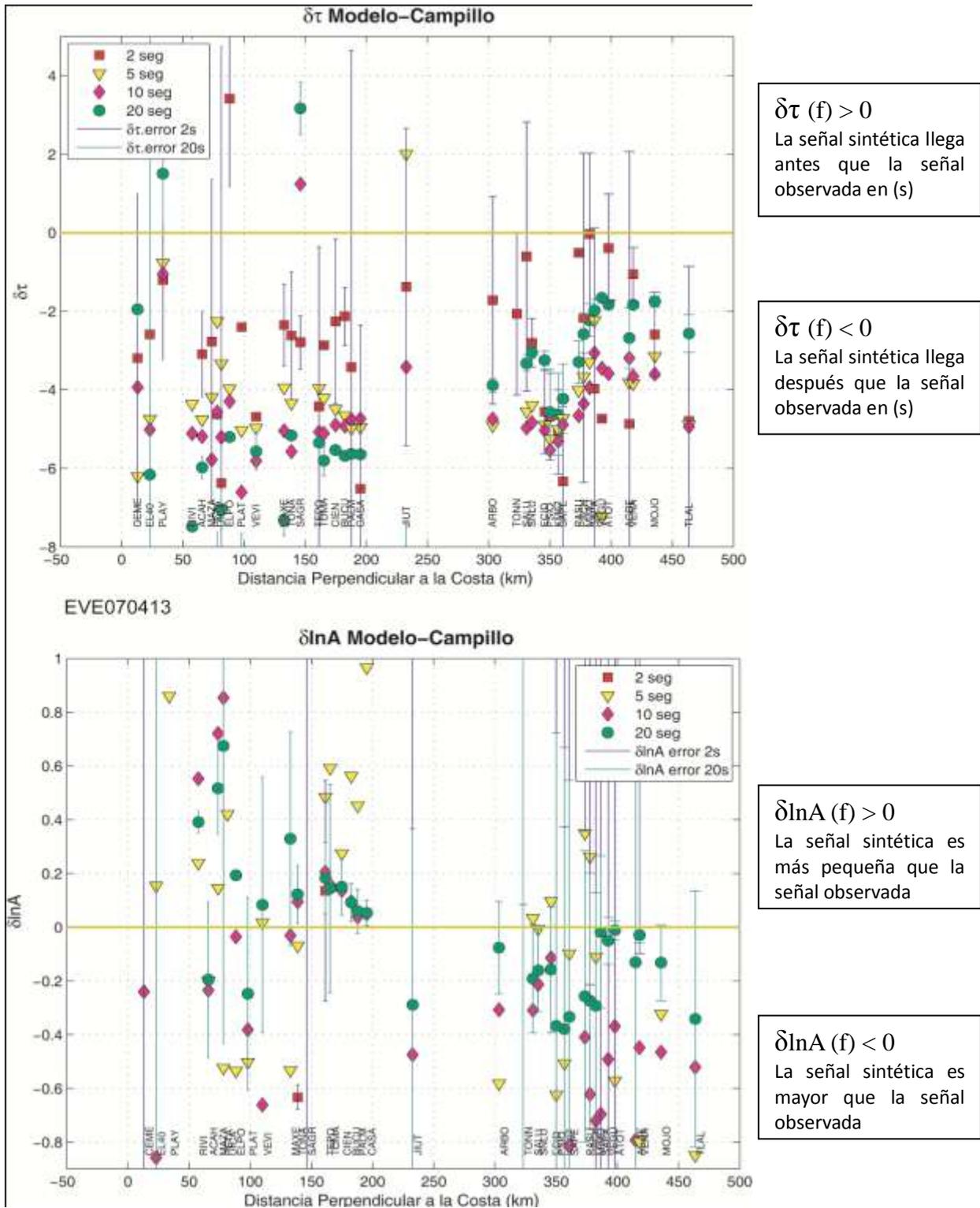


Figura 4.34, Medidas de multi-taper entre 2 y 20 s (i.e. de 0.5 a 0.05 Hz) con sus respectivos errores (barras verticales) para las discrepancias en fase $\delta\tau (f)$ (i.e. tiempos de arribo) (arriba) y en amplitud $\delta \ln A (f)$ (abajo). Para este evento y este modelo se emplearon 39 estaciones. Los nombres de las estaciones se encuentran en la parte inferior de cada imagen.

4.3.3 Modelo 3- Iglesias et al., 2010

4.3.3.1 Evento 1 EVE050814

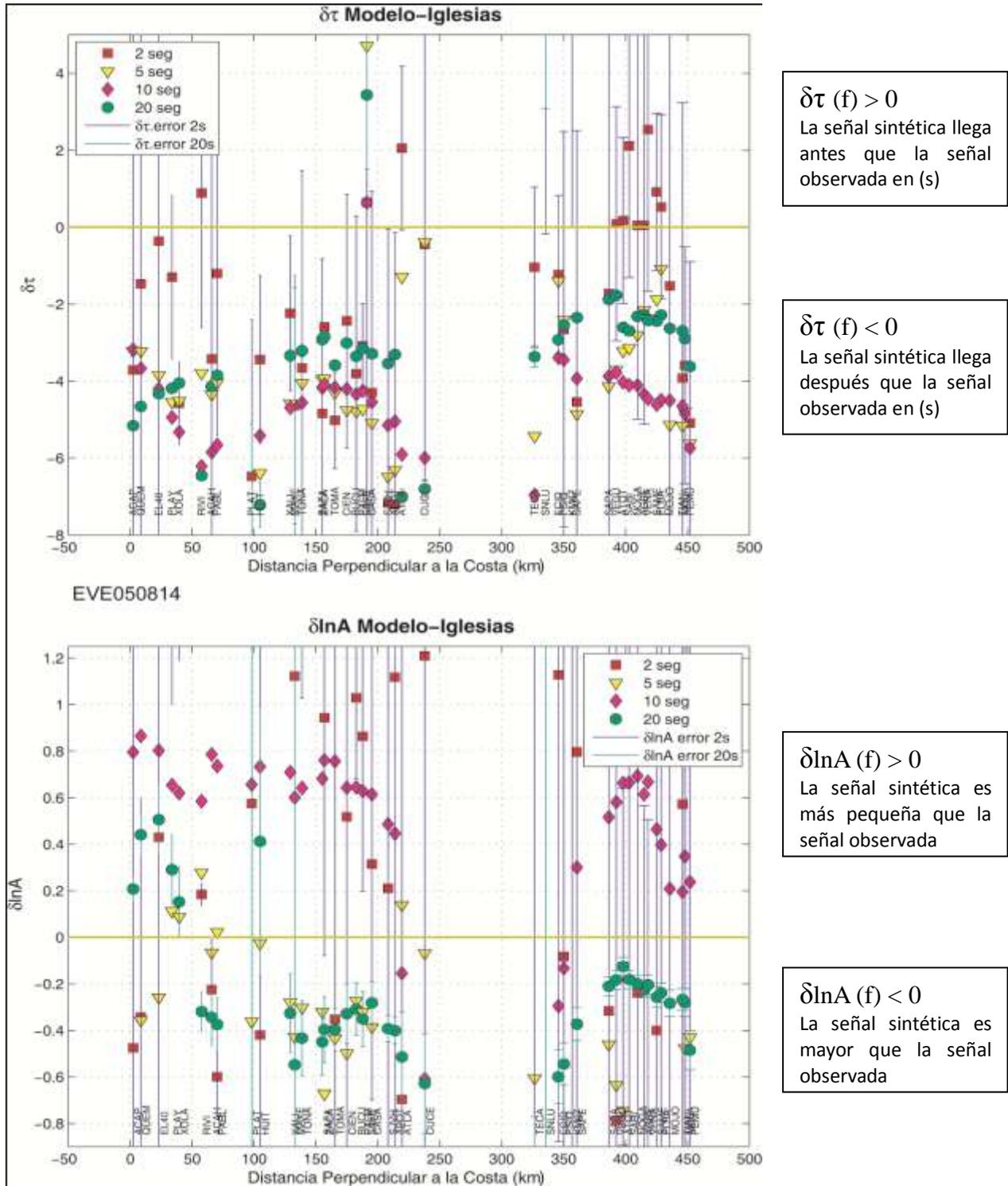
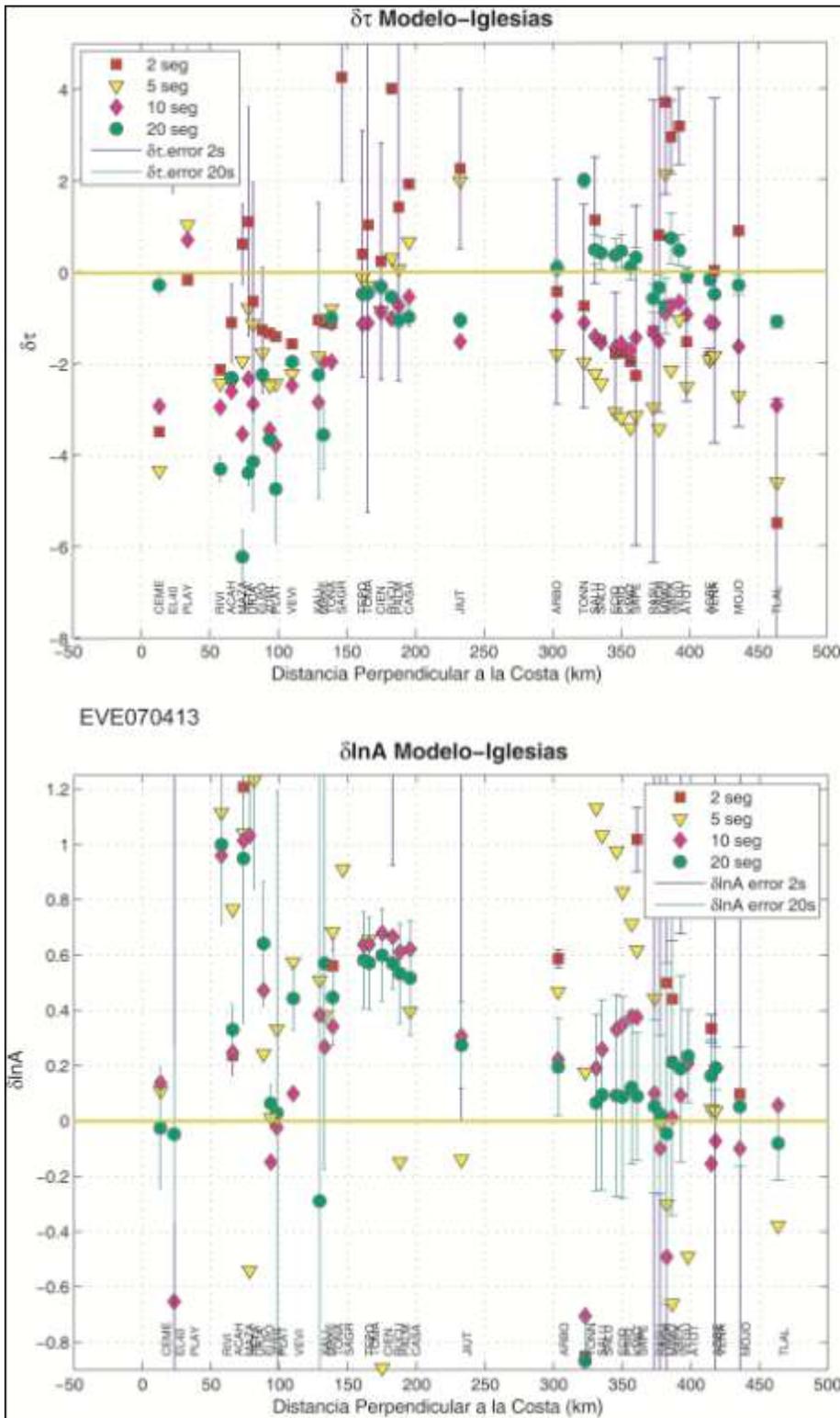


Figura 4.35, Medidas de *multi-taper* entre 2 y 20 s (i.e. de 0.5 a 0.05 Hz) con sus respectivos errores (barras verticales) para las discrepancias en fase $\delta\tau(f)$ (i.e. tiempos de arribo) (arriba) y en amplitud $\delta\ln A(f)$ (abajo). Para este evento y este modelo se emplearon 44 estaciones. Los nombres de las estaciones se encuentran en la parte inferior de cada imagen.

4.3.3.2 Evento 2 EVE070413



$\delta\tau (f) > 0$
La señal sintética llega antes que la señal observada en (s)

$\delta\tau (f) < 0$
La señal sintética llega después que la señal observada en (s)

$\delta\ln A (f) > 0$
La señal sintética es más pequeña que la señal observada

$\delta\ln A (f) < 0$
La señal sintética es mayor que la señal observada

Figura 4.36, Medidas de *multi-taper* entre 2 y 20 s (i.e. de 0.5 a 0.05 Hz) con sus respectivos errores (barras verticales) para las discrepancias en fase $\delta\tau (f)$ (i.e. tiempos de arribo) (arriba) y en amplitud $\delta\ln A (f)$ (abajo). Para este evento y este modelo se emplearon 41 estaciones. Los nombres de las estaciones se encuentran en la parte inferior de cada imagen.

4.3.4 Modelo 4- Modelo Modificado

4.3.4.1 Evento 2 FVF070413

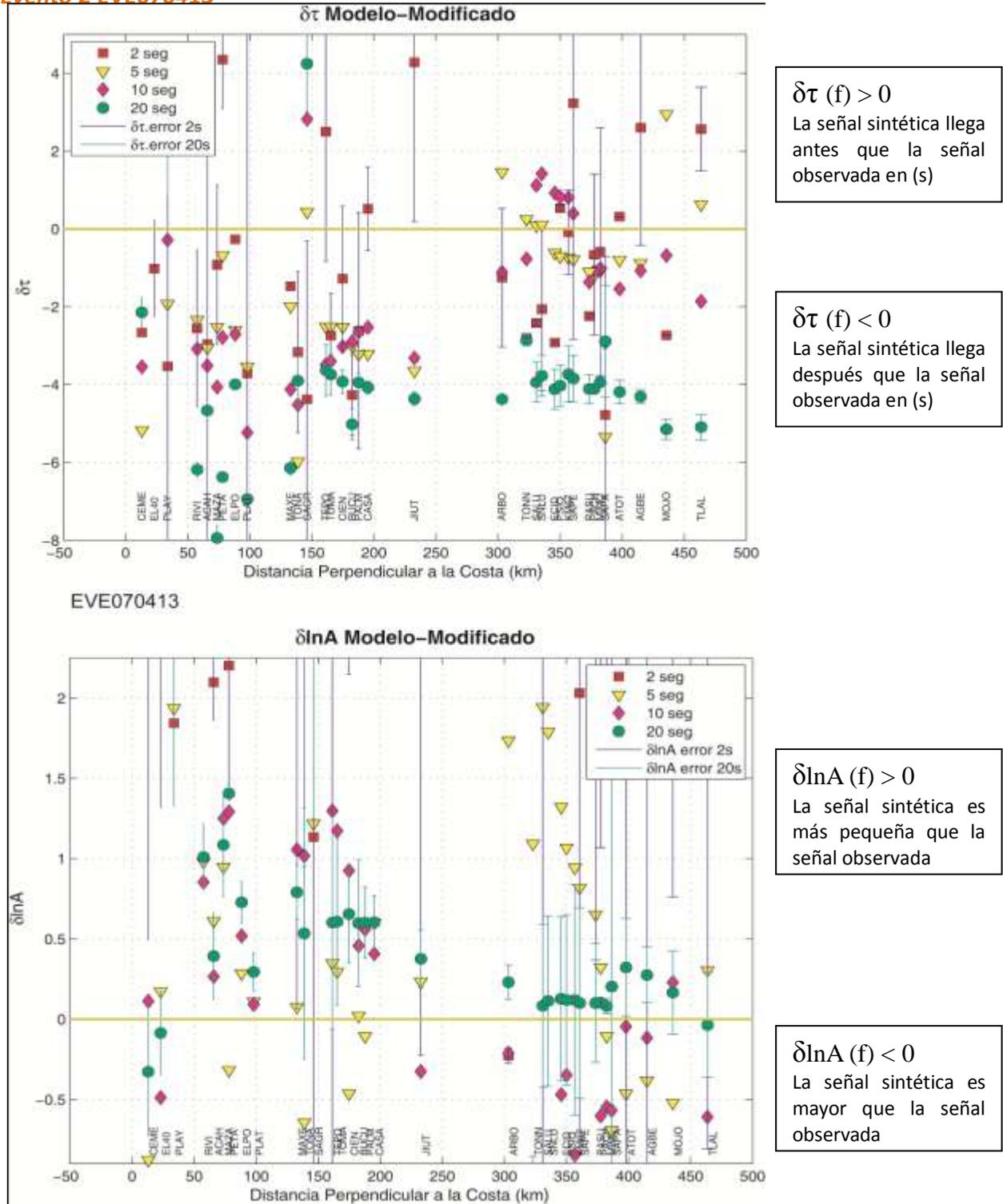


Figura 4.37, Medidas de *multi-taper* entre 2 y 20 s (i.e. de 0.5 a 0.05 Hz) con sus respectivos errores (barras verticales) para las discrepancias en fase $\delta\tau(f)$ (i.e. tiempos de arribo) (arriba) y en amplitud $\delta\ln A(f)$ (abajo). Para este evento y este modelo se emplearon 35 estaciones. Los nombres de las estaciones se encuentran en la parte inferior de cada imagen.

Capítulo 5

Análisis e interpretación de los resultados

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

5.1 Comparación espectral de los modelos

Con base en las medidas que se obtuvieron con el *multi-taper* en el capítulo anterior (secciones 4.3.1 a 4.3.4), en este capítulo se presentan mapas del error, en fase y amplitud, en función de la distancia perpendicular a la costa y el período. Los mapas presentados corresponden a los eventos EVE050814 y EVE070413 (eventos 1 y 2 respectivamente) que son los únicos registrados a lo largo del arreglo MASE. Para el evento 1 se presentan mapas para los modelos Campillo et al. (1996) e Iglesias et al. (2010); mientras que para el evento 2 (sismo de Atoyac) se presentan los cuatro modelos: PREM (1982); Campillo et al. (1996); Iglesias et al. (2010); y Modificado.

La cantidad de estaciones del arreglo MASE que se encuentran dentro de la región de estudio (cuadro rojo de la Fig.4.1) son 88, de las cuales registraron en promedio 73 estaciones por evento. En la primera parte de este capítulo (Sección 5.1.1), que se desprende de la comparación de sismogramas para el evento 1 EVE050814, trabajamos con un total de 44 estaciones; mientras que para el evento 2 EVE070413 (Sección 5.1.2), con un total de 45 estaciones. Esto se debe a que muchas de las estaciones presentaron errores de adquisición en dos o más componentes (e.g. errores instrumentales debido a problemas de calibración en el equipo, pérdida de señal durante la transmisión, etc.).

Al emplear el *multi-taper* para cuantificar los desajustes en fase y amplitud asociadas a cada modelo (ver Sección 4.3), la cantidad de estaciones por evento y por modelo se reduce debido a las condiciones numéricas de calidad que deben satisfacer las medidas de desajuste. Estas condiciones garantizan que las medidas del *multi-taper* satisfacen los criterios mencionados en la sección 3.5, que dan certidumbre en la interpretación de las medidas al desechar estaciones en donde la disparidad de las señales es demasiado grande. Por otro lado, por falta de tiempo no pudieron ser evaluados, para el evento 1.EVE050814, los modelos PREM y Modificado. De esta manera, la cantidad de estaciones por evento y por modelo es la siguientes :

Evento	PREM (1982)	Campillo et al., 1996	Iglesias et al., 2010	Modificado
1- EVE050814	-	44 estaciones	44 estaciones	-
2.-EVE070413	34 estaciones	39 estaciones	41 estaciones	35 estaciones

En esta sección analizaremos los mapas de desajuste para los diferentes modelos comparándolos con las secciones corticales de velocidad. Los desajustes mostrados en los mapas a través de la escala de colores pueden asociarse con perturbaciones de velocidad necesarias, en el modelo analizado, para mejorar su predicción para una distancia y un periodo dado. Por supuesto, la profundidad de las perturbaciones, que depende del período analizado, no sólo está dada por la longitud de onda asociada, sino por el máximo del kernel de sensibilidad de las ondas superficiales del período de interés. Para complementar el análisis, nos valimos de las observaciones para períodos específicos reportados en las imágenes de la sección 4.3.

5.1.1 Evento 1 EVE050814

Modelo cortical Campillo et al., 1996

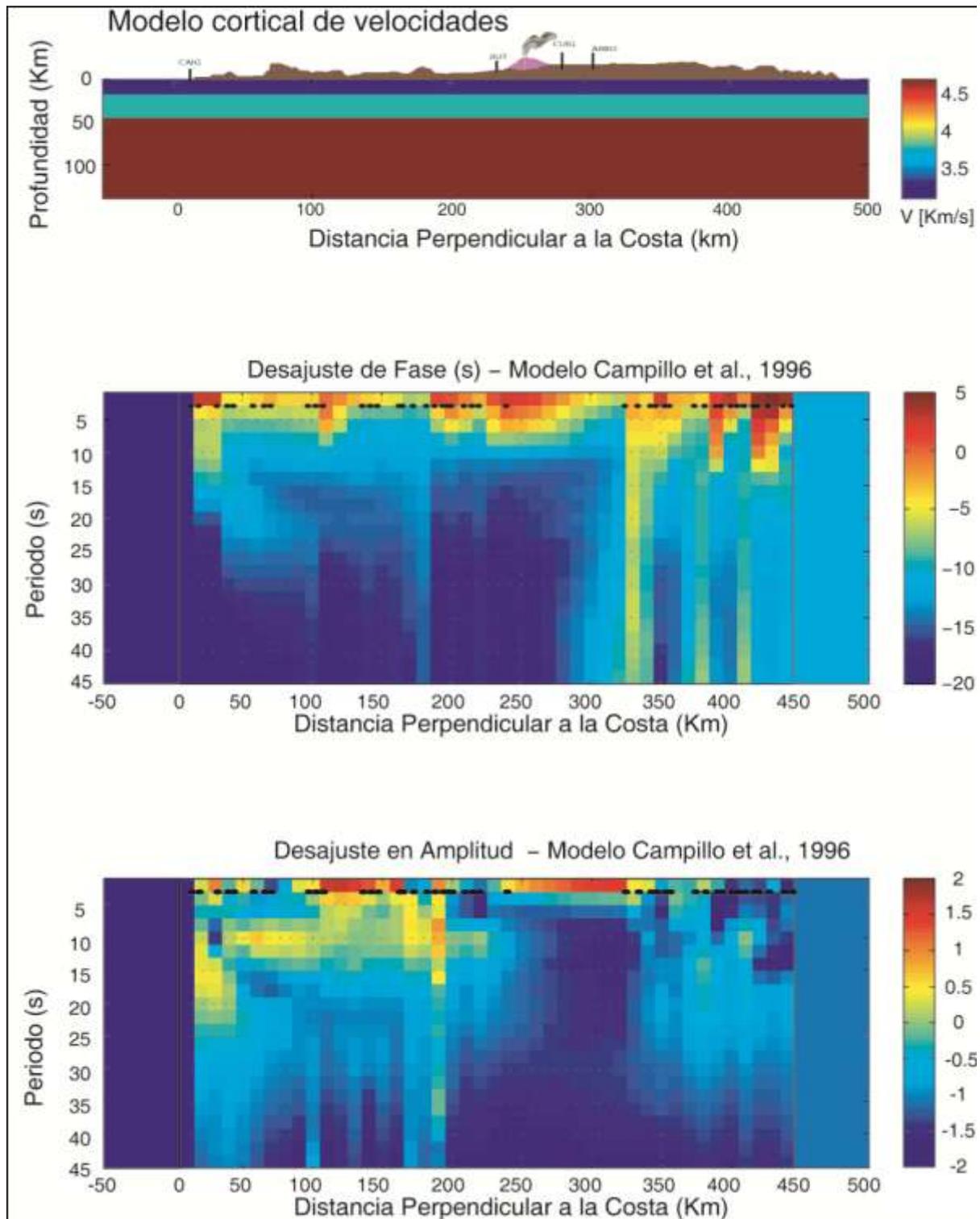


Figura 5.1 Resultados del análisis espectral para el evento 1 EVE050814 en el modelo cortical de velocidades propuesto por Campillo et al. (1996) (Sección 3.4), Modelo cortical de velocidades de ondas S (arriba), desajuste en fase (en medio) y desajuste en amplitud (abajo) para periodos de 2-50 s (0.5-0.02 Hz). Los puntos negros muestran las estaciones usadas en el análisis.

Evento 1 EVE050814

Modelo cortical Iglesias et al., 2010

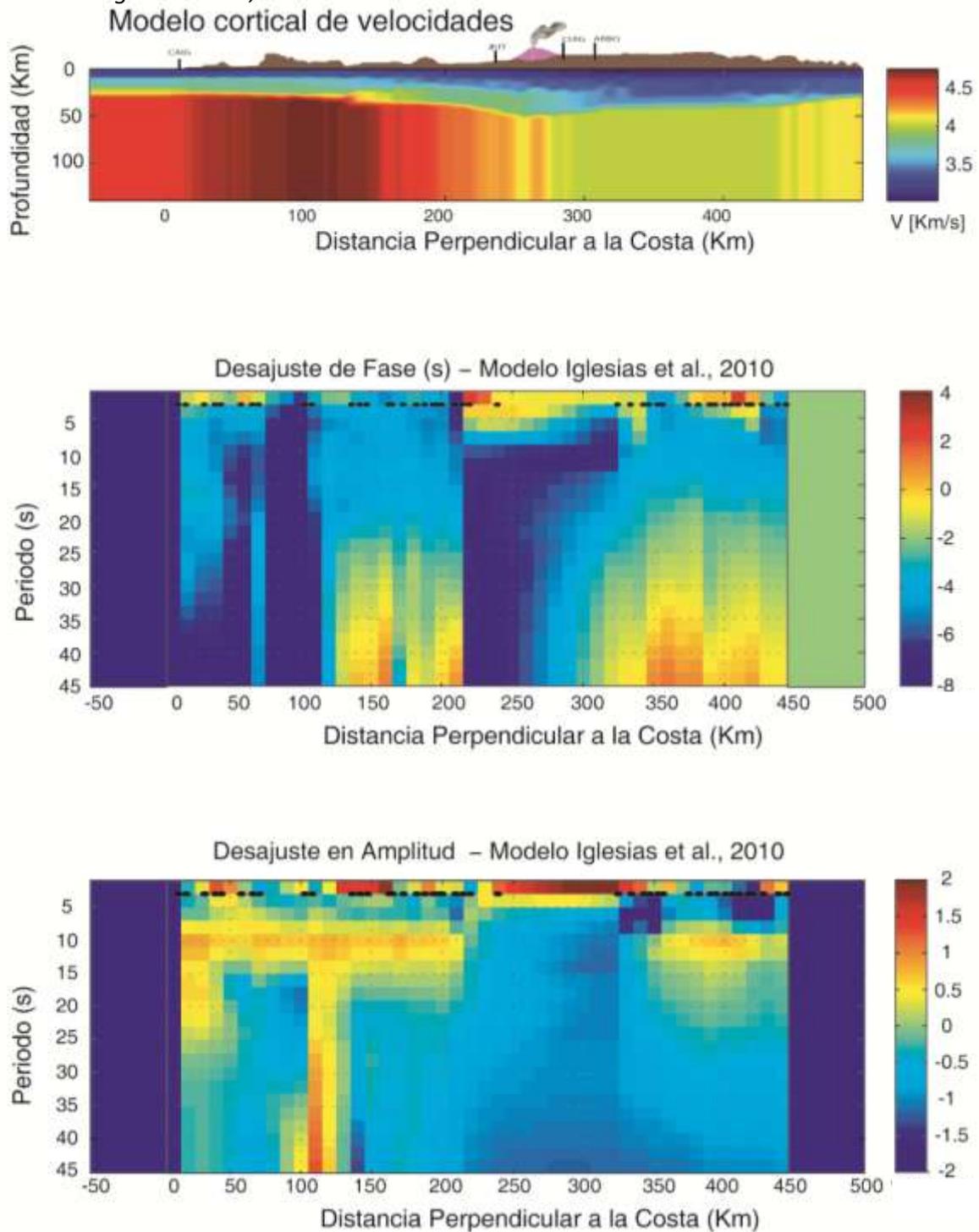


Figura 5.2 Resultados del análisis espectral para el evento 1 EVE050814 en el modelo cortical de velocidades propuesto por Iglesias et al. (2010) (Sección 3.4), Modelo cortical de velocidades de ondas S (arriba), desajuste en fase (en medio) y desajuste en amplitud (abajo) para periodos de 2-50 s (0.5-0.02 Hz). Los puntos negros muestran las estaciones usadas en el análisis.

Para el evento 1 en el modelo de Campillo et al. (Figura 5.1) los mejores ajustes en fase se observan para períodos menores a 10 s (0.1 Hz) en la FVTM y en el trasarco. Para períodos mayores a 20 s la escala de color se empieza a saturar cobrando valores de -10 a -20 s aproximadamente, lo que significa que las señales sintéticas llegan mucho después que las observadas. El desfaseamiento es mucho mayor en el antearco hasta una distancia de 280 km. En la Figura 4.33, que muestra las mismas medidas pero para períodos específicos, los datos más consistentes corresponden a períodos cortos entre 2 y 5 s con un retraso general de las señales sintéticas de 2 a 8 s. Este rasgo, asociado a la estructura más superficial del modelo, va acompañado de valores positivos de amplitud en tres regiones: a 20 km de la costa, entre 100 y 150 km y alrededor de 340 km. Esto puede explicarse por la ausencia de estructuras geológicas locales en el modelo cortical de velocidades, como depósitos sedimentarios en cuencas profundas, que provocarían el atraso y la amplificación de las señales sintéticas necesarias para ajustar los datos. Por otro lado, en la parte inferior de la Figura 5.1 hay una zona entre 5 y 15 s (0.2 y 0.07 Hz) desde la costa y hasta 220 km donde las amplitudes predichas son menores (valores positivos de color amarillo). Es importante notar que este evento es el más cercano a la trinchera (Figura 3.11) y menos profundo (Tabla 3.1). Además, también se trata del evento más alejado horizontalmente del arreglo MASE (i.e. aproximadamente a 150 km de distancia), por lo que las ondas entre el foco y las estaciones en Guerrero viajan predominantemente a través del slab en direcciones de oblicuas a paralelas al rumbo del Moho. Esto sugiere que la discrepancia de amplitud en esa gran región entre 5 y 15 s esté asociada a la ausencia del slab (i.e. zona de baja velocidad) en el modelo de velocidad de Campillo et al.

Para el evento 1 en el modelo de Iglesias et al. 2010 identificamos rasgos parecidos a los descritos en el párrafo anterior para el modelo de Campillo et al. Para los períodos comprendidos entre 5 y 20 s los colores azules predominan principalmente en el antearco (entre la costa y 200 km), lo que revela un retraso de las señales sintéticas con respecto a las observadas (Figura 5.2, en medio). Sin embargo, el modelo predice mucho mejor los arribos para períodos entre 20 y 45 s a distancias de la costa mayores a 120 km, particularmente en el trasarco (i.e. > 300 km). Asimismo, de 2 a 5 s las predicciones en fase son mejores prácticamente a lo largo de todo el arreglo. Los colores saturados en azul rey representan retraso importante en las señales sintéticas con respecto a las observadas. Esta tendencia también se observa en la Fig. 4.35. Es interesante notar que, incluso con más claridad, en este modelo también se observa el desajuste en amplitud (subestimación) entre 5 y 15 s desde la costa hasta los 200 km que, como antes se explicó, podría asociarse a la ausencia de una zona de baja velocidad subhorizontal (i.e. corteza oceánica subducida, slab) en el modelo de velocidades. Excluyendo esta zona, para períodos mayores a 5 s, el modelo de Iglesias et al. 2010 predice bastante bien las amplitudes, con una pequeña sobreestimación generalizada (colores azul cielo).

5.1.2 Evento 2 EVE070413

Modelo cortical PREM, 1982

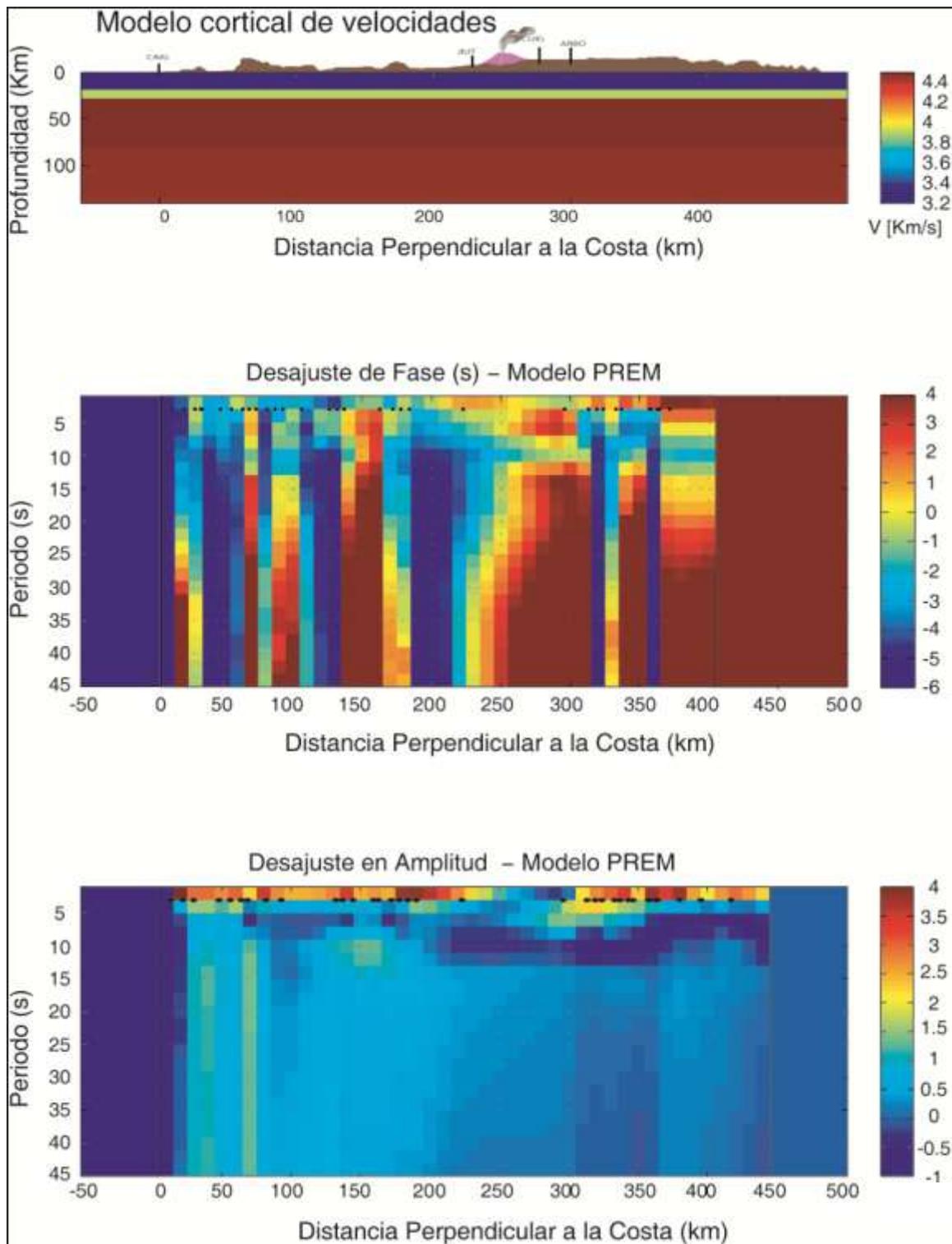


Figura 5.3 Resultados del análisis espectral para el evento 2 EVE070413 en el modelo cortical de velocidades propuesto por PREM (1982) (Sección 3.4), Modelo cortical de velocidades de ondas S (arriba), desajuste en fase (en medio) y desajuste en amplitud (abajo) para periodos de 2-50 s (0.5-0.02 Hz). Los puntos negros muestran las estaciones usadas en el análisis.

Ya que este es un modelo de velocidades de referencia global no esperamos que nuestra evaluación espectral revele predicciones teóricas satisfactorias para la parte central de México, donde la tectónica de subducción es particularmente complicada.

En la Figura 5.3 podemos observar que los mejores ajustes para el evento 2 (Atoyac) usando el Modelo PREM se tiene en las amplitudes (inferior), a excepción de una marcada zona azul rey entre 5 y 10 s que contrasta con el azul más claro. Esta zona representa los datos sintéticos con las mayores amplitudes. En la Figura 4.32 (capítulo 4) la diferencia de amplitudes para periodos de 20 s (0.05 Hz) en el trasarco es menor que en el antearco, seguidos de los de 10 s (0.1 Hz) que, para la zona del antearco, la mayoría de las estaciones presentan señales sintética más pequeñas que las observada. Aunque son escasos los datos para periodos cortos (i.e. 2 s), entre 2 y 5 s de manera general las señales sintéticas son más pequeña que la señal observada, como en los dos modelos anteriores. Mientras que en el desajuste en fase (arriba) tenemos varias estaciones con errores considerables, probablemente mucho se debe a la interpolación utilizada para generar la imagen. Es importante notar que para este modelo contamos tan sólo con 34 estaciones pues muchas formas de onda fueron rechazadas por los criterios de confiabilidad del *multi-taper*, situación que revela un desacuerdo generalizado entre las predicciones de PREM y los datos. Esto puede verse con los rojos saturados para periodos mayores a 20 s que revelan un adelanto considerable de los datos sintéticos respecto a los observados para períodos largos.

Para el mismo evento 2 pero con el modelo cortical de Campillo et al. (1996), en la Figura 5.4 (en medio) el desajuste en fase presenta una variación considerable en periodos cortos 2 s (0.5 Hz) cerca de la costa, por debajo de FVTM y en el trasarco. Sin embargo, las predicciones de fase para periodos mayores a 15 s (0.07 Hz) en el trasarco (> 300 km) son buenas. Por el contrario, de la costa al arco volcánico (< 300 km), las señales sintéticas llegan atrasadas, lo que indica que el modelo profundo (i.e. manto superior) en esa región es lento. Es notable, sin embargo, que el modelo predice correctamente las amplitudes a lo largo de todo el arreglo para períodos superiores a 10 s. Es pertinente observar los mismos datos con la Figura 4.34 (capítulo 4) donde se observa a primera vista que existe una tendencia generalizada de los datos sintéticos de llegar con retraso en comparación con los datos observados. Esto puede deberse a un error en el tiempo de origen del evento que se traduciría en la adición o sustracción de una constante en la figura de en medio. Siendo más específicos, en la zona del antearco las señales sintéticas llegan con un retraso promedio de entre 4 y 6 s para períodos entre 5 y 20 s, mismo que disminuye después de la FVTM. A pesar de la escases de datos en el arco volcánico, es interesante ver que para períodos cortos en dicha región el desajuste en fase es importante (i.e. señales sintéticas muy rápidas), revelando la carencia de bajas velocidades asociadas los depósitos sedimentarios y actividad volcánica cerca del Valle de México. En este caso para las medidas del *multi-taper* aquí presentadas quedaron 39 estaciones disponibles para analizar.

Evento 2 EVE070413

Modelo cortical Campillo et al., 1996

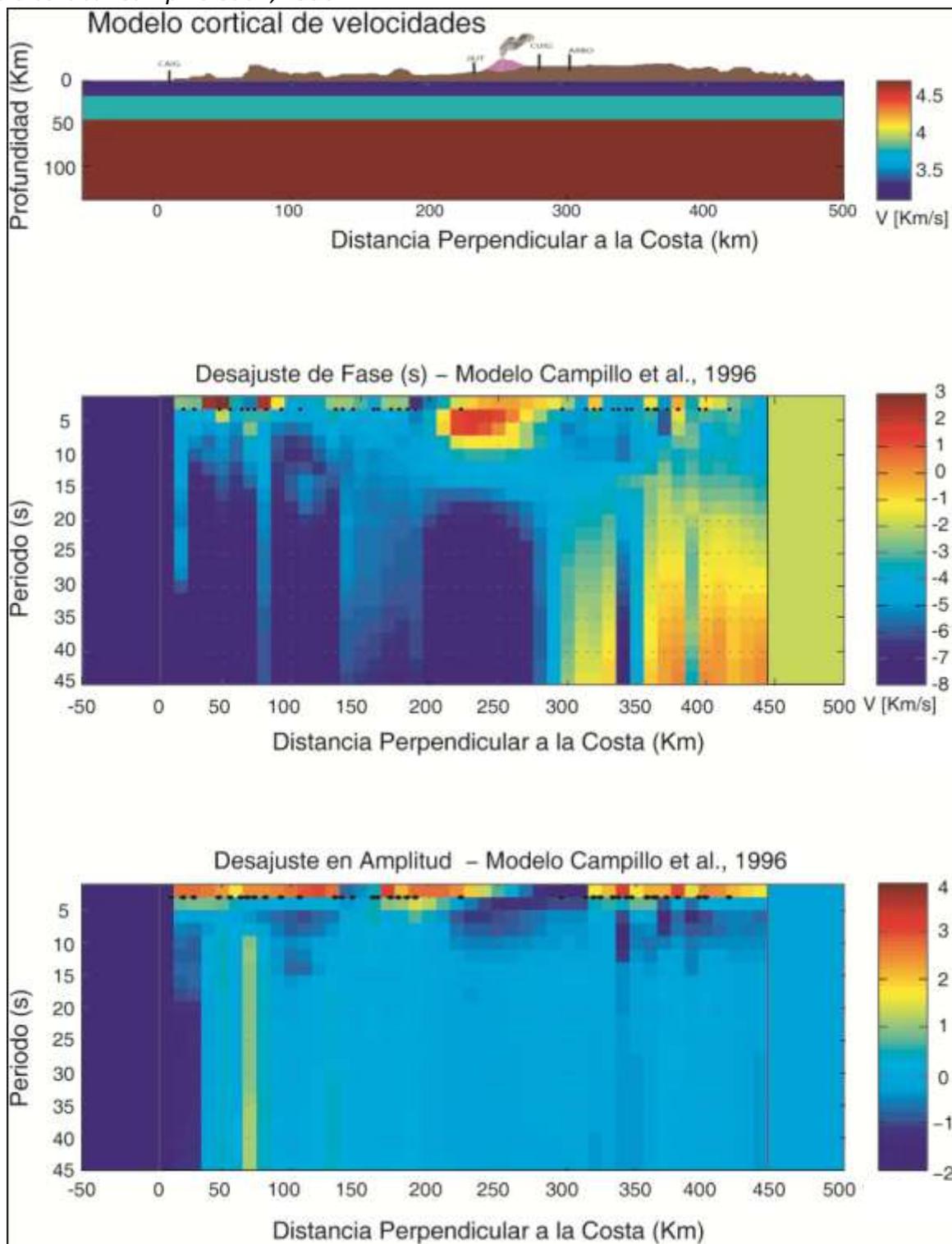


Figura 5.4 Resultados del análisis espectral para el evento 2 EVE070413 en el modelo cortical de velocidades propuesto por Campillo et al., 1996 (Sección 3.4), Modelo cortical de velocidades de ondas S (arriba), desajuste en fase (en medio) y desajuste en amplitud (abajo) para periodos de 2-50 s (0.5-0.02 Hz). Los puntos negros muestran las estaciones usadas en el análisis.

Evento 2 EVE070413

Modelo cortical Iglesias et al., 2010

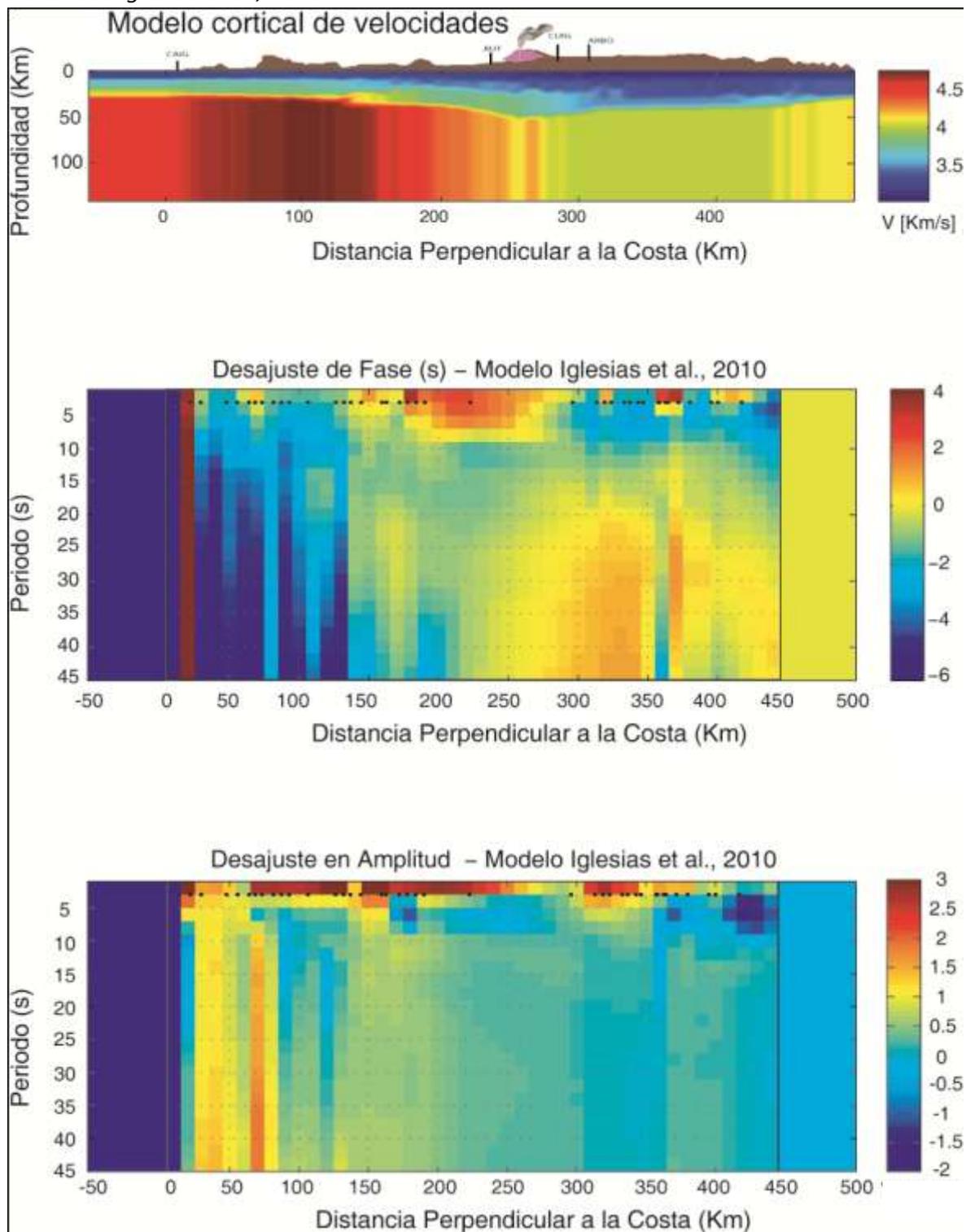


Figura 5.5 Resultados del análisis espectral para el evento 2 EVE070413 en el modelo cortical de velocidades propuesto por Modelo Iglesias et al., 2010 (Sección 3.4), Modelo cortical de velocidades de ondas S (arriba), desajuste en fase (en medio) y desajuste en amplitud (abajo) para periodos de 2-50 s (0.5-0.02 Hz). Los puntos negros muestran las estaciones usadas en el análisis.

Para el modelo de Iglesias et al. (2010) con datos del sismo 2 (Atoyac) en períodos mayores a 10 s y distancia a la costa mayores a 150 km, esta estructura es la que mejor predice tanto los tiempos de arribo como las amplitudes (Figura 5.5). Sin embargo, en la región cercana a la costa (< 150 km), la ausencia del slab en dicho modelo parece provocar un error tanto en los tiempos de arribo (adelanto) como en amplitud (subestimación), para períodos incluso mayores a 5 s. Asimismo, en períodos cortos (< 5 s) el modelo provoca un adelanto y una subestimación de las amplitudes en varias regiones, como lo es entre 50 y 150 km, y abajo y al norte de la FVTM, rasgos también presentes en los otros modelos que pueden asociarse a efectos superficiales (de sitio). De manera general, los colores amarillos representan señales sintéticas con amplitudes más pequeñas a las observadas. En la Figura 4.36 observamos cómo justo antes de la FVTM los períodos largos abundan y esto se traduce en que las señales sintéticas son más pequeñas que las señales observadas. En contraste y como ya se dijo, después del eje volcánico el ajuste es bueno para períodos mayores a 10 s (< 0.1 Hz). En la Figura 4.36 (arriba), la que muestra el desfase en tiempo, salvo períodos cortos, todos los demás llegan con un retraso entre 1 y 3 s sobre todo en el antearco. En general podemos ver que este modelo es el que mejor satisface tanto las fases como las amplitudes.

Para el modelo Modificado (Figura 5.6) con este mismo evento, los resultados son interesantes. En general, para períodos cortos (entre 2 y 10 s), el modelo predice considerablemente mejor que el modelo de Iglesias et al. La fase a lo largo de todo el modelo excepción, nuevamente, de ciertas estructuras superficiales, como lo es el arco activo. Sin embargo, las predicciones en fase empeoran notablemente para períodos mayores a 10 s en el antearco y mayores a 20 s en el trasarco con relación a Iglesias et al. Es también de gran interés notar cómo, entre 5 y 15 s en el trasarco (> 300 km), la fase mejoró notablemente a pesar de que el modelo Modificado sólo se diferencia del de Iglesias et al. en la presencia del slab en el antearco (i.e. < 250 km). Por el contrario, las predicciones se vieron afectadas con sobreestimaciones de la amplitud entre 5 y 10 s a partir de 200 km (i.e. franja horizontal en azul rey). Esta sobreestimación puede deberse a que la presencia del slab en el antearco favorece en exceso el desarrollo tanto de ondas superficiales como Lg a esos períodos. Si nos ayudamos con la Figura 4.37 el desajuste en tiempo para períodos de 2 s (0.5 Hz) es aceptable aunque existe una leve tendencia a atrasar las señales sintéticas, debido posiblemente a la zona de muy baja velocidad del slab. Para períodos más largos a 20 s confirmamos que el retraso de la señal se vuelve considerable.

Evento 2 EVE070413

Modelo cortical Modificado

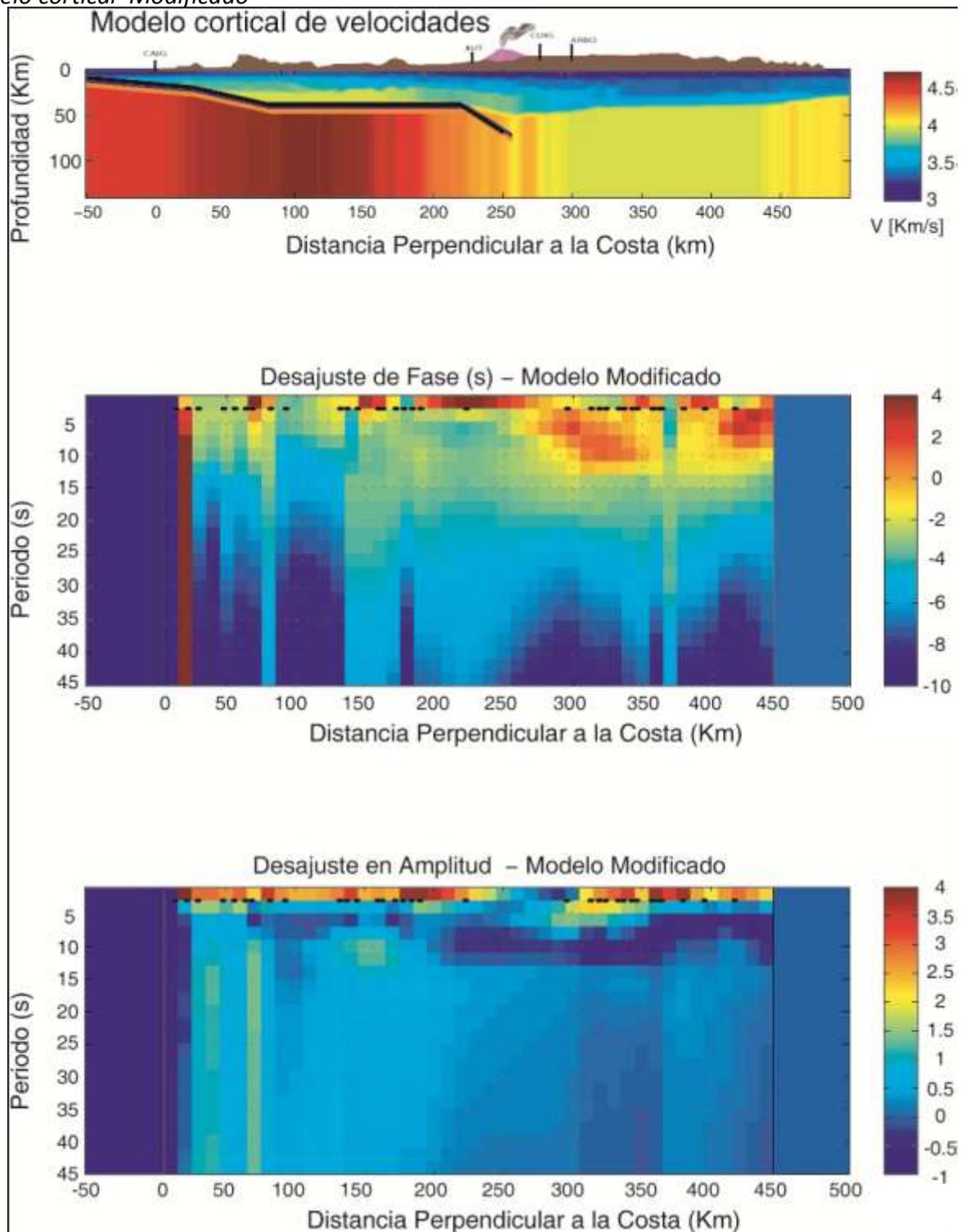


Figura 5.6 Resultados del análisis espectral para el evento 2 EVE070413 en el modelo cortical de velocidades propuesto por el Modelo Modificado (Sección 3.4), Modelo cortical de velocidades de ondas S (arriba), desajuste en fase (en medio) y desajuste en amplitud (abajo) para periodos de 2-50 s (0.5-0.02 Hz). Los puntos negros muestran las estaciones usadas en el análisis.

5.2 Evaluación global de los modelos

Con el fin de caracterizar de manera general la capacidad predictiva de cada uno de los cuatro modelos estudiados, en esta sección se presentan valores promedio por período tanto del error en fase como en amplitud. A pesar de reducir nuestras comparaciones a simples valores promedio a lo largo de toda la estructura, esto nos permitirá comparar objetivamente los modelos para cada uno de los dos eventos registrados en el arreglo MASE.

Evento 1 EVE050814

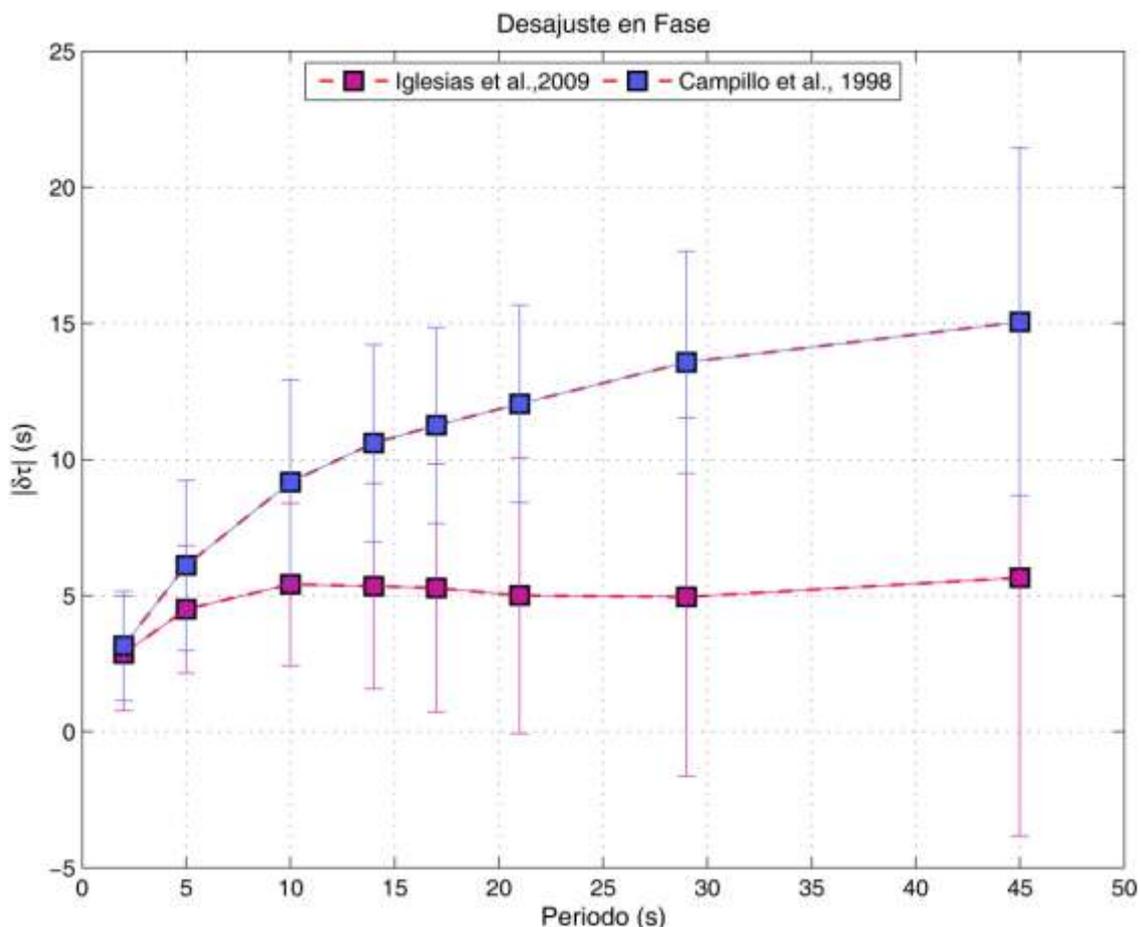


Figura 5.7 Desajuste promedio en fase (valor absoluto) a lo largo del arreglo MASE por período para el evento 1.EVE050814 en los modelos de Iglesias et al., 2010 (morado) y Campillo et al., 1996 (azul).

La Figura 5.7 muestra que el modelo que mejor explica los tiempos de arribo es el propuesto por Iglesias et al. (2010), con un desfase estable de 5 s para períodos mayores a 5 s. Por el contrario, los desfases con el modelo de Campillo et al. (1996) tienden a crecer con el período, como también lo hace en ambos modelos el error asociado. Ambos modelos resuelven casi de la misma manera la frecuencia más alta propuesta 2 s (0.5). Paradójicamente con lo que uno esperaría, las predicciones a períodos cortos (i.e. de 2 a 5 s) son las mejores en los dos modelos, a

pesar de que ambos fueron determinados a partir de la dispersión de ondas superficiales para períodos largos (> 5 s).

Evento 1 EVE050814

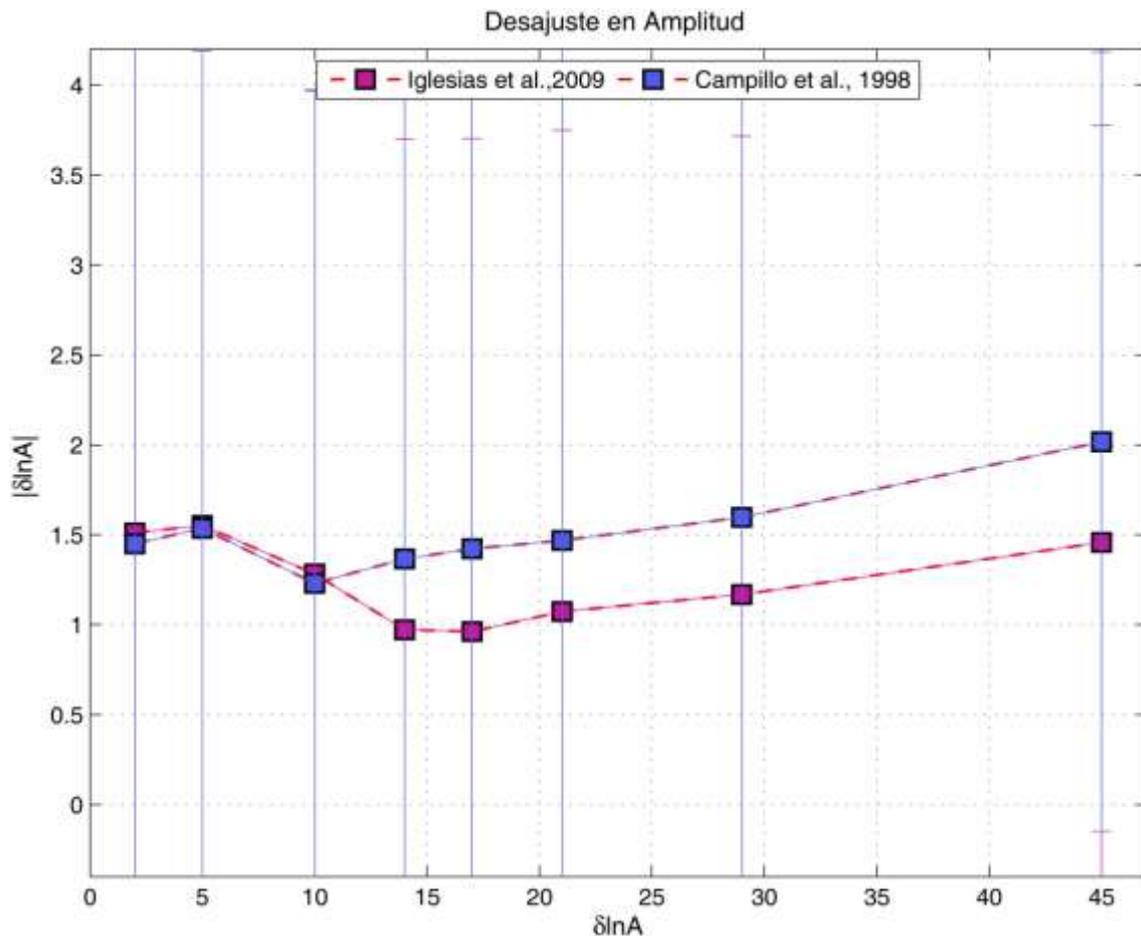


Figura 5.8 Desajuste promedio en amplitud (valor absoluto) a lo largo del arreglo MASE por período para el evento 1.EVE050814 en los modelos de Iglesias et al., 2010 (morado) y Campillo et al., 1996 (azul).

Aunque son menores las diferencias entre los modelos, el que mejor ajusta las amplitudes es también el propuesto por Iglesias et al. (2010), con una similitud entre ambos modelos para los primeros 10 s. Lo que aumenta de manera significativa es el error relativo que presentan los modelos. Dado que la trayectoria de las ondas para este evento hasta las estaciones en Guerrero es principalmente a través de la corteza oceánica somera (Figura 3.11), era de esperarse que sean períodos intermedios (i.e. de 10 a 20 s) los que minimicen el error en la amplitud.

Evento 1 EVE050814

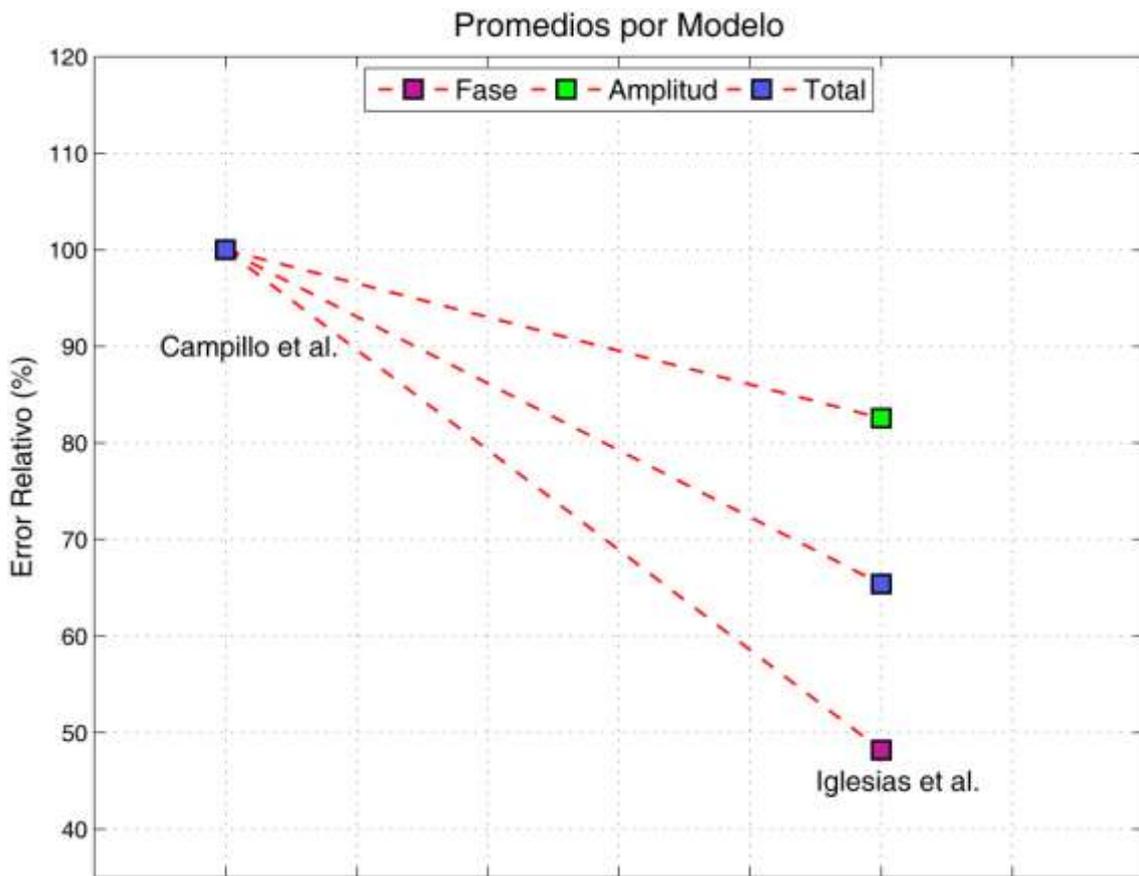


Figura 5.9 Promedios finales en porcentaje de error relativo para el evento EVE050814, con los dos modelos que se utilizaron para obtener las medidas de *multi-taper* que son: modelo Campillo et al., 1996, modelo Iglesias et al., 2010, para cada modelo se presenta el porcentaje de error relativo en fase (cuadro morado), amplitud (cuadro verde) y el Total (cuadro azul).

Para este evento en particular, la Figura 5.9 presenta los errores relativos promediados para todos los períodos. El modelo que presenta el menor error relativo (ER) total (tanto en fase como en amplitud) con un 65 % es el modelo Iglesias et al. (2010). Si se analizan por separado, este modelo posee un ER del 45 % en fase y del 82 % en amplitud. En total, se puede concluir que para el evento 1, el modelo de Iglesias et al. reduce de un 35% el error asociado al modelo de Campillo et al.

Evento 2 EVE070413 (Atoyac)

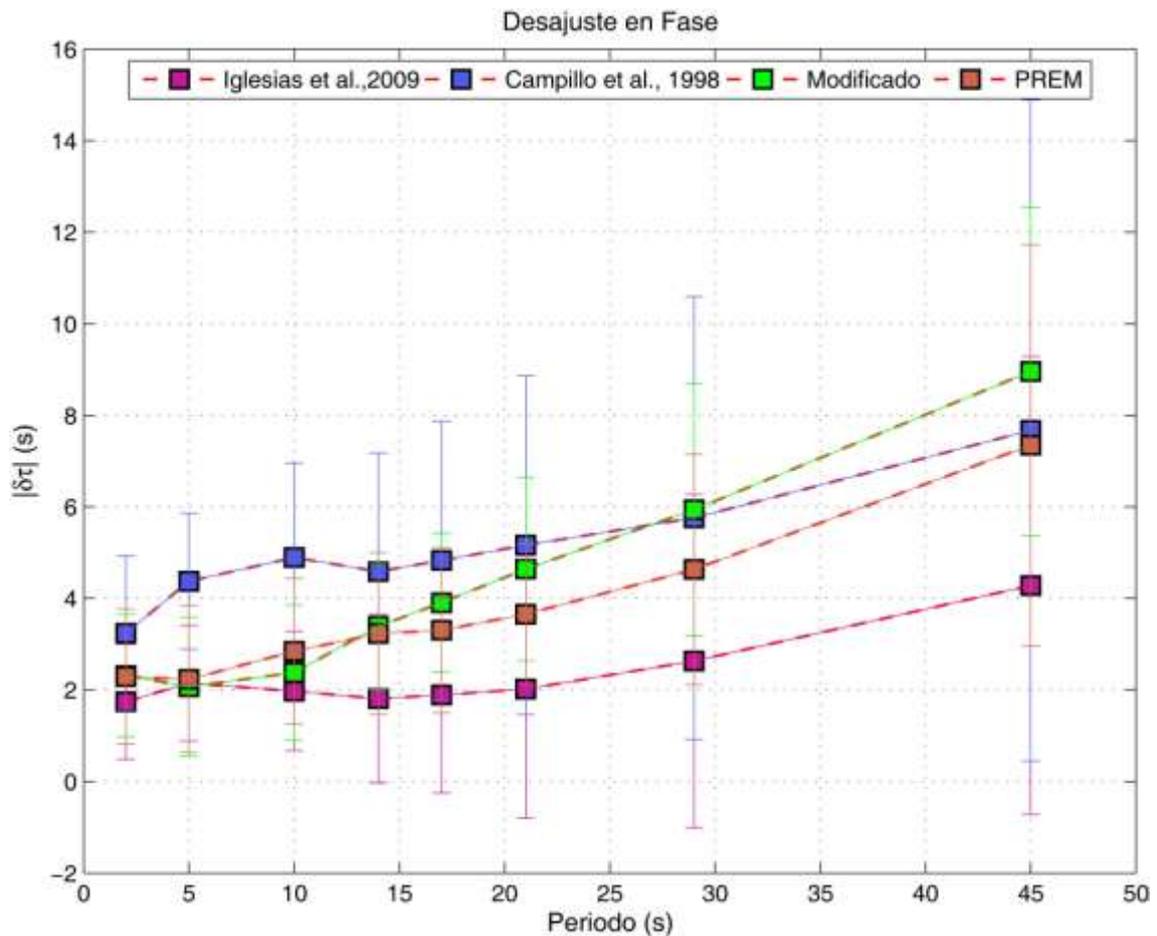


Figura 5.10 Desajuste promedio en fase (valor absoluto) a lo largo del arreglo MASE por período para el evento 2 EVE070413 en los modelos de Iglesias et al., 2010 (morado), Campillo et al., 1996 (azul), PREM (1982) (pardo) y Modificado (verde).

Para este evento (Figura 3.11) se obtuvieron las medidas de *multi-taper* para los 4 modelos corticales estudiados. En cuanto al error en fase, el mejor ajuste se obtuvo con el modelo Iglesias et al. para todos los períodos, con un valor cercano a 2 s para períodos menores a 30 s (Figura 5.10). En general el error en fase crece con el período en todos los modelos. El siguiente modelo que mejor ajusta la fase es el modelo PREM (1982). Esto probablemente se debe a que la velocidad media en las capas superiores de la Tierra está bien determinada, mientras que el modelo Modificado resuelve mejor que el modelo Campillo (1996) para períodos menores a 20 s (0.05 Hz).

Evento 2 EVE070413

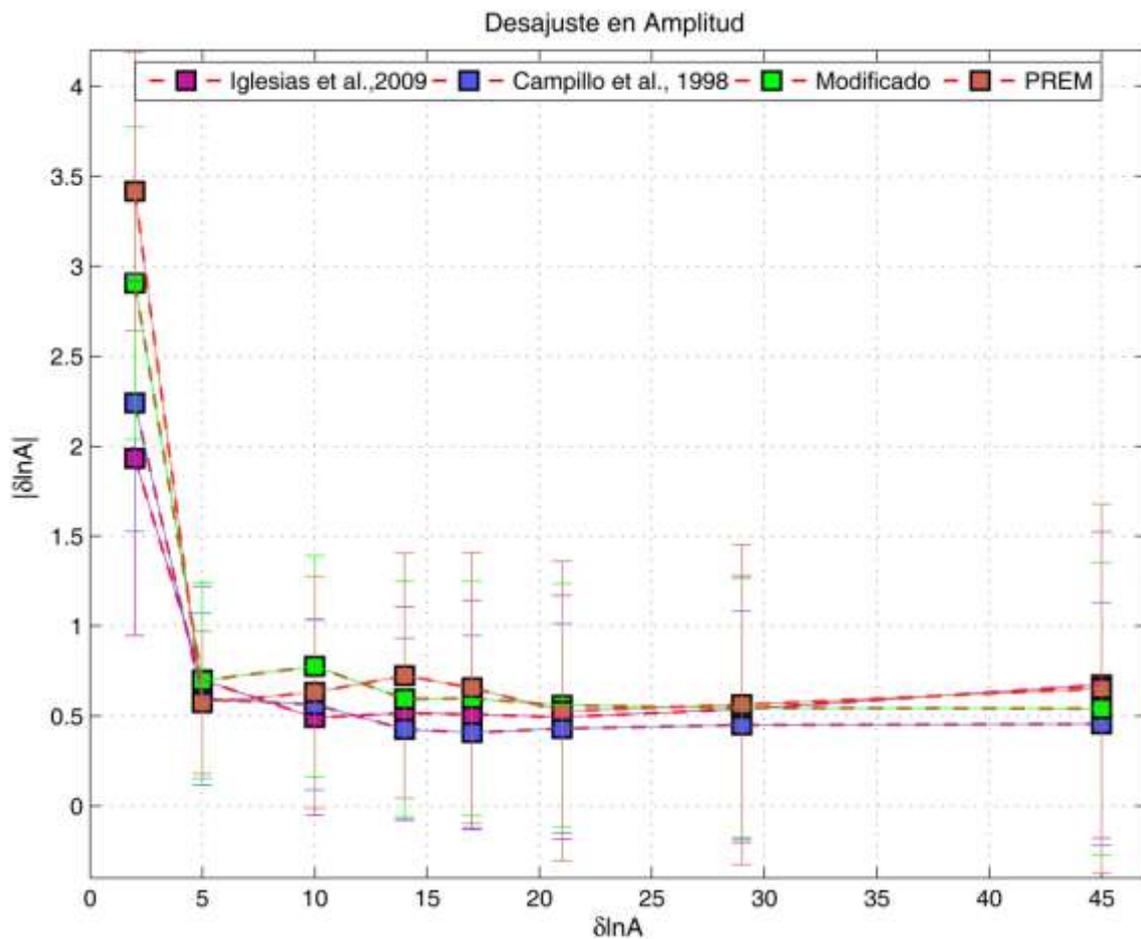


Figura 5.11 Desajuste promedio en amplitud (valor absoluto) a lo largo del arreglo MASE por período para el evento 2 EVE070413 en los modelos de Iglesias et al., 2010 (morado), Campillo et al., 1996 (azul), PREM (1982) (pardo) y Modificado (verde).

Es prudente señalar que las medidas de multi-taper para este evento revelan que la amplitud de las señales sintéticas es más pequeña que la de la señal observada para el período más corto de 2 s (0.5 Hz). Por otro lado, para períodos mayores las predicciones son mejores y del mismo orden entre los modelos, aunque para períodos mayores a 15 s el modelo que mejor resuelve las amplitudes es el de Campillo et al. (1996). El modelo con las medidas de error mayores es el modelo PREM (1982) seguido del modelo Modificado.

Evento 2 EVE070413

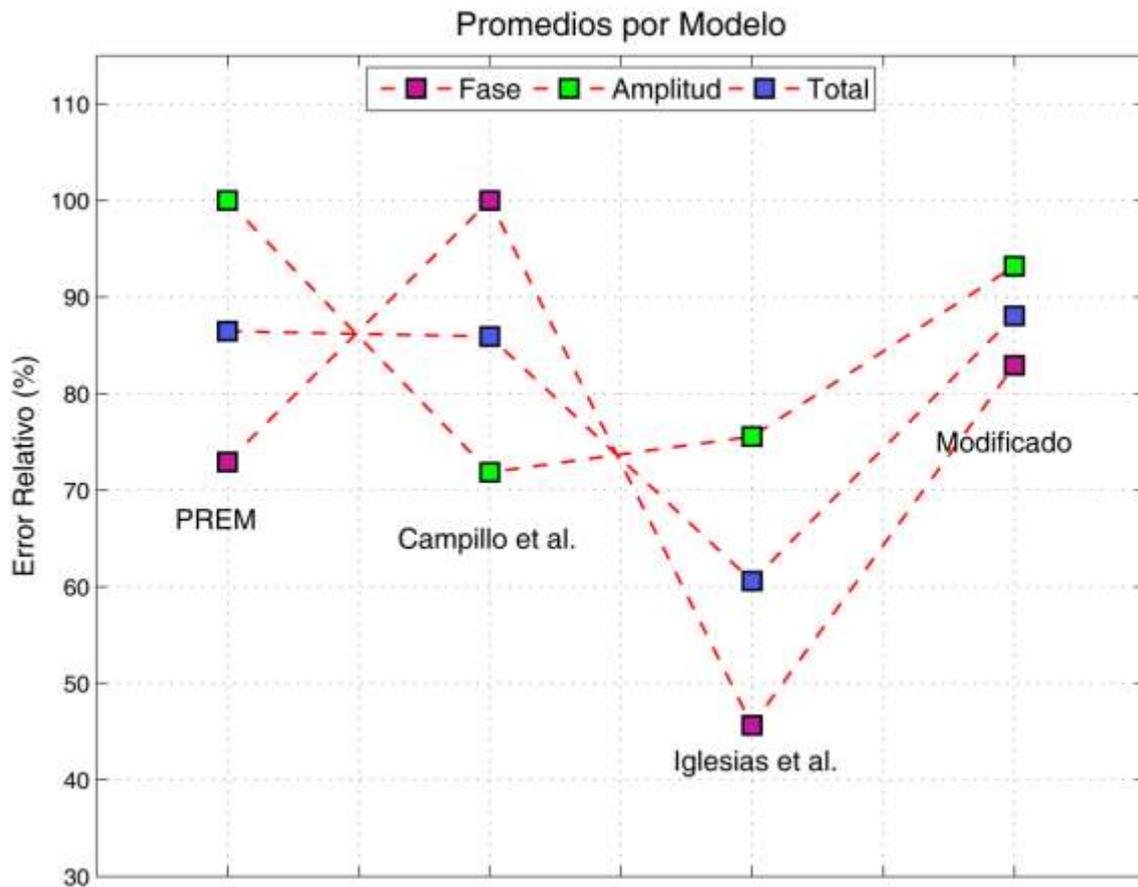


Figura 5.12 Promedios finales en porcentaje de error relativo para el evento EVE070413, con los 4 modelos que se utilizaron para obtener las medidas de *multi-taper* que son: modelo PREM (1982), modelo Campillo et al., 1996, modelo Iglesias et al., 2010 y modelo Modificado. Para cada modelo se presenta el porcentaje de error relativo en fase (morado), amplitud (verde) y el Total (azul).

Finalmente para este evento obtuvimos los ER para los 4 modelos estudiados. En la Figura 5.12 se observa que de manera general el modelo que tiene el ER Total menor es el modelo de Iglesias et al., con un porcentaje de ER en fase del 45 %, similar al del evento anterior (Figura 5.9) y un 75 % en amplitudes. En cuanto a los modelos de Campillo et al. (1996) y PREM (1982) sus valores son casi idénticos para las dos medidas (fase y amplitud), aunque en fase y amplitudes están medidas son contrarias: para PREM son menores los errores en fase si es comparado con Campillo (1996) y viceversa. En tanto que el modelo Modificado su porcentaje de ER Total es del 89 %. Finalmente el ER Total del modelo propuesto por Iglesias et al. es el menor y es un 25-30 % inferior del error Total asociado a los otros tres modelos, que rondan entre el 85 y el 90 %.



Capítulo 6

Conclusiones

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher

2012

La evaluación de un modelo cortical de velocidad busca cuantificar la capacidad predictiva de la estructura de propagación. Emplear criterios cuantitativos para esta evaluación permite comparar diferentes modelos y establecer el dominio de confiabilidad de cada uno. La validación de una estructura en un intervalo de frecuencias bien establecido permite realizar correctamente diversas tareas sismológicas, como son la localización de eventos, la inversión del tensor de momentos sísmicos, la estimación de tiempos de viaje o bien, el modelado determinista de movimientos fuertes en regiones de interés. Muchos de los modelos con los que se cuentan hoy en México asumen un conjunto de capas planas, ignorando el posible efecto de las variaciones laterales de velocidad que, en un contexto tectónico de subducción como el nuestro, pueden ser determinantes.

Por estas razones, en este trabajo nos dimos a la tarea de evaluar cuatro diferentes modelos de velocidad para el centro de México. Para ello comparamos sismogramas observados con sismogramas sintéticos de cuatro eventos de subducción cuya solución del tensor de momentos y localización se encuentran reportados en la literatura. Los sismogramas sintéticos fueron calculados empleando un método en diferencias finitas 3D, que permite sintetizar sismogramas en una estructura arbitrariamente heterogénea. La comparación de los sismogramas se hizo en el dominio espectral empleando una técnica de *multi-tapers*. Esta técnica permite cuantificar la discrepancia en fase y amplitud de las señales en función de la frecuencia, minimizando contaminaciones espurias del espectro asociadas a la extracción de las ventanas temporales que se analizan. En el análisis, existen varios factores que debieron ser considerados para evitar errores privativos a la validación del modelo. Entre ellos se encuentran el número y la distribución de las estaciones con respecto a las fuentes y la calidad de las señales, que puede verse mermada por errores instrumentales debidos a problemas de calibración, daño en los equipos, pérdida de señales durante su transmisión, ruido ambiental y la localización del equipo.

Nuestro análisis espectral revela que, en todos los modelos, los errores tanto en fase como amplitud para los períodos más cortos (de 2 a 5 s) son positivos en tres regiones relativamente circunscritas: los primeros 100 km de la costa, el arco volcánico entre 225 y 275 km, y partes del trasarco para distancias mayores a 320 km. El que ambas métricas sean positivas implica que los modelos predicen tiempos de arribo y amplitudes menores a las observadas. Dado que las ondas superficiales a dichos períodos son primordialmente sensibles a la geología superficial (i.e. profundidades menores a 10 km), estos errores pueden atribuirse a la falta de atenuación en las predicciones teóricas y de estructuras someras de baja velocidad en los modelos estudiados (i.e. efectos de sitio), como son cuencas sedimentarias profundas o bien la fusión parcial y la presencia de fluidos asociados al vulcanismo activo. Dichas estructuras superficiales “lentas”, si se integraran en los modelos mejorarían los ajustes, ya que provocarían un atraso en los tiempos de arribo y una amplificación del movimiento.

Para el Evento 1, cuyo epicentro se encuentra cerca de la trinchera y a más de 150 km al este del arreglo MASE (Figura 3.11), se observa de manera consistente para los modelos de

Campillo et al. (1996) e Iglesias et al. (2010) una región del antearco entre la costa y los 200 km para períodos entre 7 y 15 s donde las amplitudes predichas son menores a las observadas (Figuras 5.1 y 5.2). Las ondas entre el foco y las estaciones en Guerrero viajan predominantemente a través de la corteza oceánica subducida, que posee una zona de baja velocidad horizontal en dicha región. Esto sugiere que la discrepancia de amplitud en esa gran región esté asociada a la ausencia del slab (i.e. zona de baja velocidad) en ambos modelos.

Para el Modelo Modificado propuesto en este trabajo, a períodos cortos (entre 2 y 10 s) del evento 2 (Atoyac), el modelo predice considerablemente mejor la fase que el modelo de Iglesias et al. a lo largo de toda la estructura, a excepción de las regiones con estructuras superficiales mencionadas anteriormente. Sin embargo, las predicciones en fase empeoran notablemente para períodos mayores a 10 s en el antearco y mayores a 20 s en el trasarco con relación al modelo de Iglesias et al. Por otro lado, en el trasarco (> 300 km) entre 5 y 15 s, la fase mejoró notablemente a pesar de que el modelo Modificado sólo se diferencia del de Iglesias et al. en que posee la zona de baja velocidad asociada al slab en el antearco (i.e. < 250 km). Por el contrario, las predicciones se vieron afectadas con sobreestimaciones de la amplitud entre 5 y 10 s a distancias mayores a 200 km (Figura 5.6). Esta sobreestimación puede deberse, por un lado, a que la presencia del slab en el antearco favorece en exceso el desarrollo tanto de ondas superficiales como del tren de ondas Lg, y por el otro a la ausencia de atenuación en el modelo teórico.

Para el evento 1 con el modelo de Campillo (1996) se observa una clara tendencia a valores negativos tanto en fase como en amplitud para períodos mayores a 10 s, lo que implica un retraso de los arribos y una sobreestimación de las amplitudes. Sin embargo, para el evento 2 (Atoyac), cuyo epicentro se encuentra relativamente alineado con el arreglo MASE, las amplitudes para los mismos períodos están muy bien predichas a lo largo de todo el trayecto (Figura 5.4). Lo mismo se puede decir para la fase en el trasarco solamente, ya que para distancias menores a 300 km, el modelo predice arribos bastante atrasados. Los errores en la localización hipocentral debidos a un inadecuado modelo de velocidades aparecen cuando la estructura de velocidades no predice los tiempos de arribo adecuadamente en los períodos asociados (2 y 5 s) a las ondas de cuerpo, situación que no se observa en el modelo de Campillo.

Las estimaciones promediadas a lo largo de cada modelo, si bien deben ser interpretadas cuidadosamente, son una herramienta cuantitativa para comparar la capacidad predictiva de los modelos. En el caso del evento 1 EVE050814, el modelo propuesto por Iglesias et al. (2010) reduce en un 52 % y en un 18 % los errores relativos de fase y amplitud, respectivamente, con respecto al modelo de Campillo et al. (1996). Esto arroja una reducción del error relativo total de un 35 % por parte el modelo de Iglesias et al. (Figura 5.9).

Para el evento 2 EVE070413, el de Atoyac, el modelo de corteza que minimiza las discrepancias en fase y amplitud entre sintéticos y observados también es el modelo propuesto por

Iglesias et al. (2010). En este caso, si se comparan las cuatro estructuras estudiados a la vez, dicho modelo reduce en un 25 % y en un 55 % los errores de fase y amplitud, respectivamente. Lo que implica una reducción del error relativo total de un 39 % (Figura 5.12). Con relación al modelo propuesto por Campillo et al., para este evento el modelo tomográfico de Iglesias et al. reduce el error total en un 29 %, aunque la predicción en amplitud sea ligeramente mejor (~4 %) con el modelo de Campillo et al. El error en fase tan grande obtenido con el modelo de Campillo et al. merece una reevaluación para verificar que el tiempo de origen del evento fue el adecuado. Finalmente, los modelos PREM y Modificado presentaron un error relativo total comparable revelando ser, en promedio, los menos adecuados.

Los resultados obtenidos en este trabajo proveen una idea más clara de las áreas en las que debemos trabajar para mejorar nuestro conocimiento de la estructura, ya que de ésta depende la calidad de los futuros trabajos que se realicen, como los que ya se mencionaron en el primer párrafo. Con base en esta evaluación cuantitativa se podrá mejorar el modelo cortical de la parte central de México, por ejemplo, perturbando las velocidades del Moho modelo en función de los desajustes medidos en fase y amplitud. El dar continuidad a la integración y verificación de un modelo de velocidades en México permitirá simular de manera integral la dinámica de terremotos en la parte central de México para la evaluación del peligro asociado a fallas activas en nuestro territorio.

Jeannette Franklin ha dicho que "no se puede ganar una guerra como tampoco se puede ganar a un terremoto." Yo pienso que no se trata de ganar nada a un terremoto, sino de comprender cabalmente este fenómeno para poder vivir en armonía con él.



Apéndice A

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

Evento 2 EVE070413 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

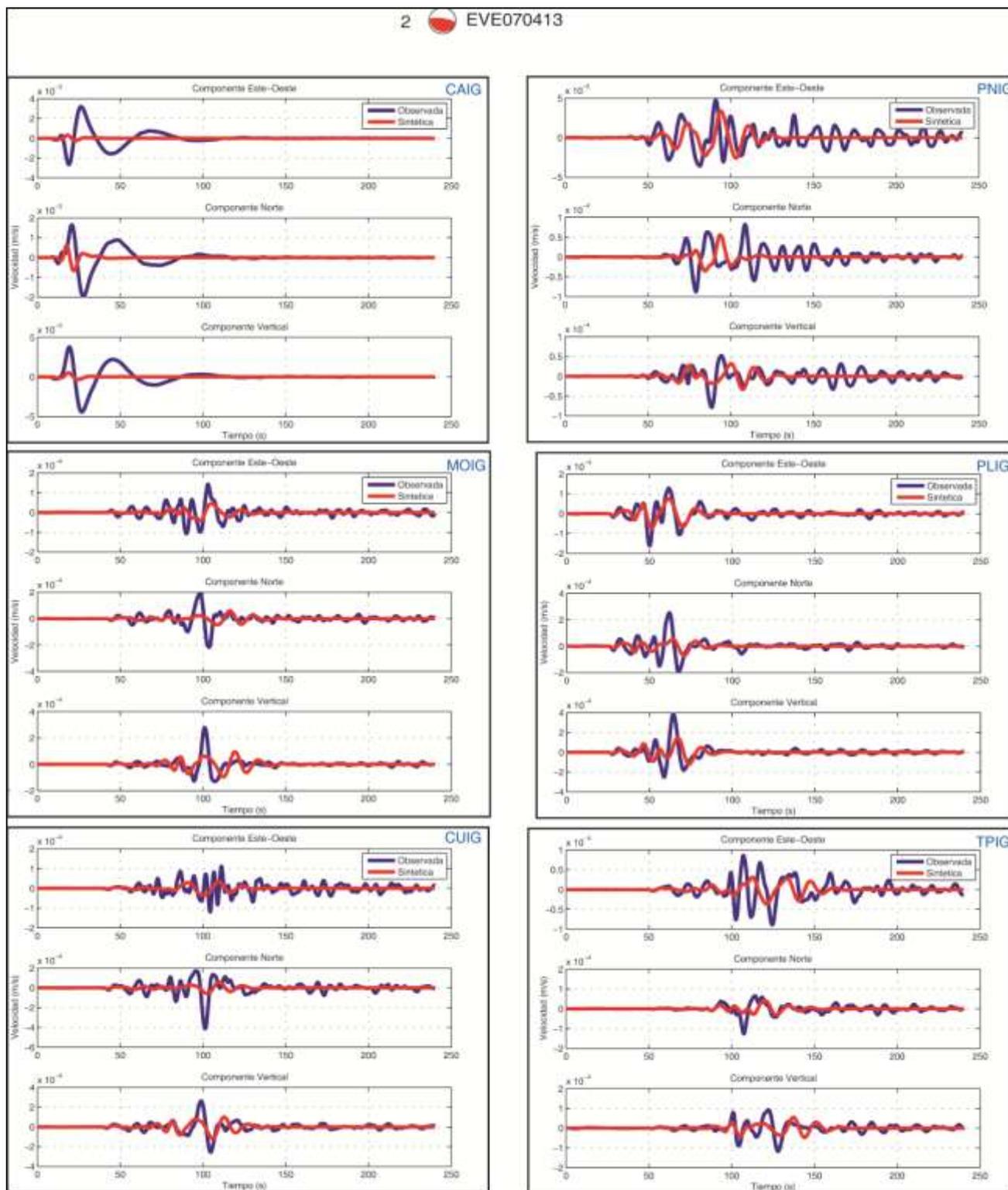


Figura A.3-A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

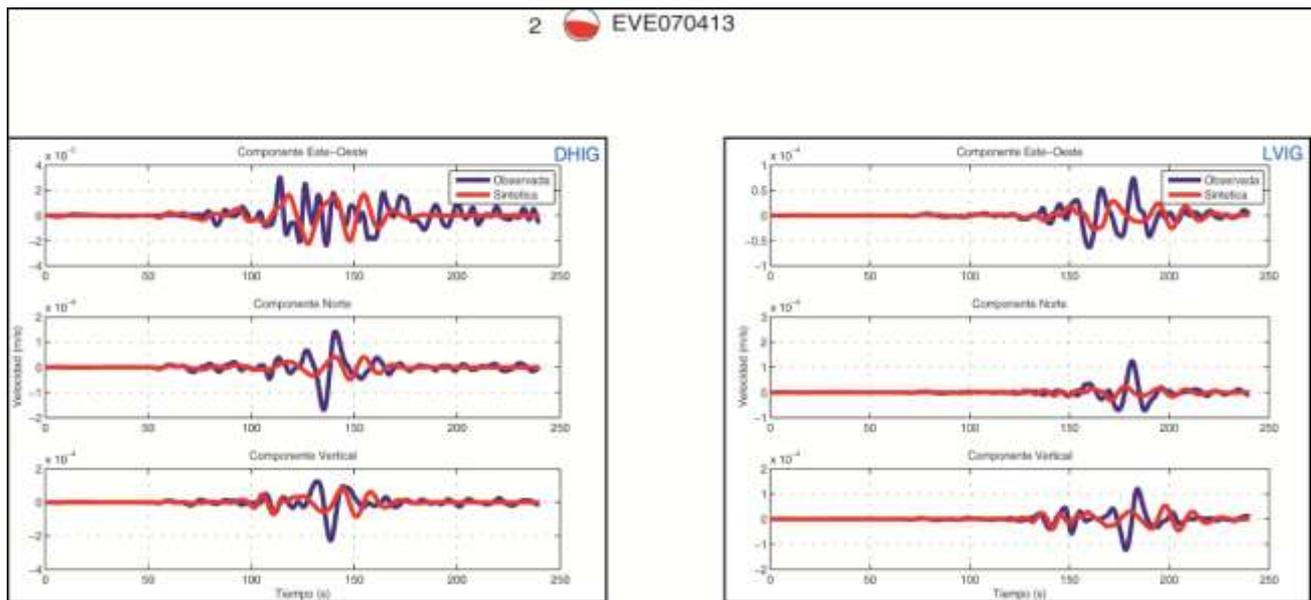


Figura A.3-B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 2 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

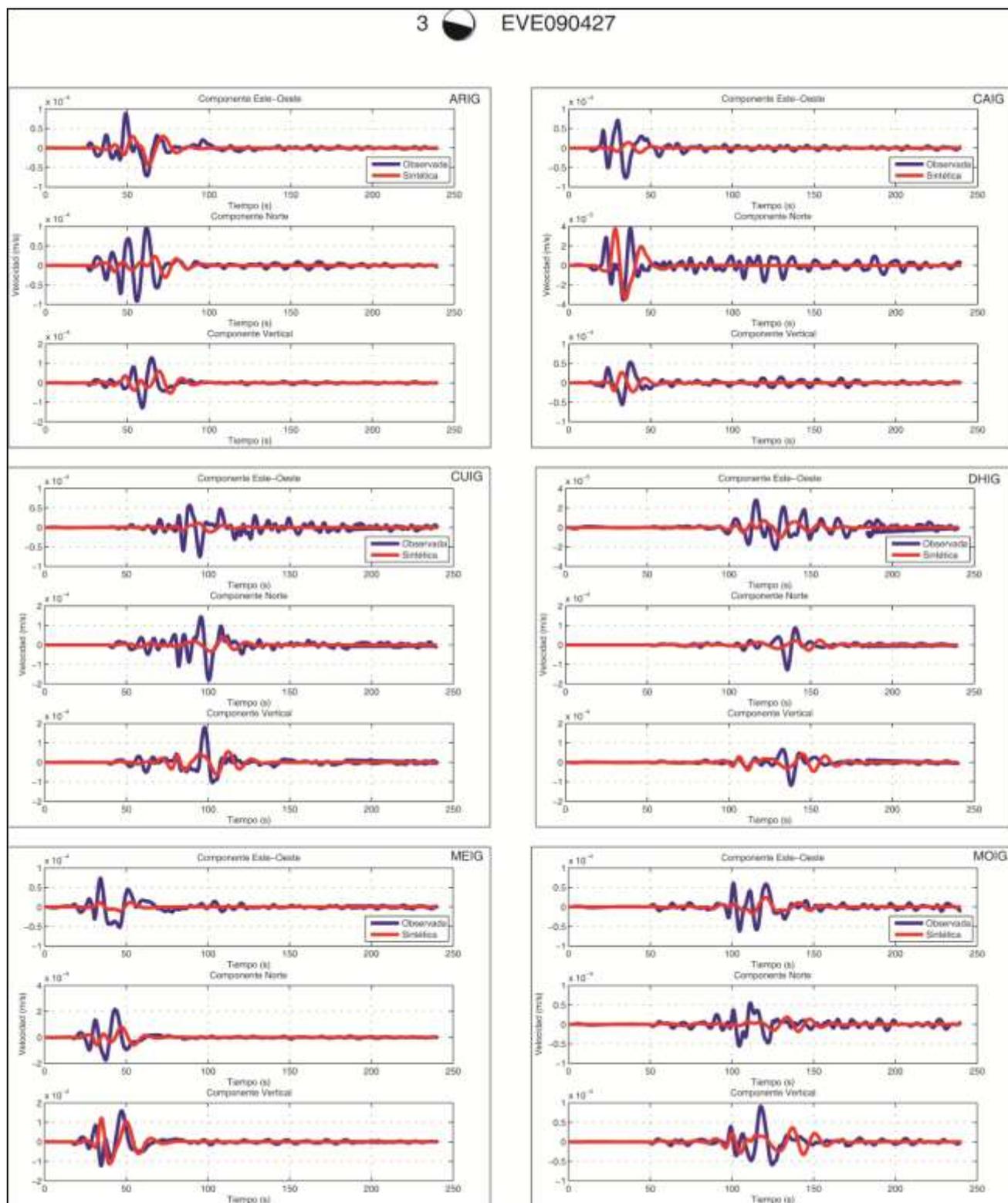


Figura A.4 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo PREM (Estaciones SSN sección B)

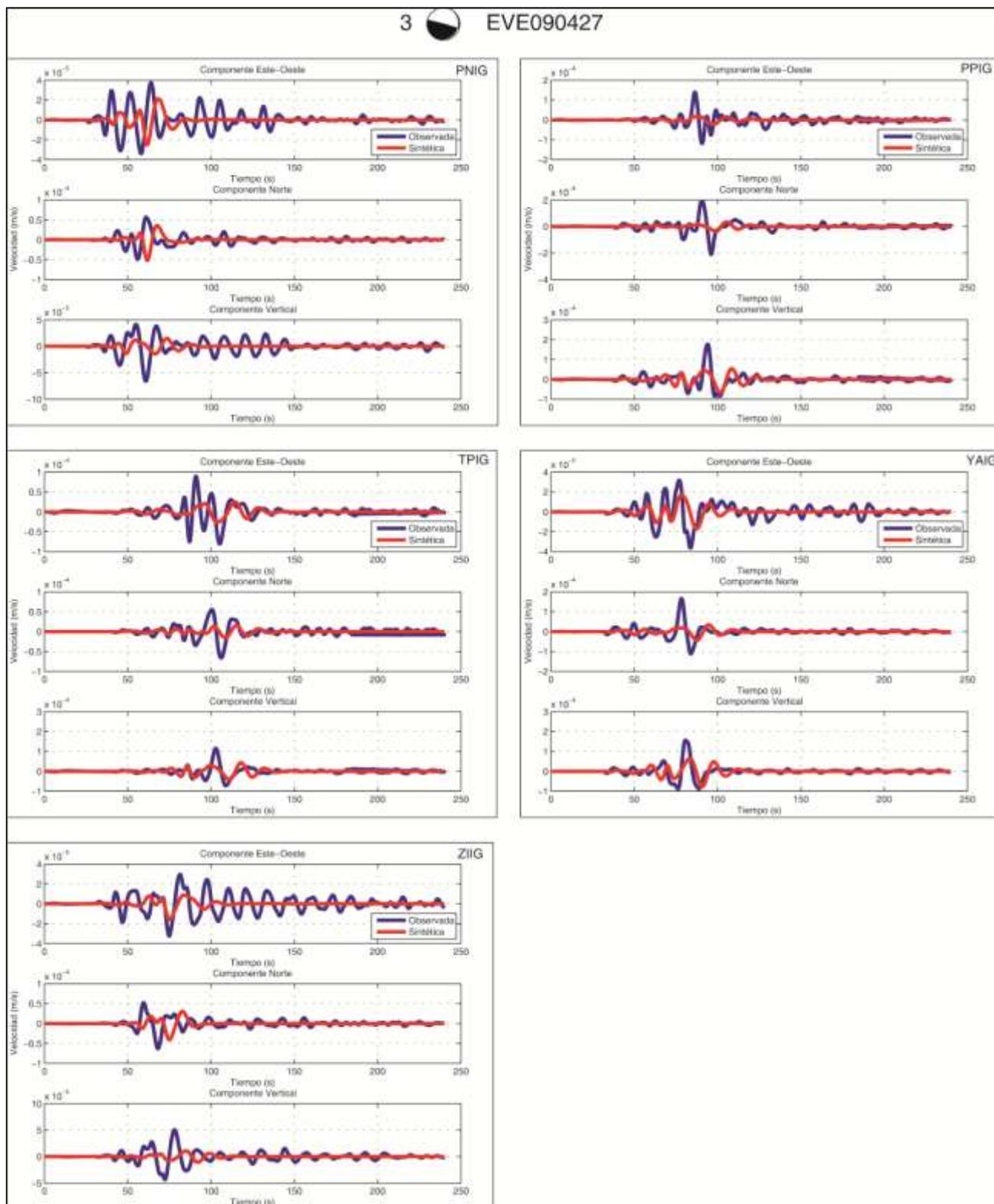


Figura A.4 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo PREM (Estaciones SSN sección A)

4  EVE090522

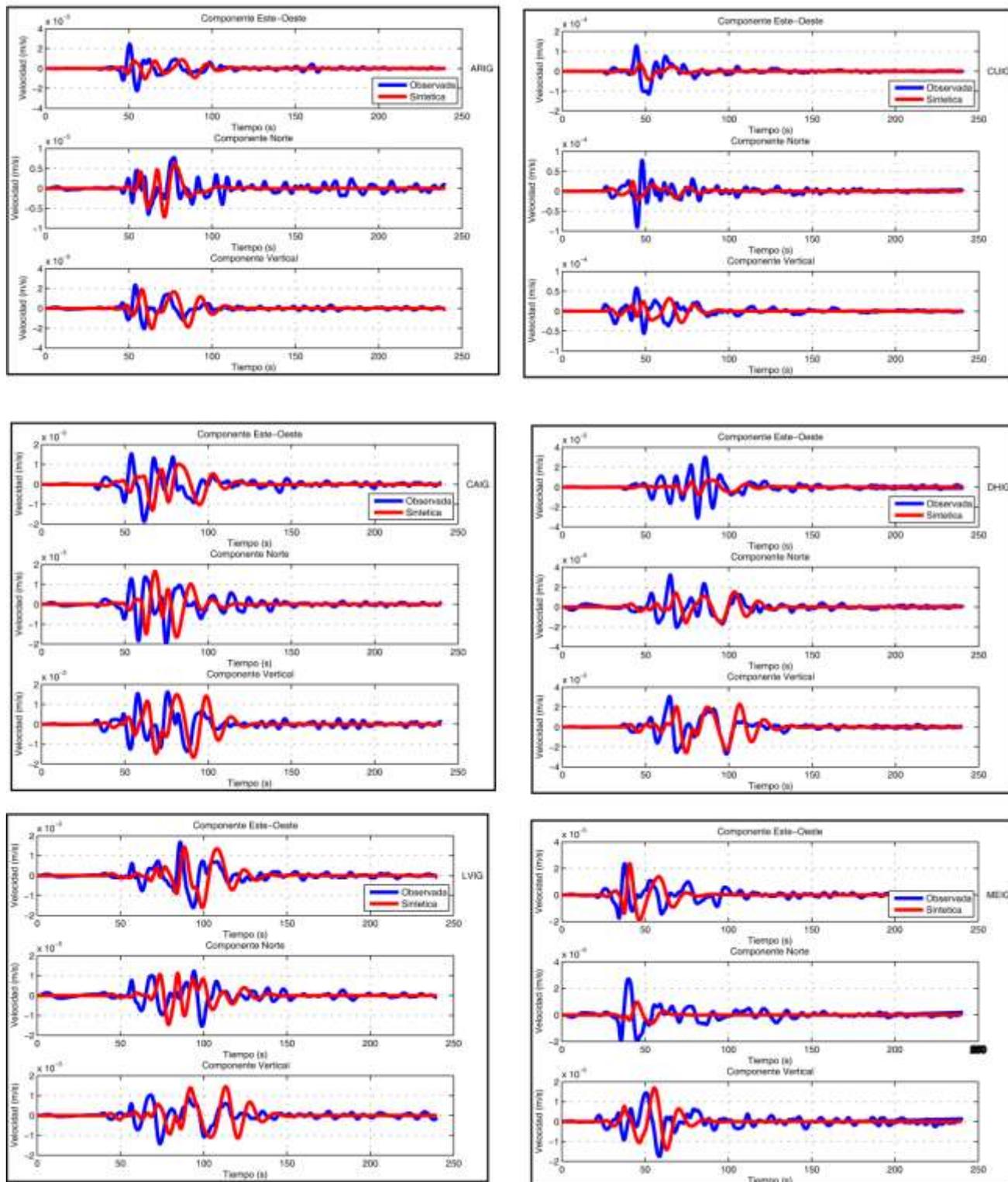


Figura A.5-A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo PREM (Estaciones SSN sección B)

4  EVE090522

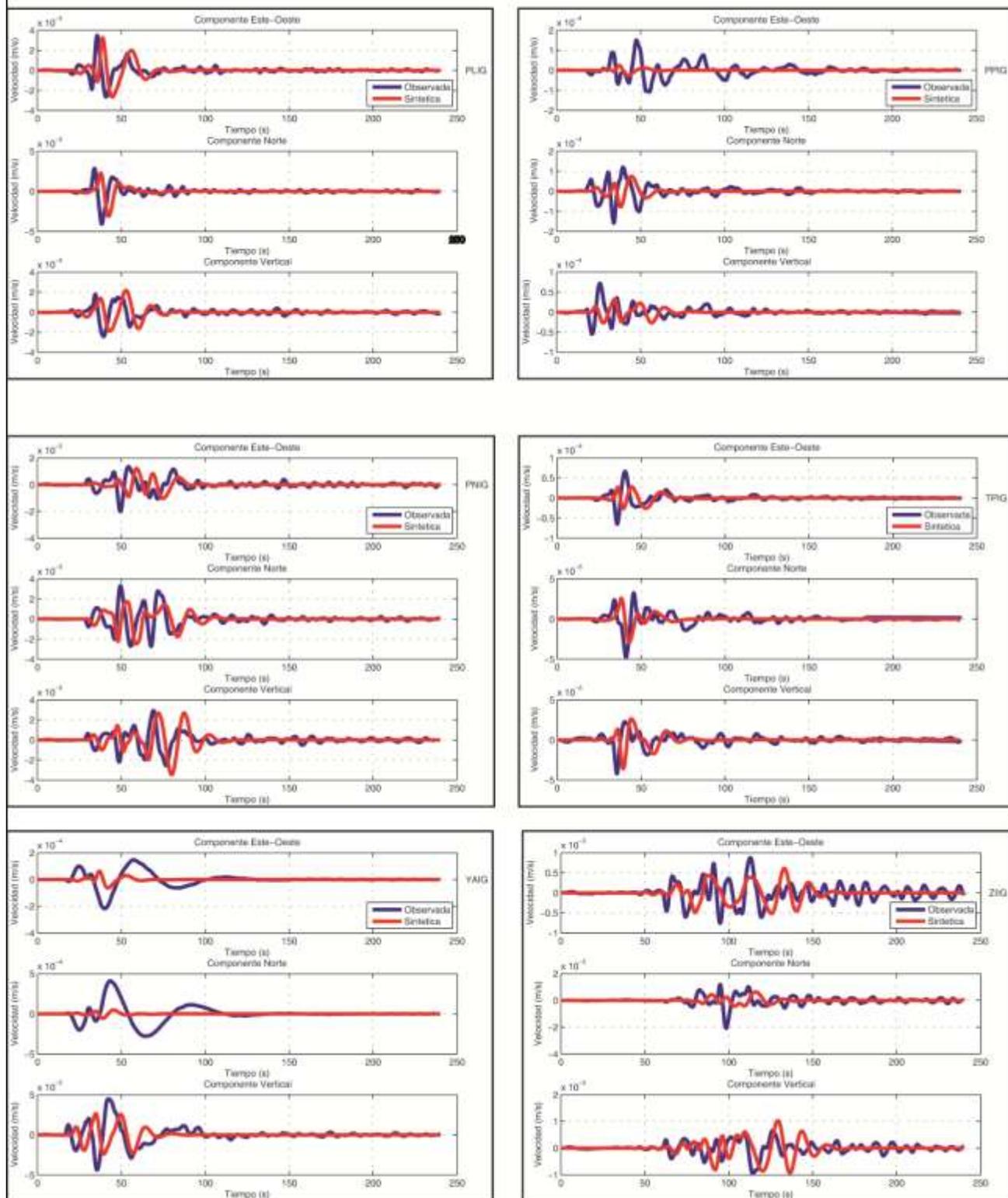


Figura A.5-B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical PREM (1982). Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

Evento 1 EVE050814 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección A)

1  EVE050814

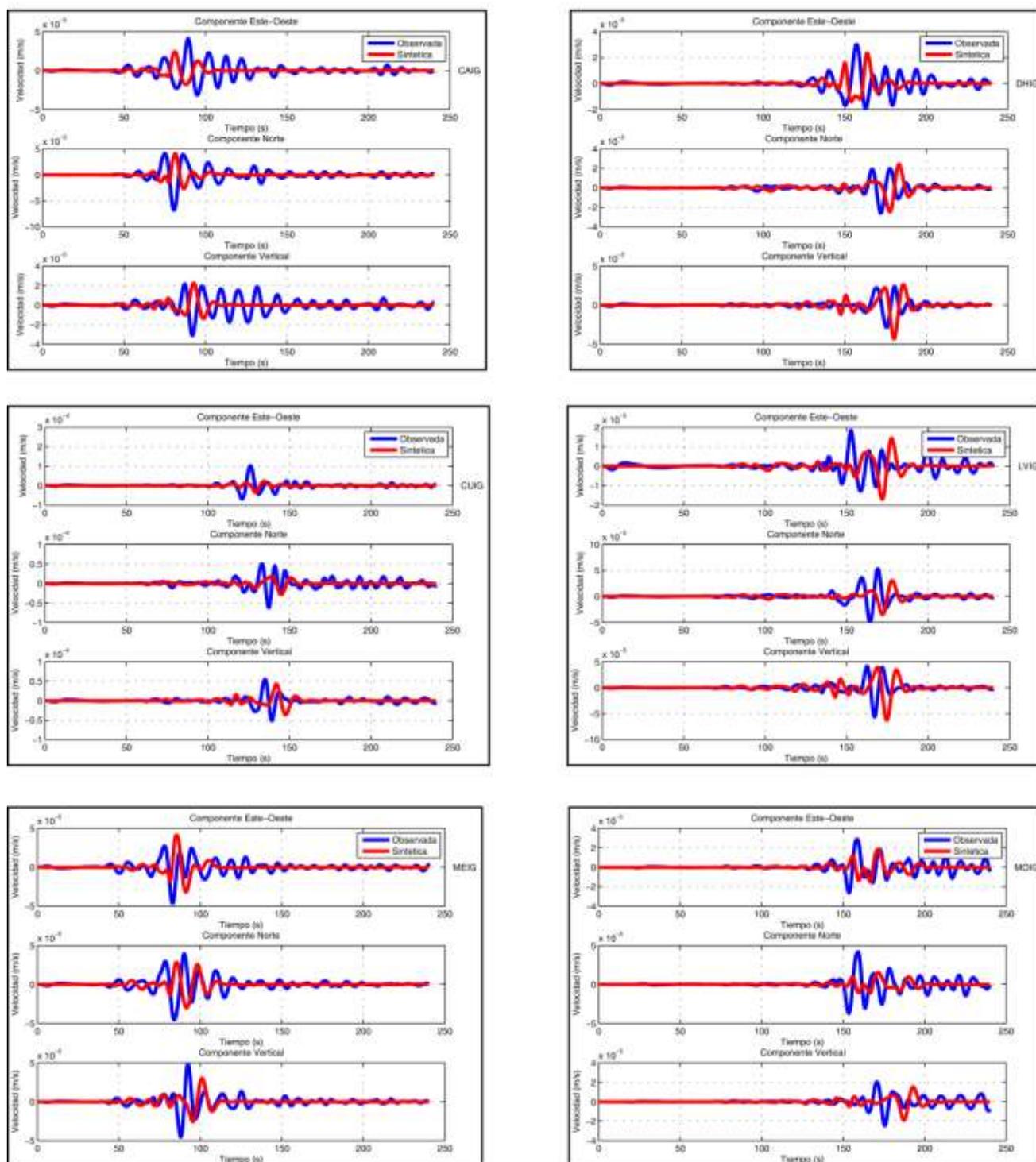


Figura A.9- A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 1 EVE050814 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección B)

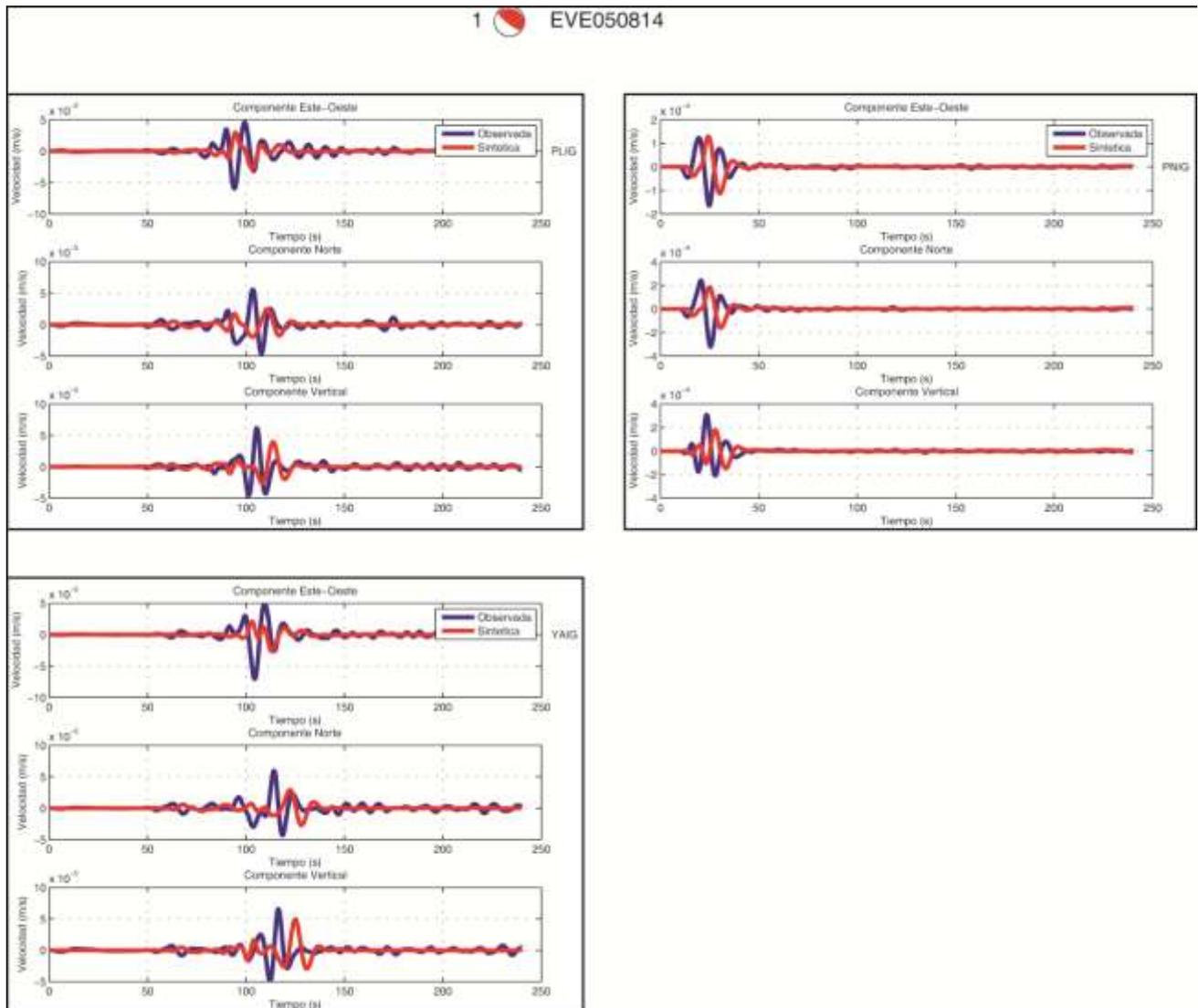


Figura A.9- B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 3 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Campillo et al. (Estaciones MASE)

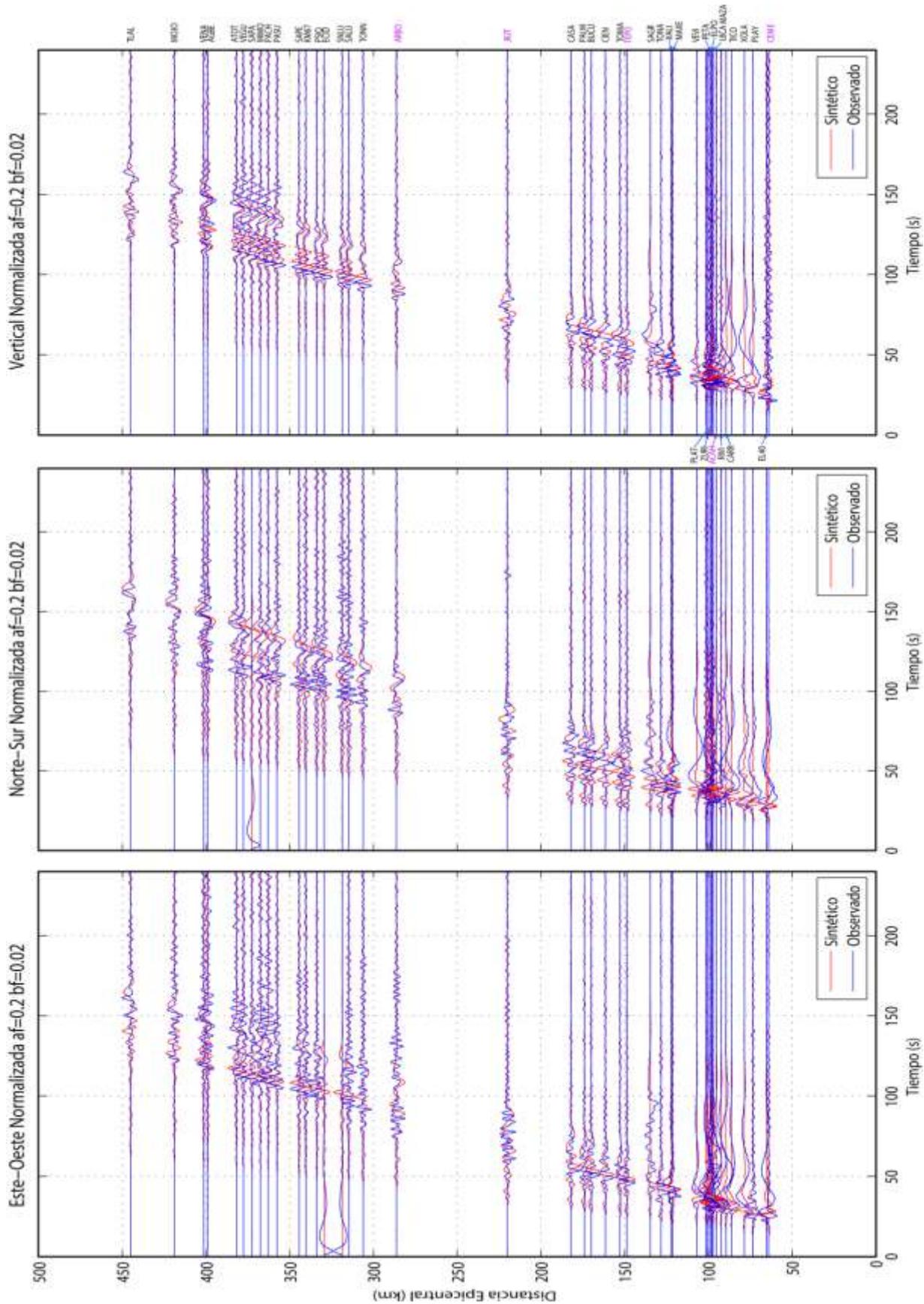


Figura A.11, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996 a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 5 s (0.2 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección A)

2  EVE070413

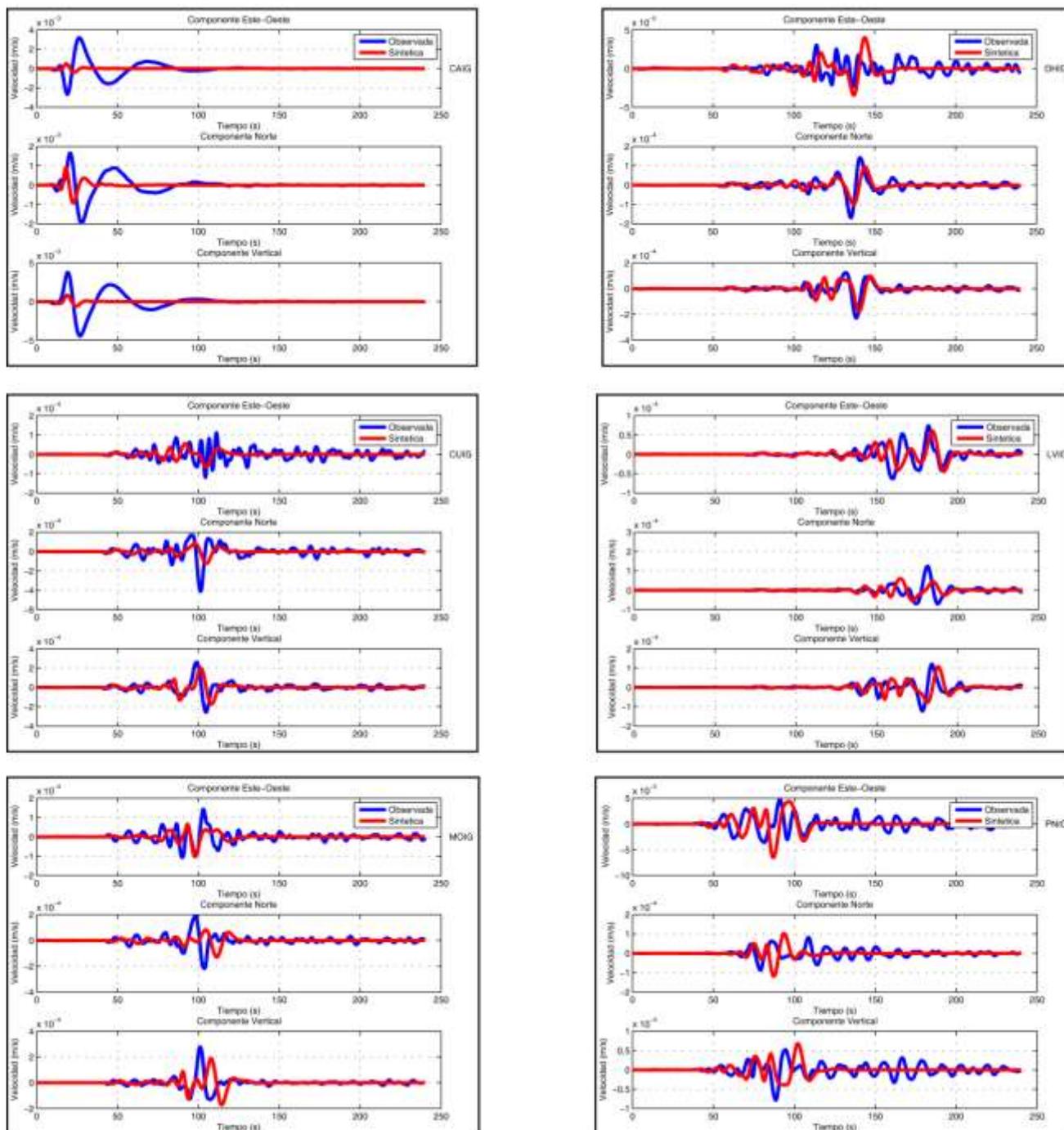


Figura A.12 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección B)

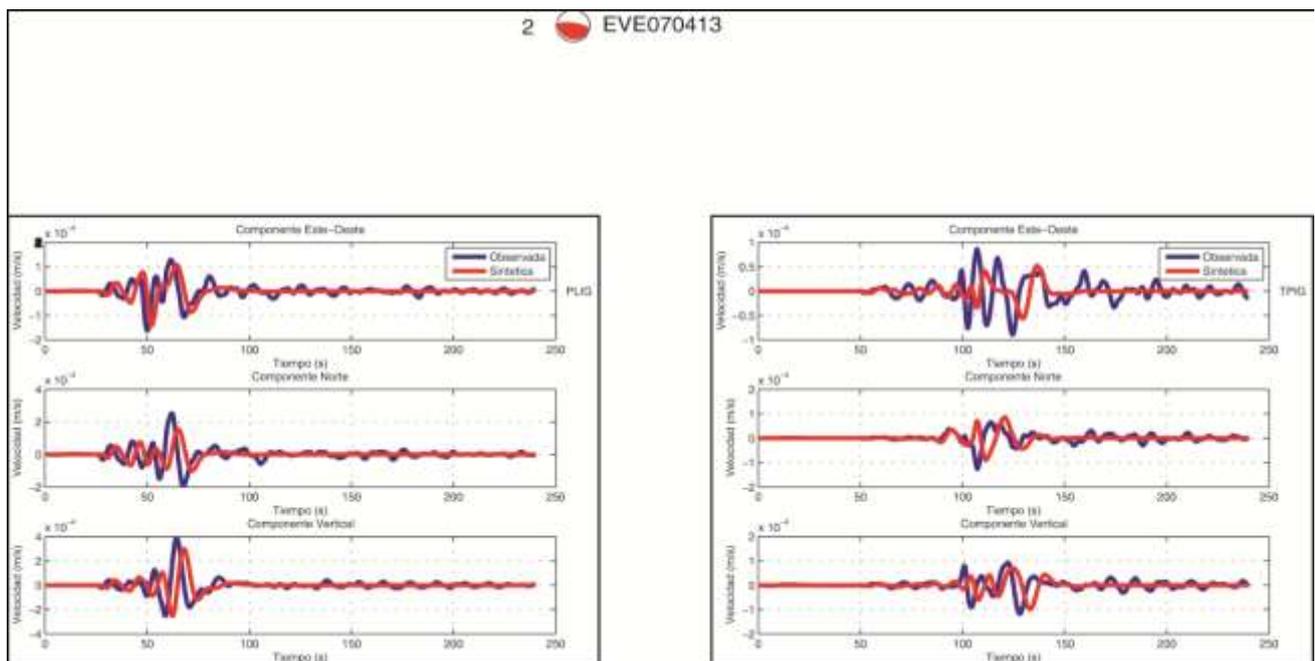


Figura A.12 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 2 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección A)

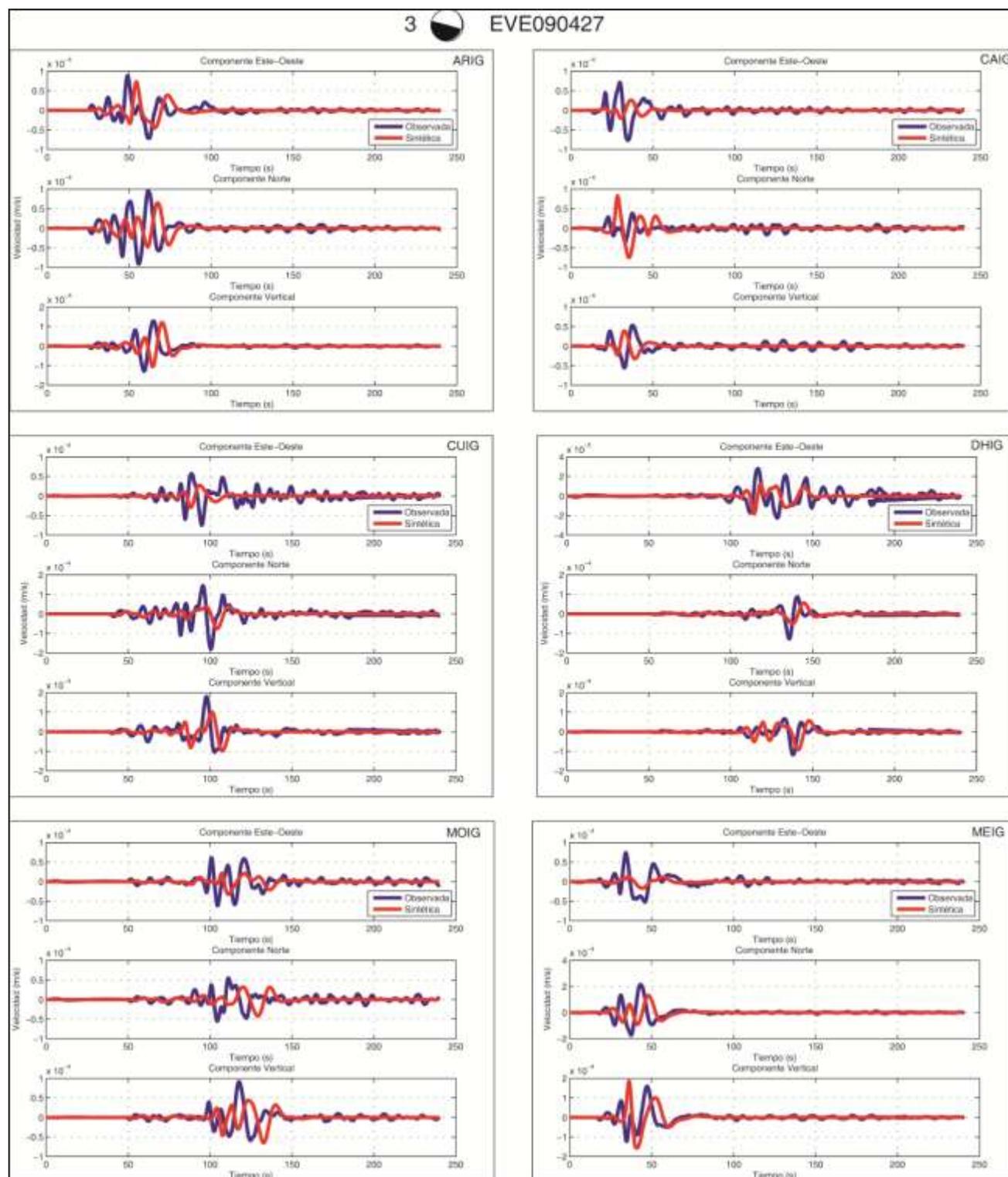


Figura A.13 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección B)

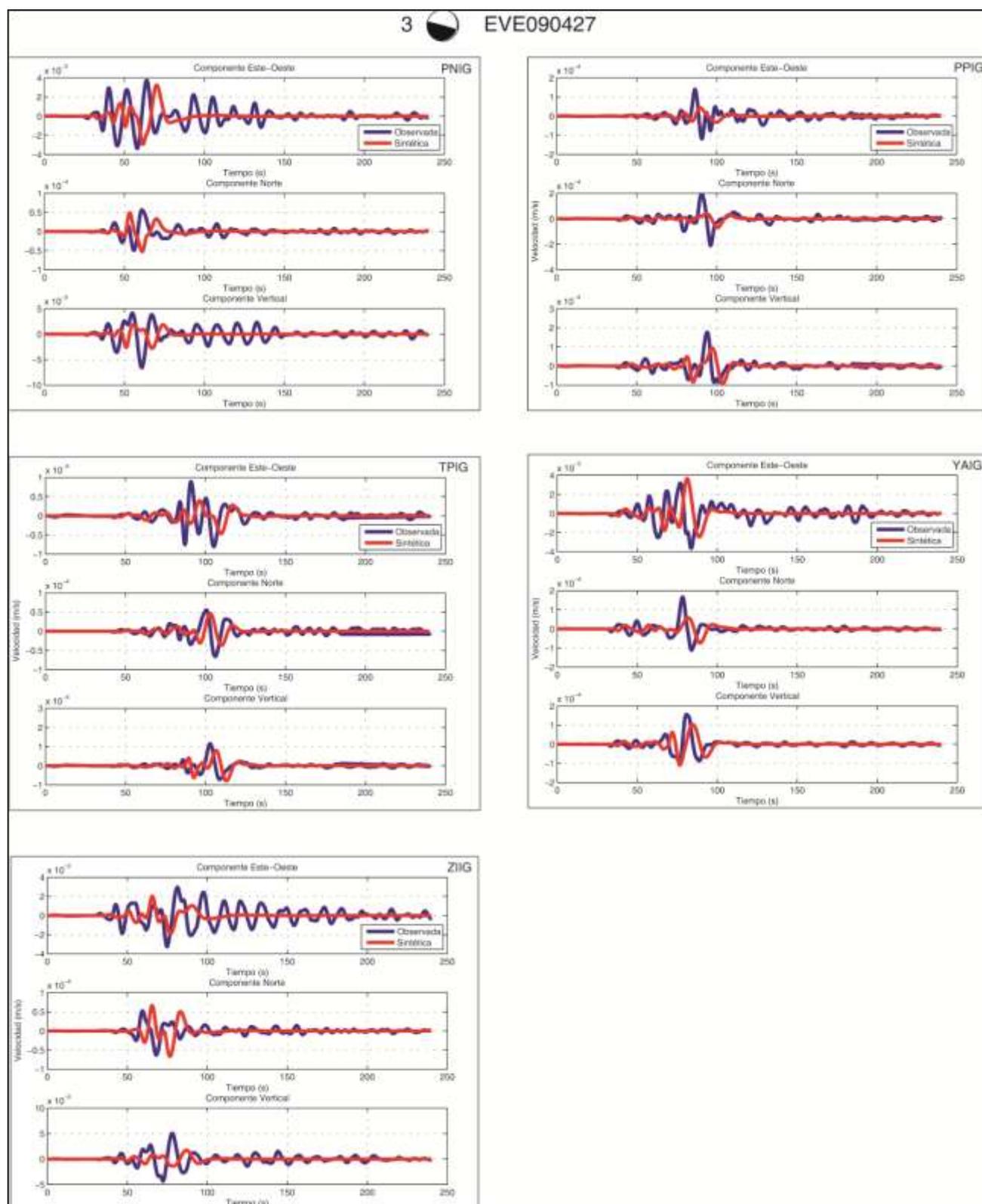


Figura A.13 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección A)

4  EVE090522

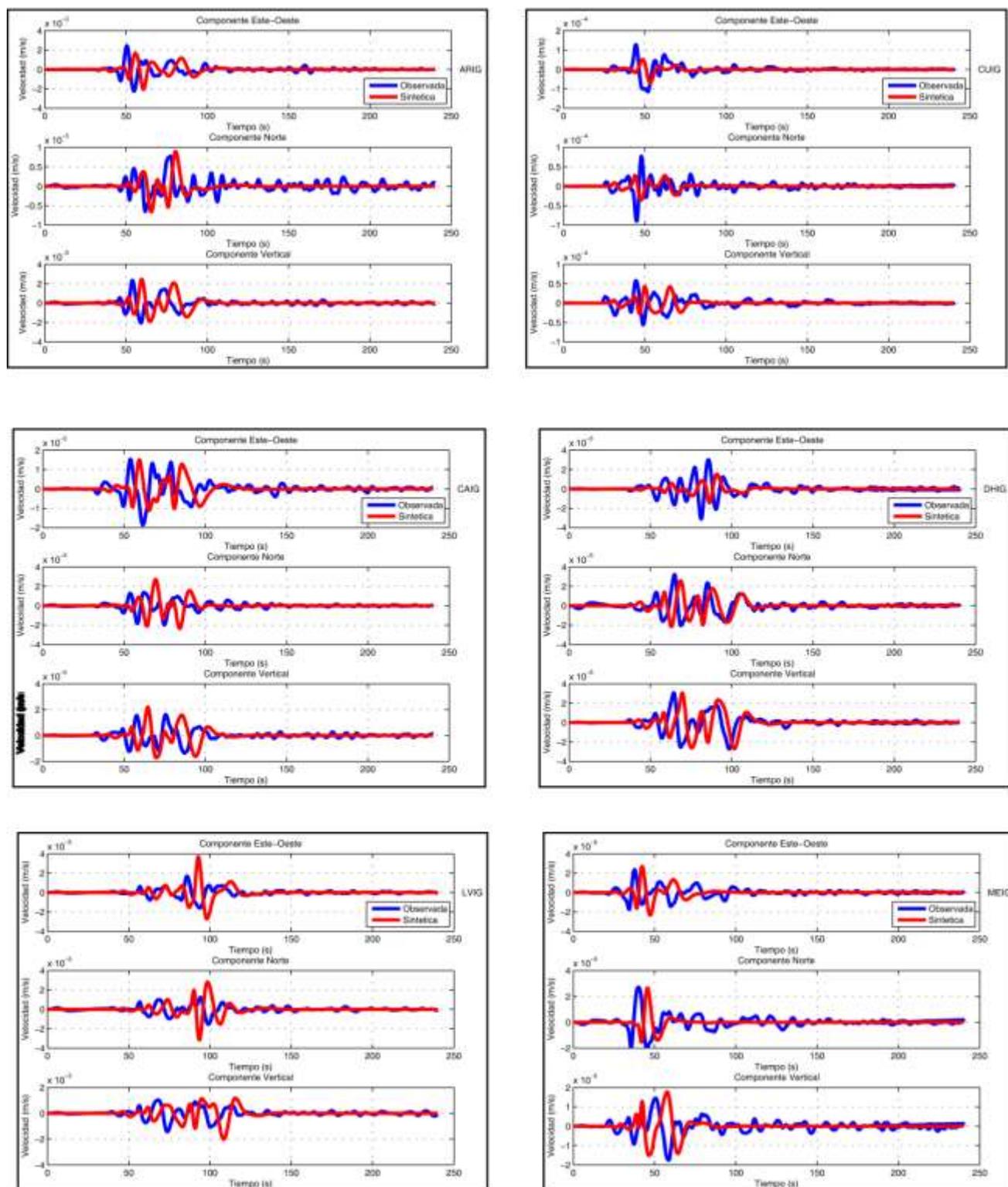


Figura A.14 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Campillo et al. (Estaciones SSN sección B)



Figura A.14 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Campillo et al., 1996. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. (Estaciones MASE)

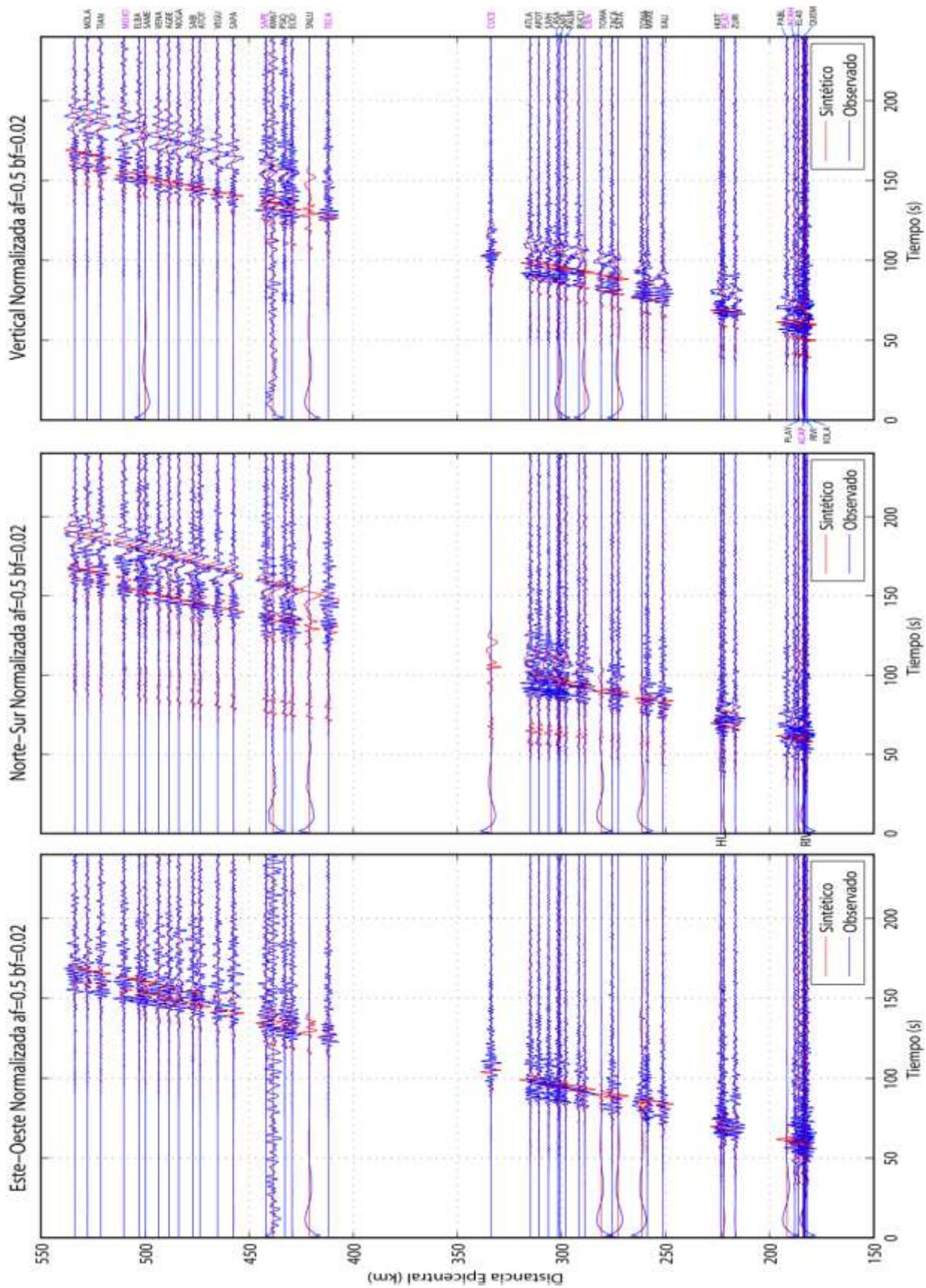


Figura A.15, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de agosto del 2005 Mw 5.4, empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010 a lo largo de 44 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 2 s (0.5 Hz).

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. (Estaciones MASE)

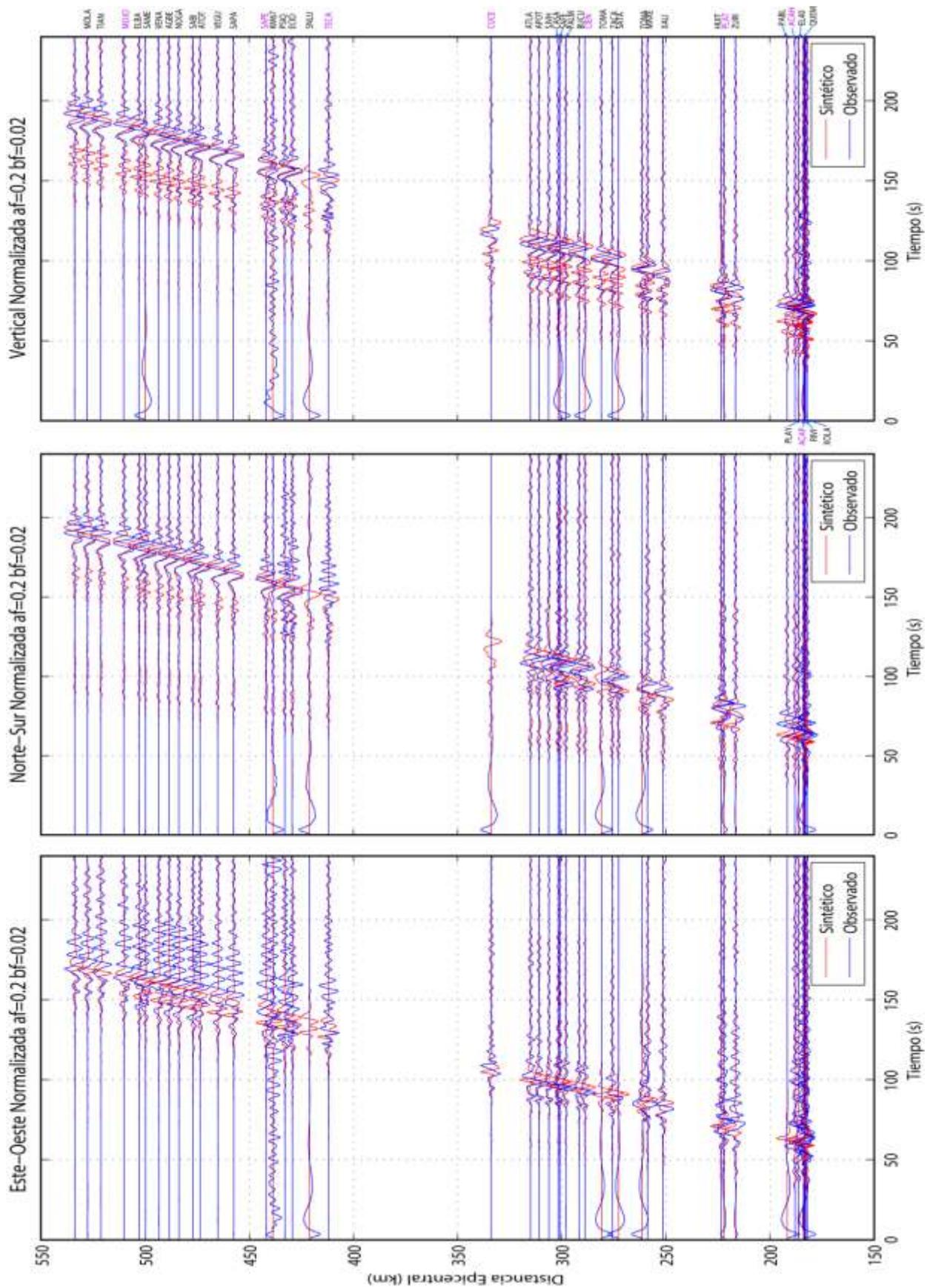


Figura A.16. Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de agosto del 2005 Mw 5.4, empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010 a lo largo de 44 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 5 s (0.2 Hz).

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección A)

1  EVE050814

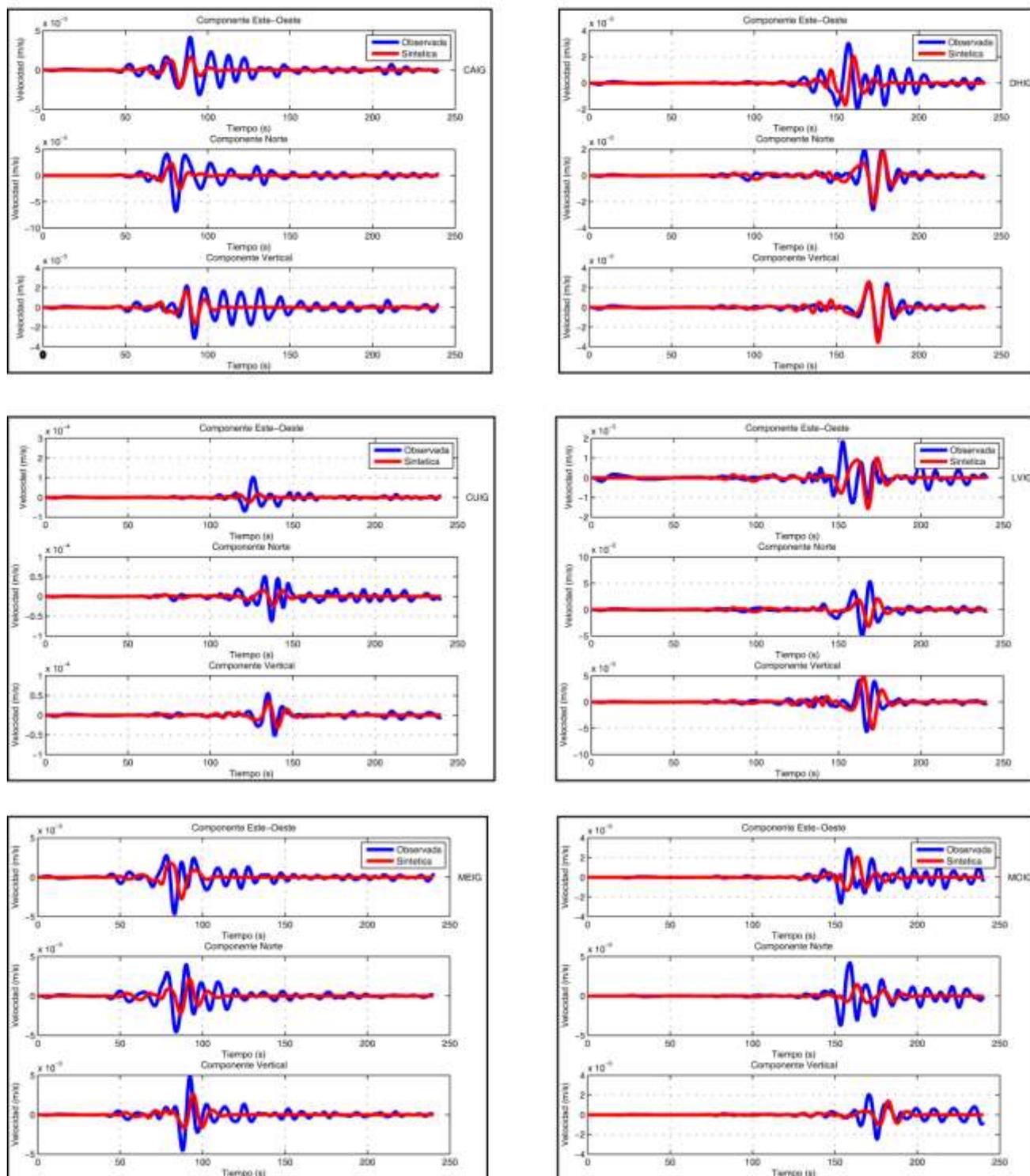


Figura A.17 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 1 EVE050814 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección B)

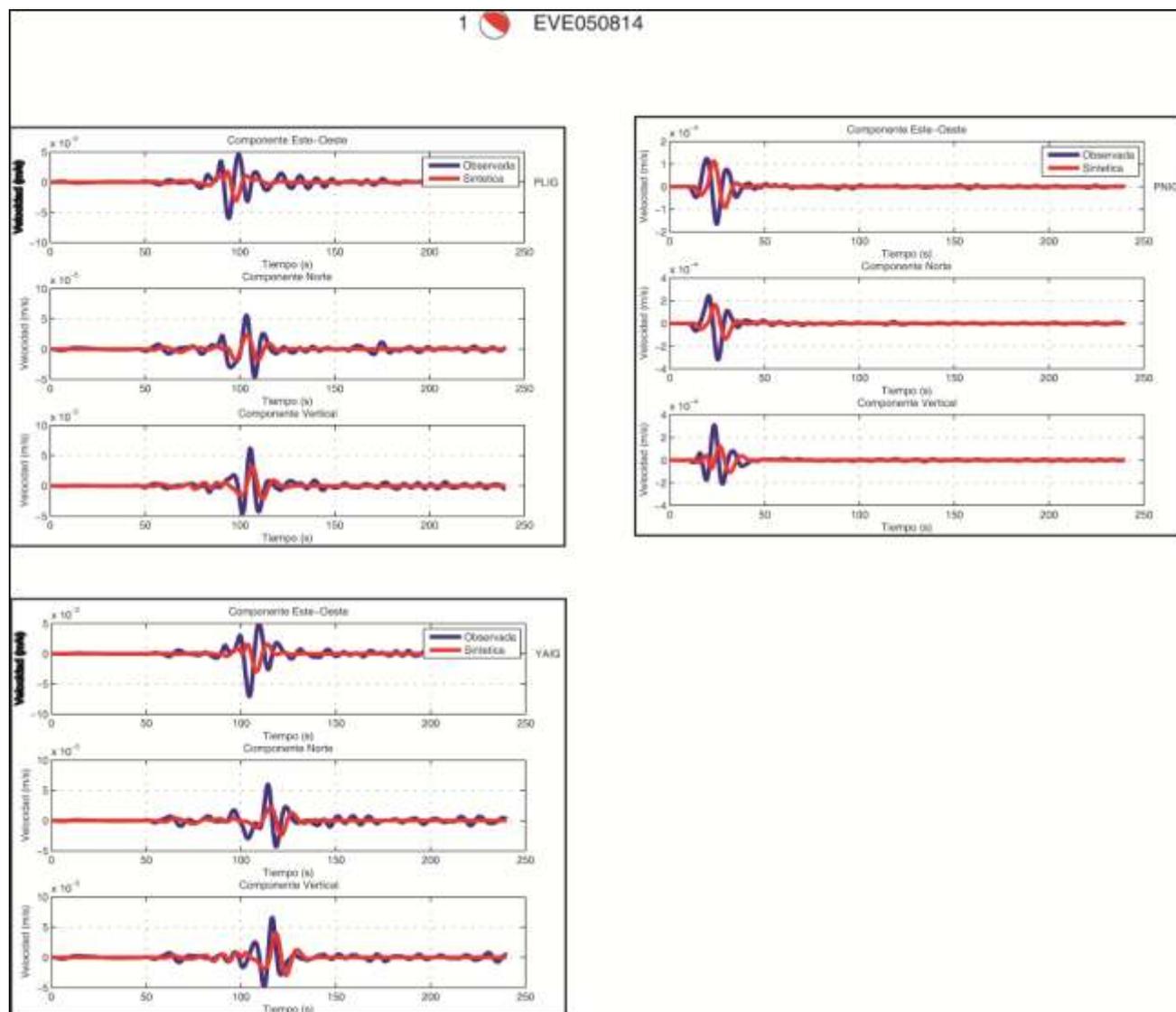


Figura A.17 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 14 de Agosto del 2005, Mw 5.4, registrado por 9 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 3 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. (Estaciones MASE)

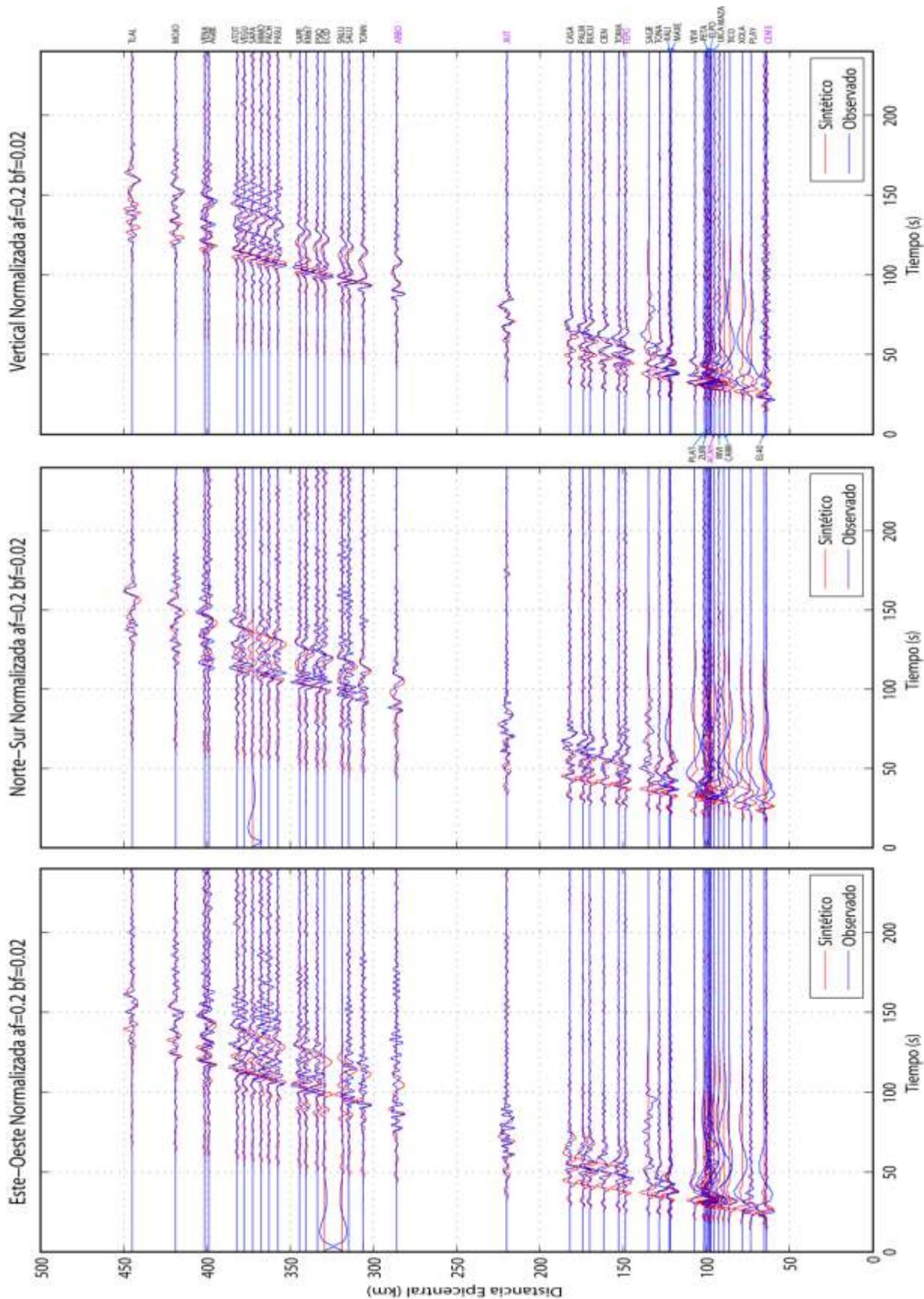


Figura A-19, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010 a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 5 s (0.2 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección A)

2  EVE070413

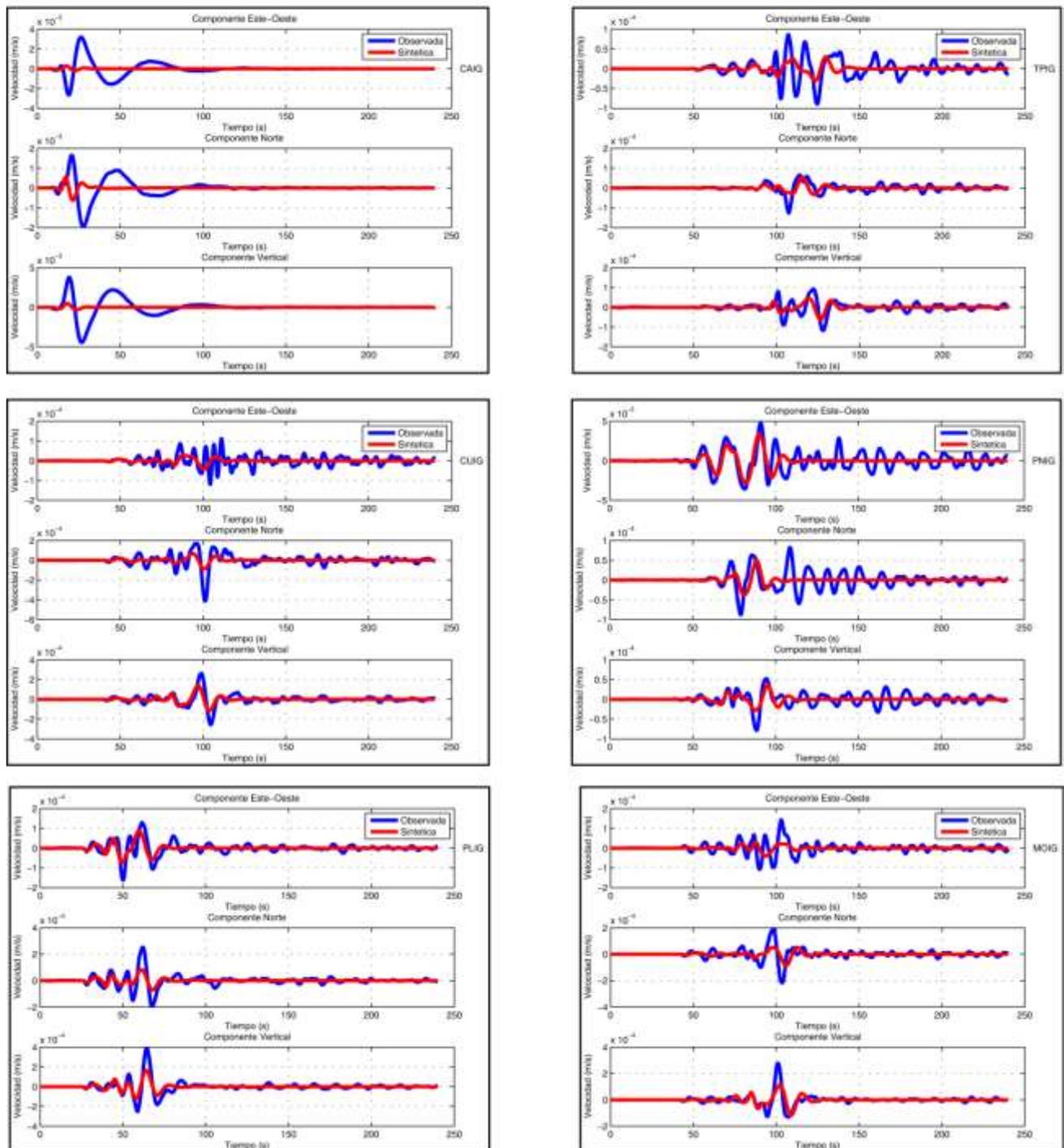


Figura A.20 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección B)

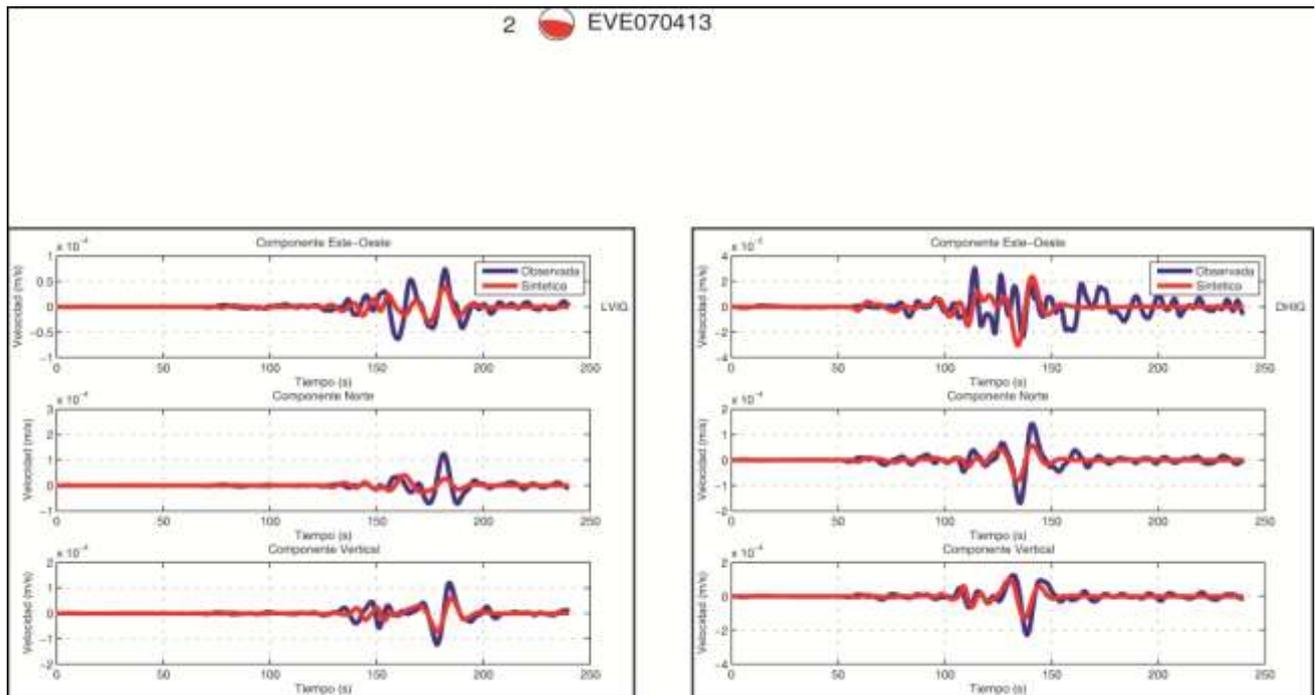


Figura A.20 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 2 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección A)

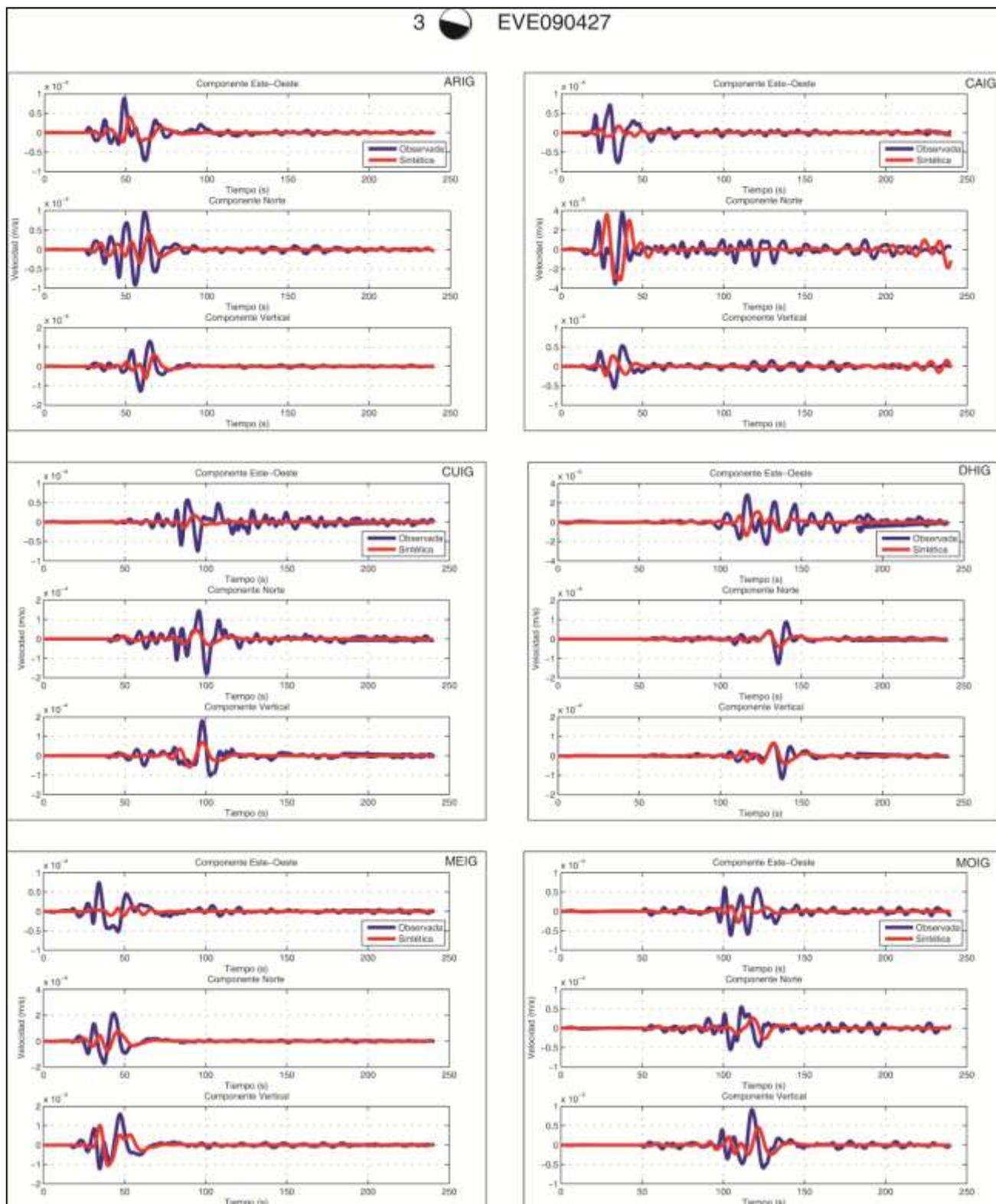


Figura A.21 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección B)

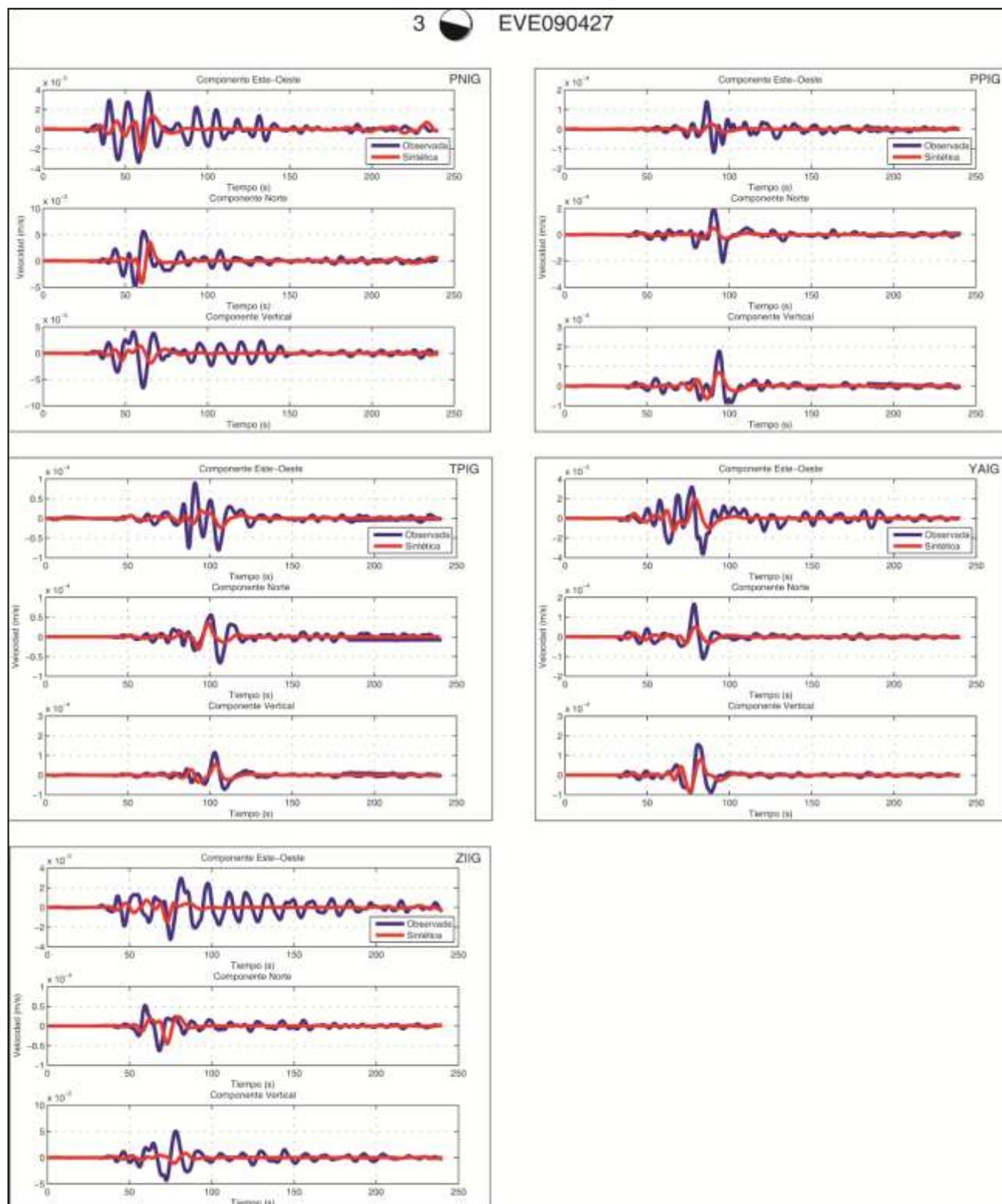


Figura A.21 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección A)



Figura A.22 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 EVE090522 con modelo Iglesias et al. (Estaciones SSN sección B)

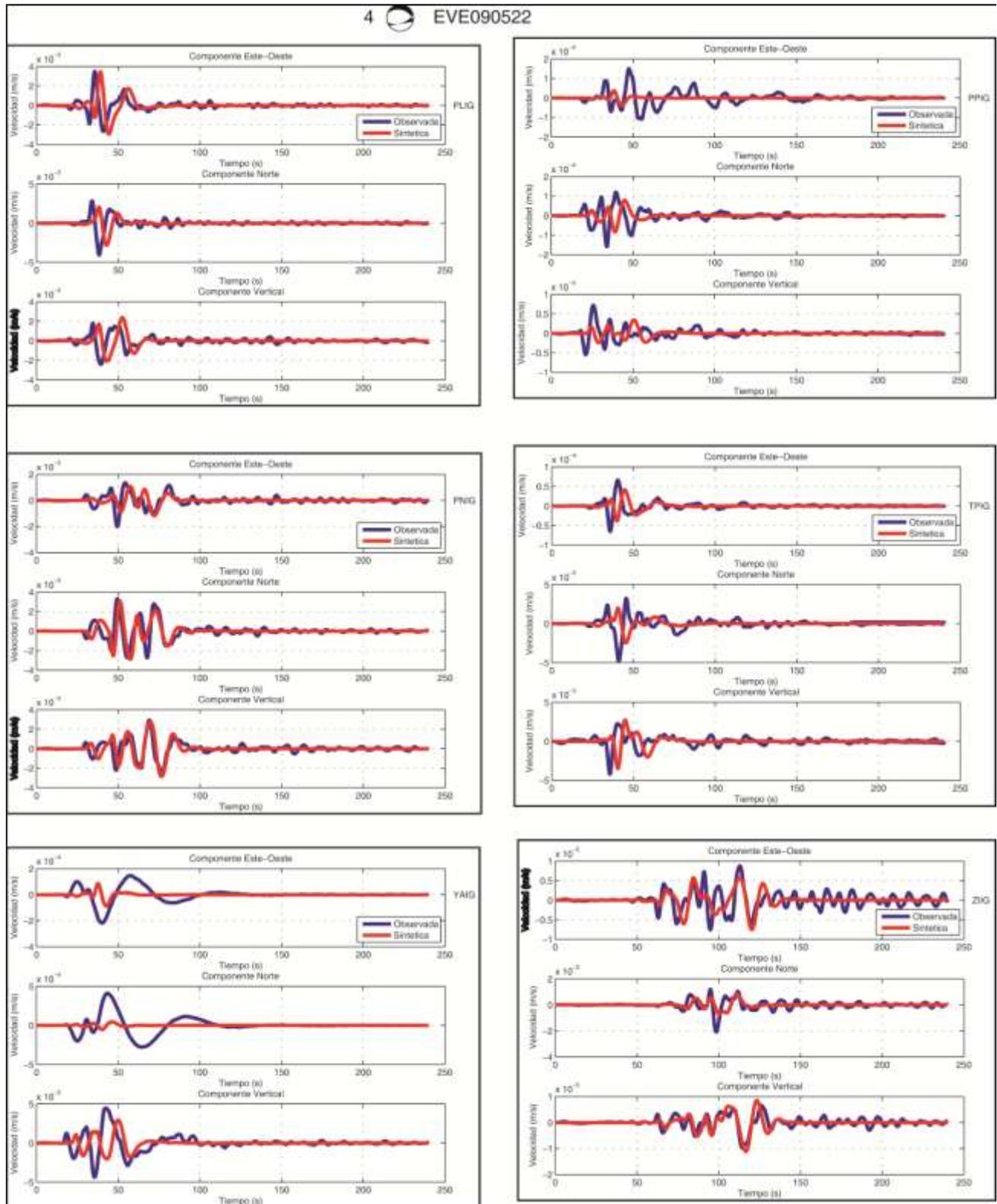


Figura A.22 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Iglesias et al., 2010. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones MASE)

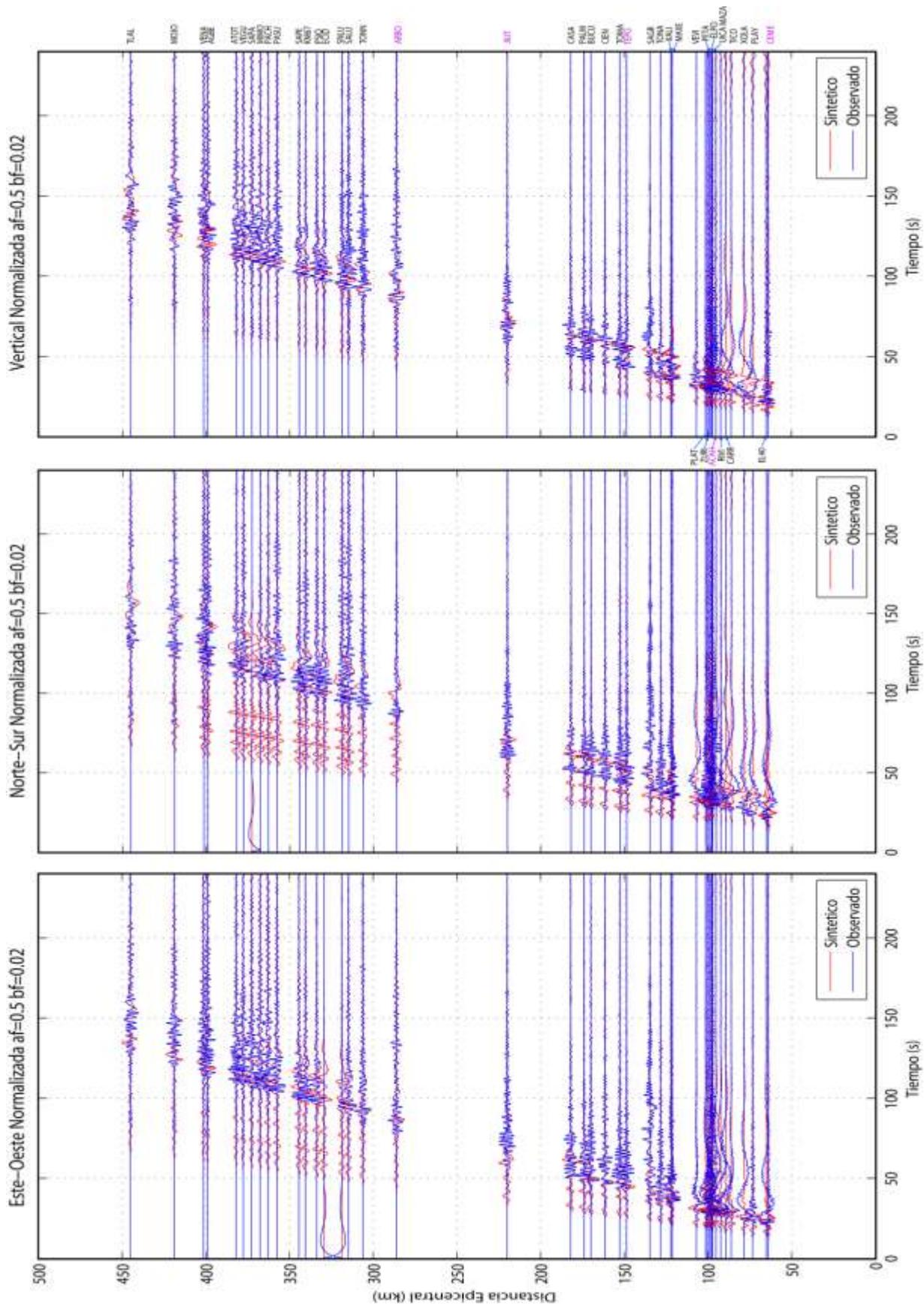


Figura A.23, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo Modificado a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 2 s (0.5 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones MASE)

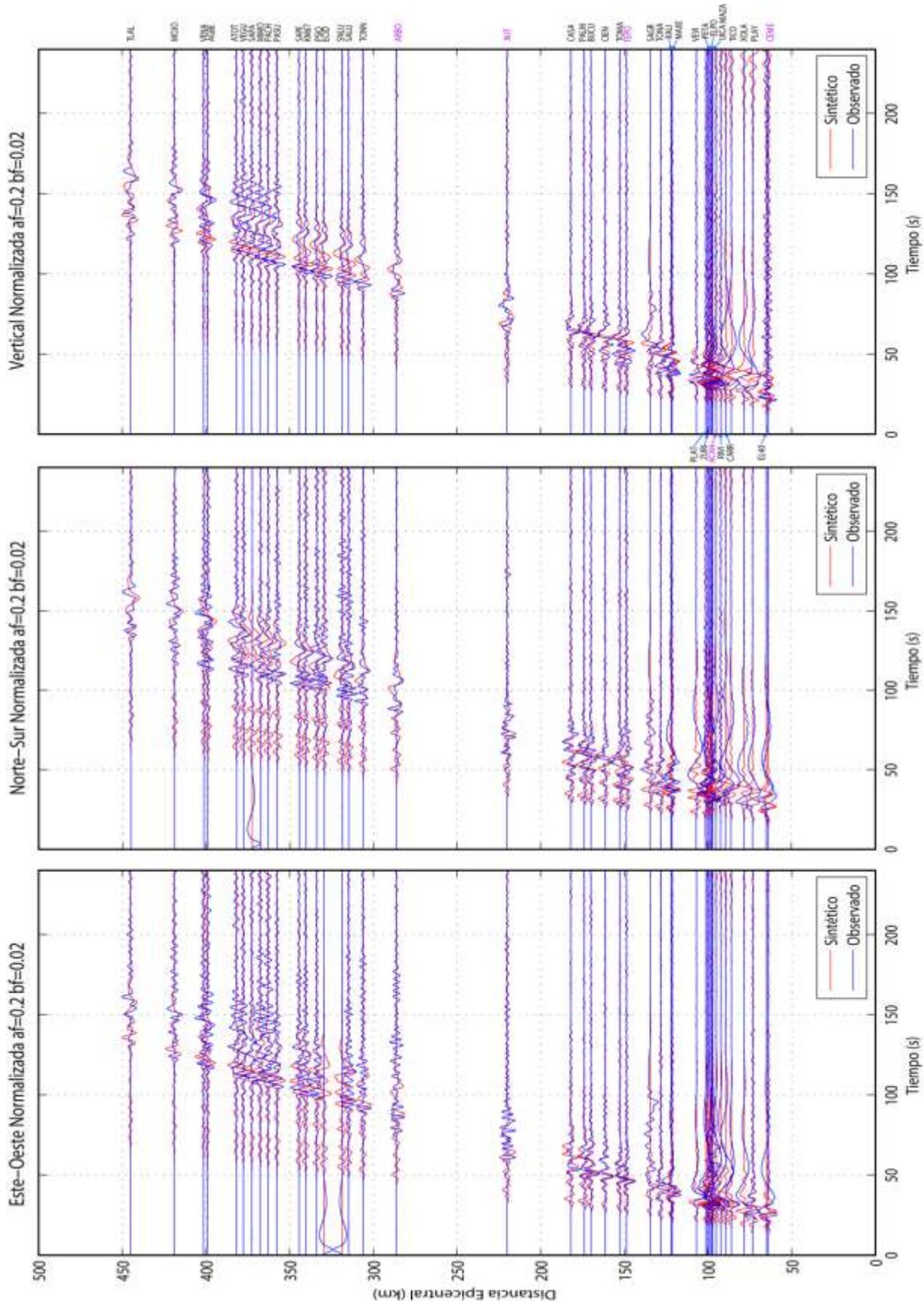


Figura A.24, Comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac del 13 de abril del 2007, Mw 5.9, empleando el modelo Modificado a lo largo de 45 estaciones del arreglo MASE. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical) los sismogramas están ordenados por distancia epicentral a partir de la costa (Acapulco), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 5 s (0.2 Hz).

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección A)

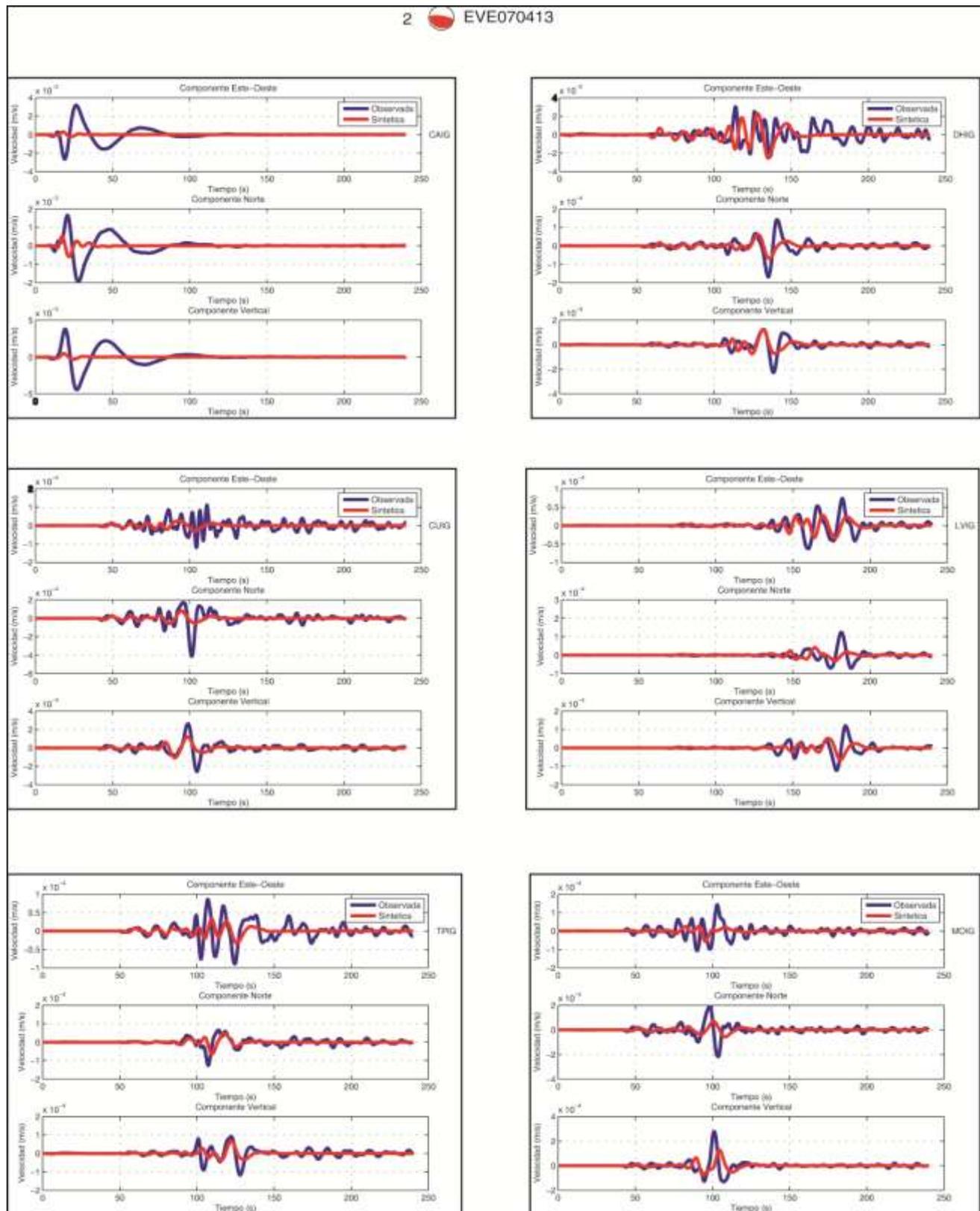


Figura A.25 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atocac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 2 EVE070413 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección A)

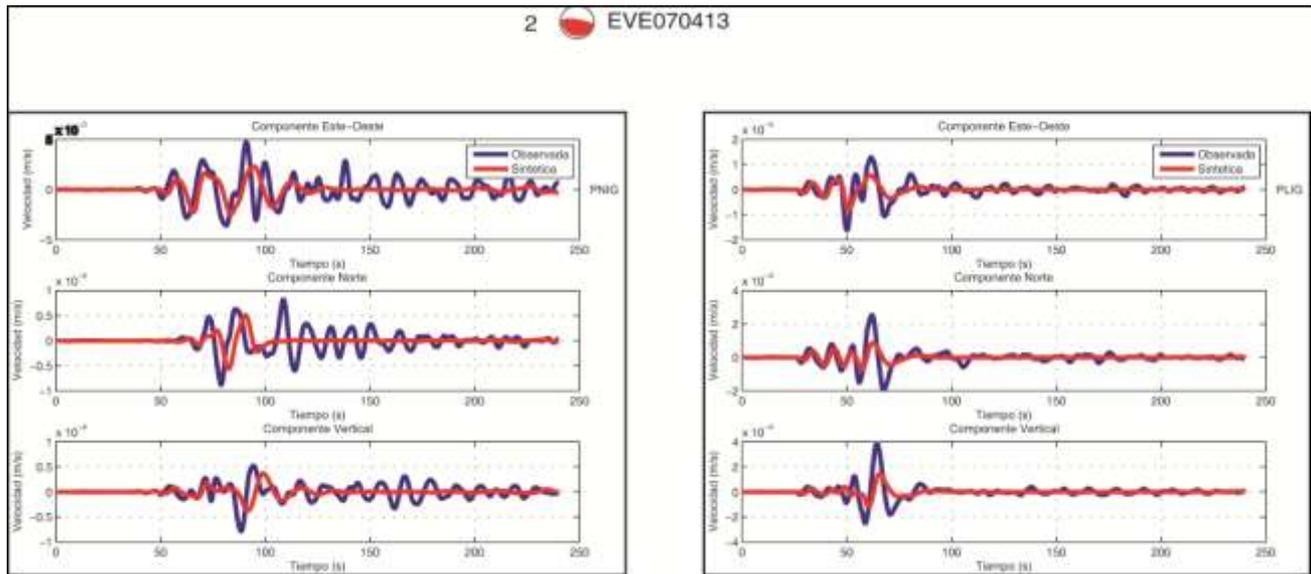


Figura A.25 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo de Atoyac Mw 5.9 del 13 de Abril de 2007, registrado por 8 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 2 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección A)

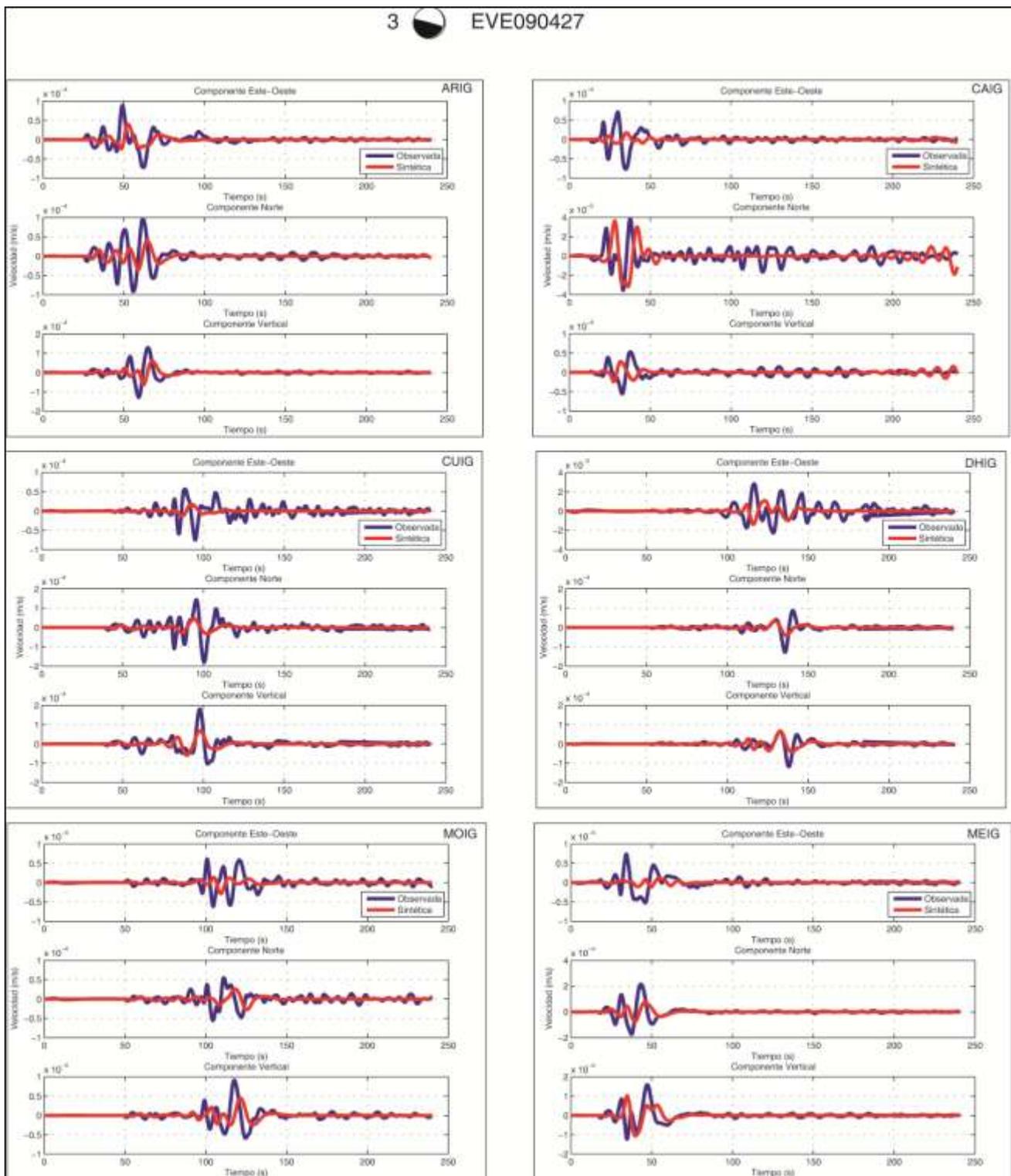


Figura A.26 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 3 EVE090427 con modelo Modificado (Estaciones SSN sección B)

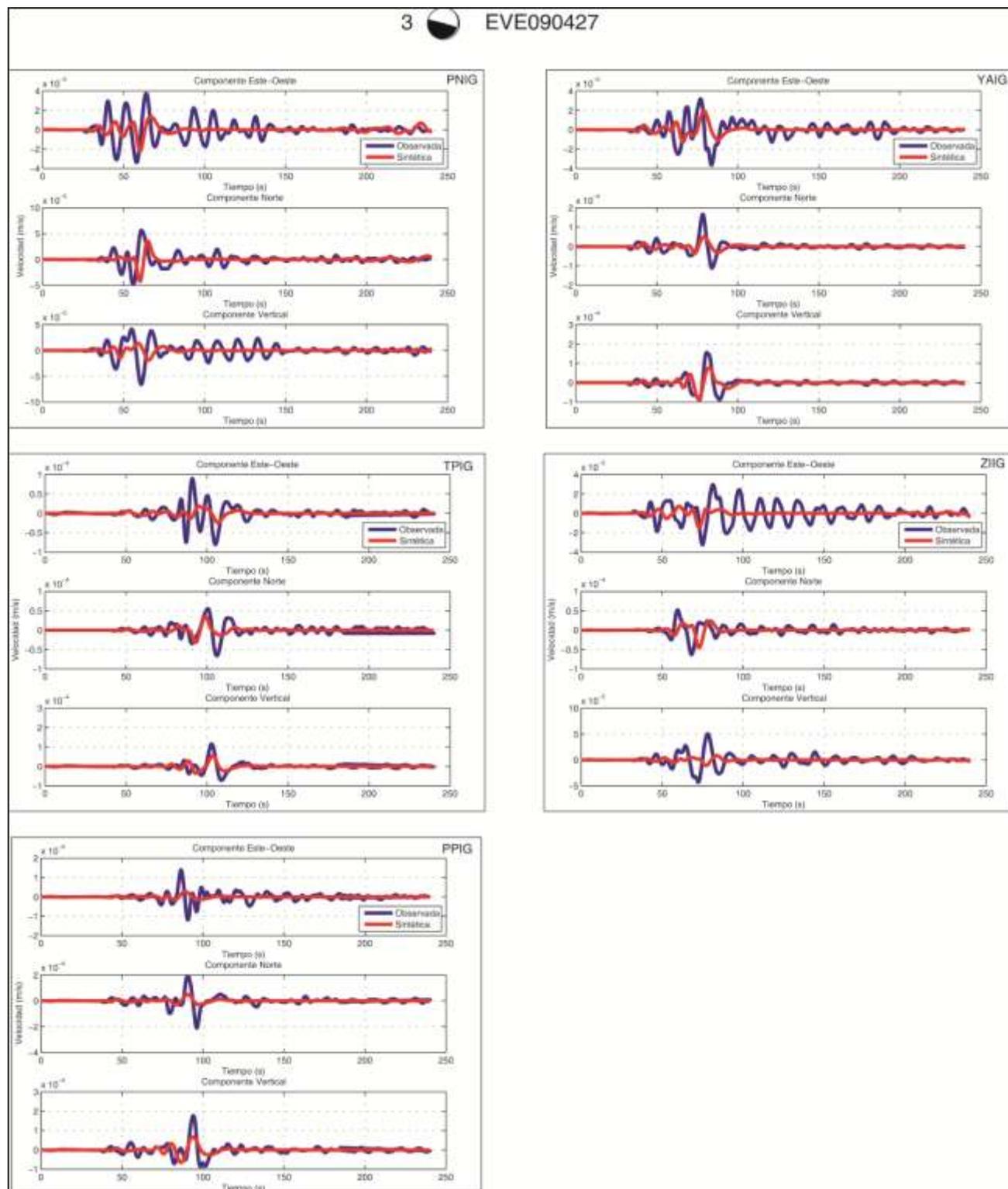


Figura A.26 B, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 27 de Abril del 2009, Mw 5.8, registrado por 11 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 5 estaciones.

Evento 4 con modelo Modificado EVE090522 (Estaciones SSN sección A)

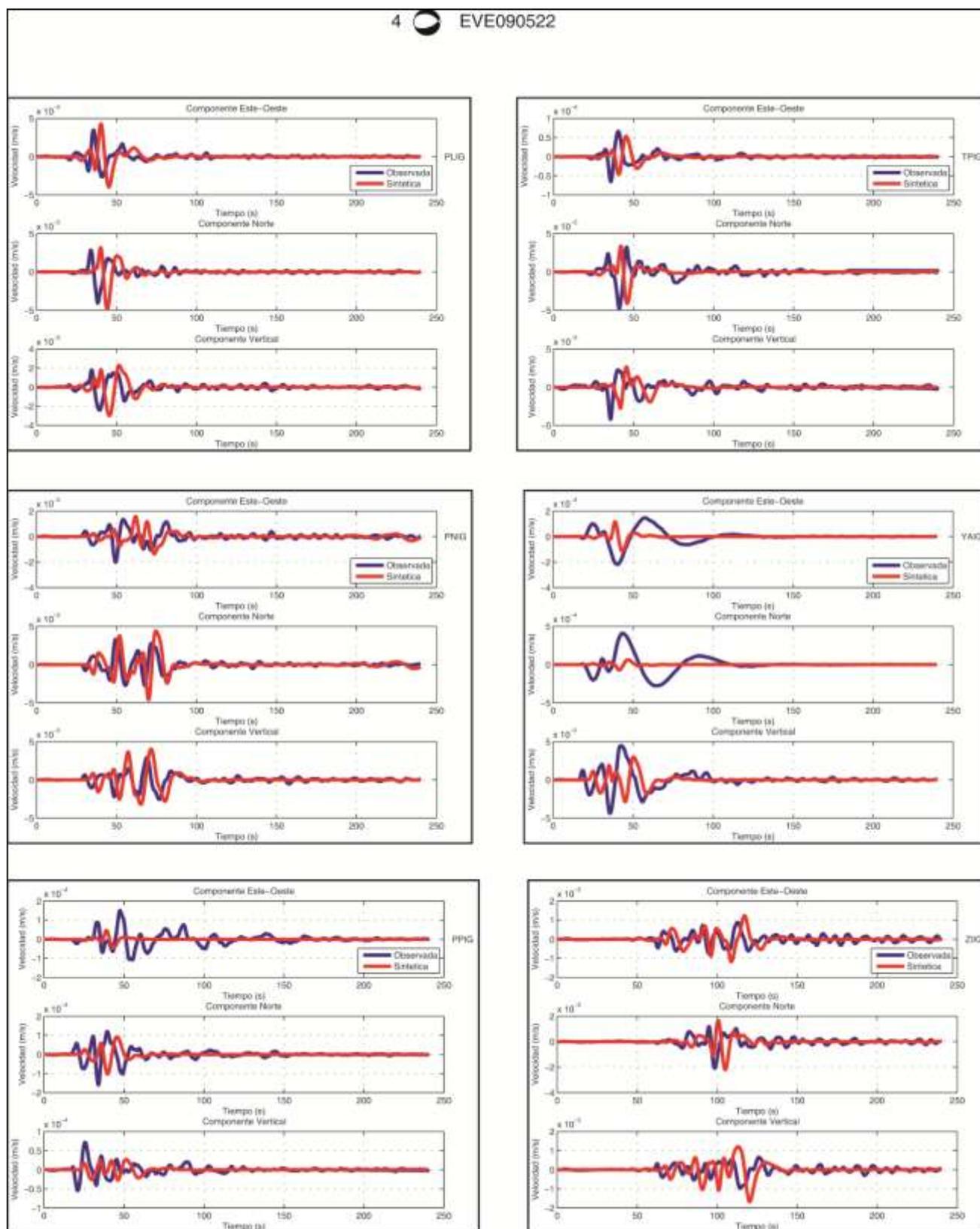


Figura A.27 A, comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajos a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección A con 6 estaciones.

Evento 4 con modelo Modificado EVE090522 (Estaciones SSN sección B)

4  EVE090522

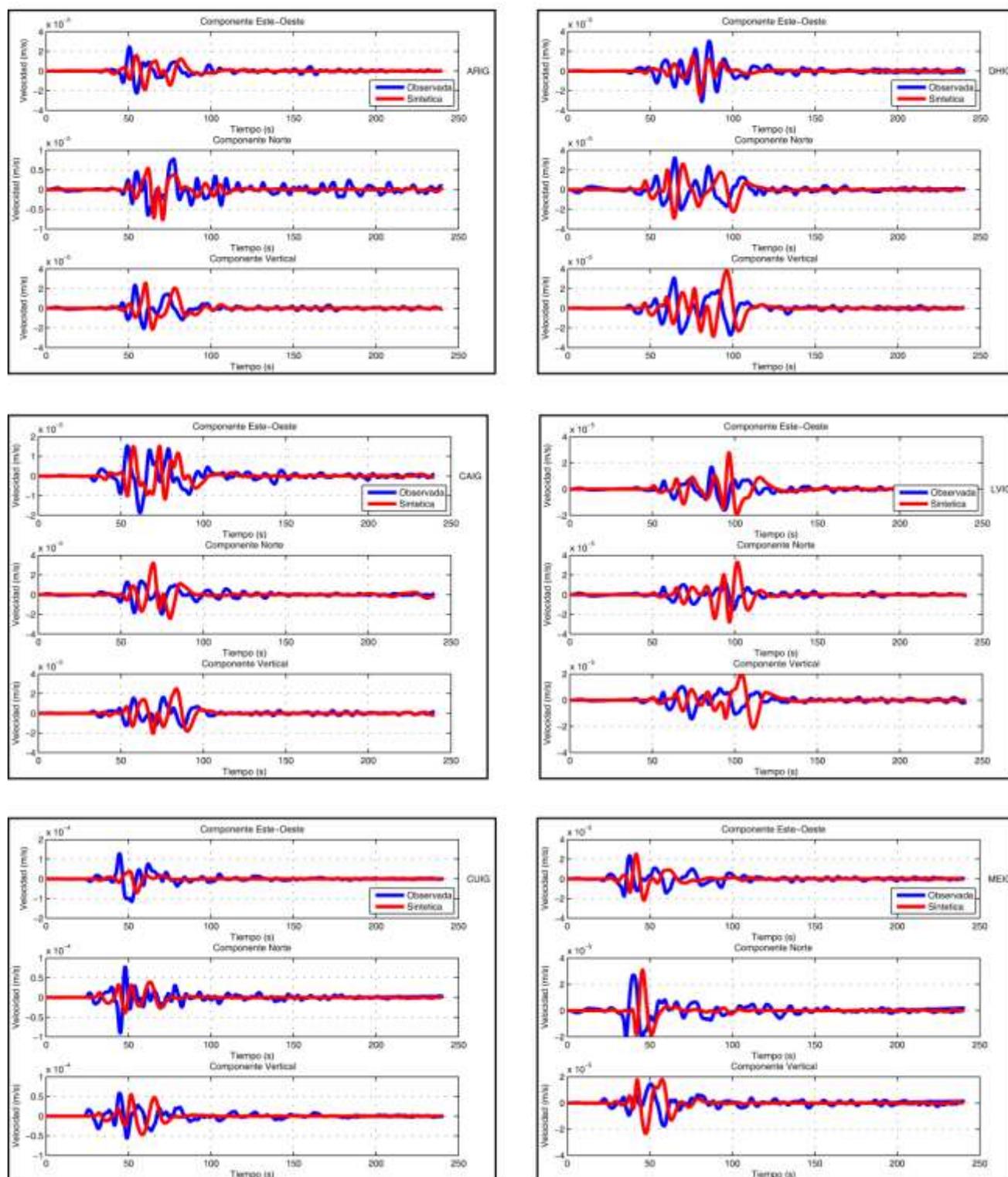


Figura A.27 B comparaciones de sismogramas Observados y Sintéticos para el sismo del 22 de Mayo del 2009, Mw 5.6, registrado por 12 estaciones del SSN dentro de nuestra área de estudio (cuadro rojo) empleando el modelo cortical Modificado. Se presentan las 3 componentes (Este, Norte, Vertical), la línea azul representa los sismogramas observados y la roja los sintéticos, ambos filtrados con un filtro pasabajas a 10 s (0.1 Hz). Esta es la sección B con 6 estaciones.



Bibliografía

[Integración y evaluación de un modelo cortical de velocidades para el modelado de movimientos fuertes en la parte central de México]

Ana Rocher
Enero 2012

- Berteussen, K. A., (1977), Moho depth determination based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves. *Phys. Earth Planet Inter.*, 31, 313-326
- Bouchon, M. (1981), A Simple Method to Calculate Green's Functions in Elastic Layered Media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 959–971.
- Bouchon, M. (2003), A Review of the Discrete Wavenumber Method, *Pure Appl. Geophys.* 160, 445–465 0033 – 4553/03/040445–21.
- Bouchon, M. y AKI, K. (1977), Discrete Wave number Representation of Seismic Source Wave Fields, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 67, 259–277.
- Campa, M. F. y Coney, P. J., (1983), Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1983, 20, 6,1040-1051.
- Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K., y Sanchez-Sesma, F. J. (1989), Destructive Strong Ground Motion in Mexico City: Source, Path, and Site Effects during Great 1985 Michoacan Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 1718–1735.
- Campillo, M., Singh, S.K., Shapiro, N., Pacheco, J. y Herrmann, R.B., (1996). Crustal structure south of the Mexican Volcanic Belt, based on group velocity dispersion, *Geofis. Int.*, 35, 361–370.
- Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., Talavera-Mendoza O., (2008), The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, *The Geological Society of America Special Paper*, 436, 279-308.
- Cerca, M., (2004), Deformación y magmatismo Cretácico tardío – Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: Juriquilla, Qro., Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, 175.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B. y Iriondo, A., (2007), Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the Central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, 26.
- Cruz-Atienza V.M. y J. Virieux, (2004), Dynamic rupture simulation of nonplanar faults with a finite difference approach, *Geophysical Journal International*, 158, 939-954.
- Cruz-Atienza, V.M. y J. Virieux, (2007c), Effects of fault geometry on rupture dynamics, *CIG/SPICE/IRIS/USAF Computational Seismology Workshop*, Jackson, NH, USA (invited).
- Cruz-Atienza V.M., J. Virieux y H. Aochi, (2007b), 3D Finite-Difference Dynamic-Rupture Modelling Along Non-Planar Faults, *Geophysics*, 72,SM123–SM137.
- Cruz-Atienza, V. M., (2006), Rupture Dynamique des Failles Non-Planaires en Différences Finies,

Tesis de Doctorado, UMR Géosciences Azur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Francia.

Cruz-Atienza V. M., A. Iglesias, J. F. Pacheco, N. M. Shapiro, and S. K. Singh, (2010), Crustal Structure below the Valley of Mexico Estimated from Receiver Functions, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 3304-3311.

Chávez-García, F. J. y P. Y. Bard, (1989), Effect of random thickness on the seismic response of a soft soil layer: applications to Mexico City, in *Engineering Seismology and Site Response*, editors A. S. Cakmac y I. Herrera, Computational Mech. Pub., Southampton, 247-261.

Chávez-García, F. J., (1991), Diffraction et amplification des ondes dans le bassin de Mexico, Tesis de Doctorado, Université Joseph Fourier de Grenoble, Francia, 331.

Demant, A., (1978), Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 2, p. 172–187.

Dziewonski, A.M. y Anderson, D. L., (1981), Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet, Inter.*, 25: 297-356.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., (2005a), Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas, *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México.

Fucugauchi, U., J. y J. H. Flores-Ruiz, (1996), Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico, *International Geology Review*, 38, 2.

Furumura, T. y S. K. Singh, (2002), Regional Wave Propagation from Mexican Subduction Zone Earthquakes, The Attenuation Functions for Interplate and Inslab Events, *Bull Seismol. Soc. Am.*, 92, 2110–2125.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F. y Carrasco-Núñez, G., (2003), Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, mantle sources, slab contributions and crustal contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8).

Hjörleifsdóttir, V., (2007), Earthquake source characterization using 3D Numerical Modeling, Ph.D. thesis, California Institute of Technology Pasadena, California.

Iglesias A., V.M. Cruz-Atienza, N.M Shapiro, S.K. Singh y J. F. Pacheco, (2001), Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversión of surface waves dispersión curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofísica International*, 41.

Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Perez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. Garcia, y C. Valdes-Gonzalez, (2010), S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution

surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 115, B06307.

Jodicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., y Rupke, L., (2006), Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico, Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *J. Geophys. Res.*, 111.

Kawase, H. y Aki, K., (1989), A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with spectral reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1361–1382.

Kim, Y., Clayton, R. W. y Jackson, J. M., (2010), Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *Journal of Geophysical Research B*, 115. Art. No. B06310.

Kostoglodov, V., y Bandy W., (1995), Seismotectonic constraint on convergence rate between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.*, 100, 17, 977-17,989.

Madariaga, R., (1976), Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 639–666.

Magistrale, H., S. M. Day, R. Clayton, y R.W. Graves, (2000), The SCEC southern California three-dimensional seismic velocity model version 2, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, S65-S76.

Morán-Zenteno, D.J., (1992), Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco Cruz Grande, Estado de Guerrero, [Ph.D. thesis], México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 p.

Moran-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S. y Solís-Pichardo, G.N., (1999), Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. South Am, Earth Sci.* 12, 513-535.

Nieto-Samaniego A.F., Alanís-Álvarez S.A., Camprubí Cano A., (2005), La Mesa Central de México: estratigrafía y evolución tectónica cenozoica, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* LVII(3), 285-318.

Olsen, K. B. (1994), Simulation of three-dimensional wave propagation in the Salt Lake basin, Ph.D. thesis, Univ. of Utah, Salt Lake City.

Olsen, K. B., S. M. Day, Minster, J. B., Y. Cui, Chourasia, A., Faerman, M., Moore, R., Maechling, P. y Jordan T., (2006), Strong shaking in Los Angeles expected from southern San Andreas earthquake, *Geophysical Research Letters*, 33.

Ordaz, M. y S. K. Singh (1992), Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 24–43.

Ortega-Gutiérrez, F., (1981), Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geof. Int.*, 20, 177 – 202.

Ortega-Gutiérrez, F., L. M. Mitre-Salazar, J. Roldán-Quintana, G. Sánchez-Rubio, y M. De la Fuente, H-3, (1990), Middle America Trench-Oaxaca-Gulf of México, in *Centennial Continent/Ocean Transect 14*, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.

Pacheco, J. F., y S. K. Singh, (2010), Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 115.

Pardo, M. y G. Suárez, (1995), Shape of subducted Rivera and Cocos plates in Southern Mexico, Seismic and Tectonic Implications, *J. Geophys. Res.* 100, 12,357–12,373.

Pardo, M., y G. Suárez, (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico, Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, 100(B7), 12,357–12,373.

Pérez -Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J. F., Singh, S. K., Manea y V.C., Gurnis, M., (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.* 35, L18303.

Sánchez-Sesma, F., Chávez-Pérez, S., Suárez, M., Bravo, M.A. y Pérez-Rocha, L.E., (1988), On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthq. Spectra*, 4, 569–589.

Sedlock, R. L., F. Ortega-Gutiérrez y R. C. Speed (1993), Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper*, 278, 153 p.

Shapiro N.M. y M. Campillo, (2004) Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Letters*, VOL. 31, L07614.

Shapiro, N., M. Campillo, A. Paul, S.K. Singh, D. Jongmans y F.J. Sanchez-Sesma, (1997), On the origin of long period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico, *Geophysical Journal International* 128, 151-166.

Shapiro, N.M, M. Campillo, L. Stehly y M. Ritzwoller, (2005), High Resolution Surface Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, *Science* 307, 1615-1618.

Shapiro, N.M., K.B. Olsen, y S.K. Singh, (2002), On the duration of seismic motion incident onto the Valley of Mexico for subduction zone earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 151, 501-510.

Singh, S. K. y Ordaz, M., (1993), On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1298–1306.

Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco, L. Alcántara, A. Iglesias, S. Alcocer, D. García, X. Pérez-Campos, C. Valdes, y D. Almora, (2007), A report on the Atoyac, Mexico, earthquake of 13 April 2007 (M 5.9), *Seismol. Res. Lett.*, 78, 635–648.

Singh, S. K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J. M. Espindola, E. Mena y R. Quaas, (1988), A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site. *Earthquake Spectra*, 4, 653-673.

Slepian, D., (1978), Prolate spheroidal wave functions, Fourier analysis, and uncertainty. V: The discrete case, *Bell Syst. Tech. J.*, 57, 1371–1430.

Song, T. A., Helmberger, D. V., Brudersinski, M. R., Clayton R. W., Davis, P., Pérez-Campos, X. y Singh, S.K., (2009), Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico, *Science* 324, 502-506.

Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, y C. David, (1990), Geometry of subduction and depth of the seismic zone in the Guerrero gap, Mexico, *Nature*, 345, 346-338.

Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suástegui, M., (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of the southwestern North America during the Late Mesozoic, *Journal of South American Earth Sciences* 13 (4), 297–324.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G., Valencia, V., y Centeno-García, E., (2007), Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic, *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1052–1065.

Tolson, G. (2005), La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 ,1, 111-122.

Thomson, D. (1982), Spectrum estimation and harmonic analysis, *IEEE Proc.*, 70 (1055–1096).

UNAM Seismology Group, (2010), Intraslab Mexican earthquakes of 27 April 2009 (Mw5.8) and 22 May 2009 (Mw5.6): a source and ground motion study, *Geofísica Internacional* 49 153-163.

Valdes, C. M. Mooney, W. D. Singh, S. K. Meyer, R. P. Lomnitz, C. Luetgert, J. H. Helsley, C. E. Lewis, B. T. R. Mena, M, (1986), Crustal structure in Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 547- 563.

Virieux, J., (1986), P-SV wave propagation in heterogeneous media, velocity–stress method, *Geophysics*, 51, 889–901.

Virieux, J., P.-Y. Bard y H, Modaressi, (2007), *Quantitative seismic hazard Assessment*, Springer.

Zhou, Y. (2004), Surface wave propagation in laterally heterogeneous media: with application to global upper-mantle tomography, Ph.D. thesis, Princeton.