



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**TOMOGRAFÍA DE VELOCIDAD DE GRUPO DE ONDA DE RAYLEIGH
PARA EL GRABEN DE ACAMBAY POR MEDIO DE RUIDO SÍSMICO**

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA (SISMOLOGÍA)

PRESENTA:
SERGIO VALDERRAMA MEMBRILLO

DIRECTOR:

DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ (SECRETARIO)
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

JURADO:

DR. FRANCISCO SÁNCHEZ SESMA (PRESIDENTE)
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM
DR. FRANCISCO RAMÓN ZÚÑIGA (VOCAL)
CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM
DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA (SUPLENTE)
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DR. PIERRE GILLES LACAN (SUPLENTE)
CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., MARZO DEL 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

A mi familia por estar conmigo y apoyarme en cada momento. A mi mamá Lolita por siempre preocuparse, por su amor incondicional y por tenerme paciencia. A mi papá por mostrarme el coraje para no rendirme. A mi hermana Anita por sus sabios consejos y encontrar en ella una nueva amiga. A mi tía Lety por todo su gran apoyo y por ser más que una tía.

A todos mis amigos de la Torre de Ingeniería: Mariana, Iván, Dioni, René, Eve, Fili, Lore, Javier, Bruno, Rubén y Pablo. Por todos los buenos momentos dentro y fuera de la Torre, y por formar parte de este gran grupo que nos ha ayudado a crecer. Mucho éxito para cada uno de ustedes.

A mis grandes amigos que me han acompañado durante todos estos años de amistad: Cristina, Luz, Lupita, Eliza, Monse, Alejandra, Raymundo, Jonathan, Roberto, Fabián y David.

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A mi asesor y maestro el Dr. Jorge Aguirre por toda la confianza y apoyo brindado durante todo este tiempo. Por involucrarme en sus proyectos, por compartirme y contagiarme el gusto por la sismología. Por todo el aprendizaje durante todos estos años que parte del mismo se ha plasmado en el presente trabajo.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y a mis maestros por las enseñanzas durante la maestría.

A la UNAM mi alma mater, por transformar mi vida.

Al jurado de la presente Tesis: Dr. Pierre Gilles Lacan, Dr. Francisco Ramón Zúñiga, Dr. Jorge Aguirre González, Dr. Francisco Sánchez Sesma y Dr. Arturo Iglesias Mendoza por las revisiones realizadas, ya que enriquecieron el trabajo.

Agradezco al CONACyT por otorgarme una beca para continuar con mis estudios.

Al Dr. Francisco Ramón Zúñiga, Dr. Pierre Gilles Lacan, Mtro. Rodrigo A. León Loya y Dr. Víctor Hugo Márquez Ramírez por proporcionar los datos de las estaciones temporales del graben de Acambay.

Al Servicio Sismológico Nacional de México (SSN), por proporcionar los datos de las estaciones utilizadas.

Al Dr. Víctor Espíndola Castro y Arturo Cárdenas Ramírez por proporcionar los datos de las estaciones del Valle de México utilizadas en este trabajo.

Al proyecto PAPIIT IA101615 otorgado a Pierre Lacan por el apoyo económico para la instalación y mantenimiento de las 4 estaciones del Centro de Geociencias, UNAM.

ÍNDICE

RESUMEN	I
INTRODUCCIÓN	II
CAPÍTULO I	1
MARCO TECTÓNICO Y ESTUDIOS DE LA ZONA	
1.1 Área de estudio	1
1.2 Graben de Acambay	1
1.2.1 Marco Tectónico del graben de Acambay	3
1.2.1.1 Fallas al norte del graben de Acambay	4
1.2.1.2 Fallas centrales del graben de Acambay	4
1.2.1.3 Fallas al sur del graben de Acambay	4
1.2.2 Estudios realizados	5
CAPÍTULO II	8
RUIDO SÍSMICO Y VELOCIDAD DE GRUPO	
2.1 Ondas superficiales	8
2.1.1 Ondas de Rayleigh	8
2.1.2 Ondas de Love	9
2.2 Ruido sísmico	10
2.2.1 Correlaciones de ruido sísmico y función de Green	11
2.3 Datos	12
2.4 Metodología para la obtención de la función de Green	13
2.4.1 Fase 1: Preparación de los datos de manera individual	14
2.4.2 Fase 2: apilado de las correlaciones cruzadas	15
2.4.3 Fase 3: Calculo de las curvas de dispersión	17
CAPÍTULO III	18
TOMOGRAFÍA DE ONDAS SUPERFICIALES RAYLIGH PARA EL GRABEN DE ACAMBAY	
3.1. Tomografía de ruido sísmico	18
3.2. Prueba del tablero de ajedrez	18
3.3. Tomografía de ondas superficiales para la velocidad de grupo	21
3.4. Perfiles de onda de corte para el graben de Acambay	25
3.5. Verificación de las inversiones de las curvas de dispersión	29

CAPÍTULO IV	31
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
4.1 Comparación de las tomografías con estudios de la zona	31
4.2 Comparación de los perfiles con estudios de la zona	35
4.3 Interpretación conjunta de los estudios realizados	36
CAPÍTULO V	37
CONCLUSIONES	
REFERENCIAS	39
APÉNDICE A	43
APÉNDICE B	53

RESUMEN

En el presente trabajo se usaron señales de ruido sísmico para obtener la función de Green para pares de estaciones, por medio de correlaciones cruzadas de la componente vertical. Se ocuparon 10 estaciones sísmicas. Las estaciones empleadas forman parte de diferentes redes sísmicas; cuatro estaciones conformaron la red temporal del Centro de Geociencias, tres estaciones forman parte de la red permanente del Servicio Sismológico Nacional y las restantes tres estaciones integran parte de la red permanente del Valle de México. Los registros sísmicos de las estaciones abarcan grabaciones de mayo del 2015 a septiembre del 2016, todas las estaciones grabaron a 100 mps. Solo para la estación de Atlacomulco con siglas ATVM, que forma parte de la red permanente del Valle de México, se ocuparon correlaciones cruzadas de sismos ya que presentaron problemas de sincronía de tiempo.

Para la recuperación de la función de Green primero se pre-procesaron las señales de manera individual, se realizó la corrección instrumental, se eliminó la media y tendencia. Posteriormente se realizó una normalización temporal (1-bit) y una normalización espectral (blanqueo espectral) y se aplicó un filtrado pasa bandas de 0.1 a 1 Hz. En seguida se llevó a cabo la correlación cruzada en ventanas de 10 minutos. Después de apilar todas las correlaciones se recuperó la función de Green entre cada par de estaciones. A partir de la función de Green extraída se realizó un filtrado múltiple de banda estrecha para generar las curvas de dispersión de onda de Rayleigh entre cada par de estaciones.

Las mediciones de velocidad de grupo se invirtieron para generar la tomografía en frecuencias discretas (0.1-0.5 Hz). De acuerdo con pruebas de resolución por medio del tablero de ajedrez se utilizaron celdas cuadradas de 6 km de lado, cubriendo un área total de 1,008 km² con una buena resolución. Las tomografías fueron obtenidas en un rango de 0.1 Hz a 0.5 Hz. Los resultados muestran buenas correlaciones tanto con estructuras geológicas profundas como superficiales. Por lo que se observa en los resultados, las fallas del graben de Acambay controlan las tomografías, es decir limitan zonas de velocidad o cambios de velocidad. Los resultados precisan cuerpos anómalos que concuerdan en dirección y en dimensión con estudios geofísicos de la región. Las tomografías definen que el graben de Acambay presenta velocidades menores que en sus alrededores. Las bajas velocidades coinciden con el volcán Temascalcingo, las velocidades bajas podrían estar asociadas a material vulcano sedimentario altamente alterado. Se obtuvieron perfiles de velocidad de corte en dirección S-N a través de la inversión de las curvas de dispersión. Algunos perfiles muestran la influencia de las fallas del graben, se comparan algunos perfiles de velocidad de corte con perfiles a partir de estudios geofísicos del graben de Acambay. Los resultados obtenidos contribuyen al conocimiento de la distribución de las estructuras profundas del graben de Acambay, que es importante para la simulación de sismos.

INTRODUCCIÓN

A partir del sismo de Acambay de 1912 (M6.9; Suter *et al.*, 1996) varios estudios buscaron cartografiar las fallas de graben (Martínez Reyes y Nieto-Samaniego, 1990), caracterizar su geometría (Suter *et al.*, 1992) y más recientemente definir su actividad sísmica prehistórica mediante estudios de paleosismología (Langridge *et al.*, 2000; 2013; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Ortuño *et al.*, 2015; Lacan *et al.*, 2018). Sin embargo, poco se sabe de las estructuras profundas del graben. Existen estudios geofísicos como de gravimetría o magnetometría a una escala regional, en los cuales no se tiene una buena resolución para apreciar las estructuras del graben de Acambay (De la Fuente *et al.*, 1994; SGM, 2016). Recientemente se han realizado perfiles de resistividad y de gravimetría a través del graben dando una pauta de los cuerpos profundos hasta 10 kilómetros de profundidad (Maldonado 2017).

En sismología la recuperación de la función de Green, por medio del apilado de las correlaciones cruzadas de ruido sísmico durante un periodo de tiempo largo, es posible entre pares de estaciones. La función de Green contiene información de las ondas superficiales que viajan entre las dos estaciones. Al obtener la función de Green se pueden conocer las velocidades de grupo cuando se presenta dispersión. Al invertir los datos discretos de la curva entre varios pares de estaciones se puede cubrir un área con una buena resolución cuando el arreglo lo permite. Cuando se cumple una buena resolución del área de estudio es posible generar mapas de velocidad de grupo, la técnica descrita recibe el nombre de tomografía de ruido ambiental (ANT: *Ambient Noise Tomography*). La aplicación del método ANT ha ido en aumento en los años recientes por la sencillez de conocer la propagación de las ondas superficiales a diferentes escalas, además de que permite conocer la distribución de las estructuras profundas con respecto a sus velocidades. El presente trabajo utilizó la táctica ANT para generar la tomografía sísmica de velocidad de grupo de onda de Rayleigh para el graben de Acambay, la cual alcanzó una resolución de 6x6 km y cubrió un área total de 1,008 km².

Los principales objetivos del presente trabajo son:

1. Obtener la tomografía de velocidad de grupo de onda de Rayleigh para el graben de Acambay.
2. Conocer la distribución de las estructuras profundas del graben de Acambay.
3. Comparar los resultados obtenidos con estudios existentes de la zona.

El contenido del trabajo se encuentra organizado de la siguiente manera:

En el capítulo I, se presenta de manera general el marco geológico, tectónico y sismológico de la zona de estudio. Esta parte permite plantear el estado del arte en cuanto al conocimiento actual de las estructuras tectónicas que conforman el graben de Acambay.

En el capítulo II, ruido sísmico y velocidad de grupo, se describen los fundamentos que sustentan la metodología empleada, como es la recuperación de la función de Green después de apilar las correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones. En el capítulo también

se presentan las características de las estaciones sísmicas utilizadas, de igual forma se describe la metodología para obtener las funciones de Green entre cada par de estaciones con su correspondiente velocidad de grupo.

En el capítulo III, se presenta la tomografía del graben de Acambay para diferentes frecuencias (0.1-0.5 Hz) después de realizar la prueba de resolución por medio del tablero de ajedrez. Se trabajó con celdas cuadradas de 6 km de lado. Se obtuvieron 5 perfiles de onda de corte para el graben de Acambay en dirección S-N, después de invertir las curvas de dispersión.

En el capítulo IV, se realiza una comparación de los resultados obtenidos de la tomografía de velocidad de grupo con los estudios geofísicos de gravimetría y de magnetometría existentes (Maldonado 2017), así como con un mapa de isosistas del terremoto de 1912 en Acambay (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2017). Para cada estudio se hace una comparación e interpretación con resultados. De igual forma se hace una comparación con perfiles de resistividad, gravimetría y magnético los cuales se encuentran en la parte central del graben con los perfil más próximos de velocidad de corte invertido a partir de las curvas de dispersión.

Finalmente, en el capítulo V, se puntualizan las conclusiones más relevantes del trabajo y se hacen recomendaciones con el objetivo de que en un futuro se cuente con mayor número de estaciones sísmicas para una mejor resolución de la tomografía.

CAPÍTULO I

MARCO TECTÓNICO Y ESTUDIOS DE LA ZONA

1.1 Área de estudio

La zona de estudio abarca gran parte del noroeste del Estado de México. Se encuentra aproximadamente entre los paralelos 19°50' y 20° N y los meridianos 99°40' y 100°05'W. En esta área se encuentran las principales fallas que componen el graben de Acambay (Figura 1.1). La zona de estudio se encuentra aproximadamente a 100 km de la capital del país.

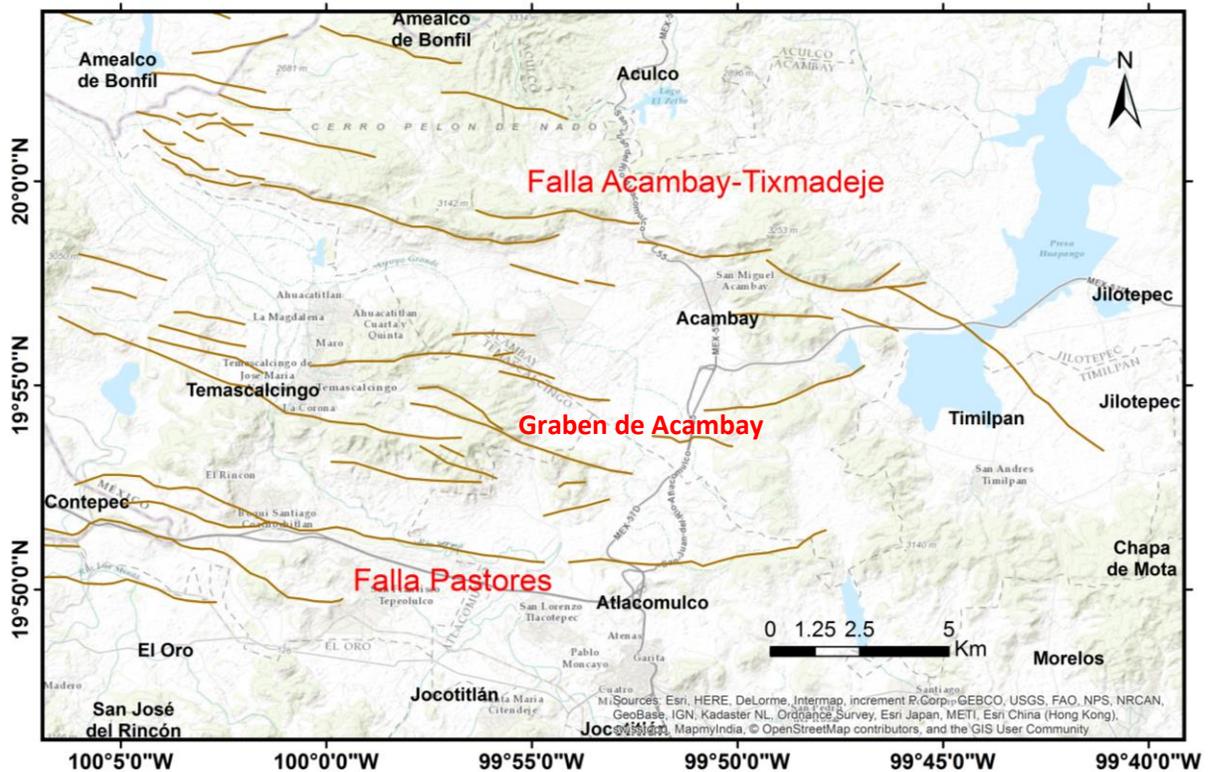


Figura 1.1 Área de estudio.

1.2 Graben de Acambay

El graben de Acambay pertenece a la parte oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) [Figura 1.2]. El CVTM es un arco volcánico continental activo donde las rocas en su mayoría presentan una composición calco-alcalina (Pasquaré *et al.*, 1988; Aguirre-Díaz *et al.*, 1998). La formación del CVTM está asociada a la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana (Mooser, 1972; Álvarez, 1975). El CVTM tiene una longitud de 1000 km, la anchura varía de 20 a 200 km y unos 160, 000 km² de superficie (De la Fuente y Verma, 1993).

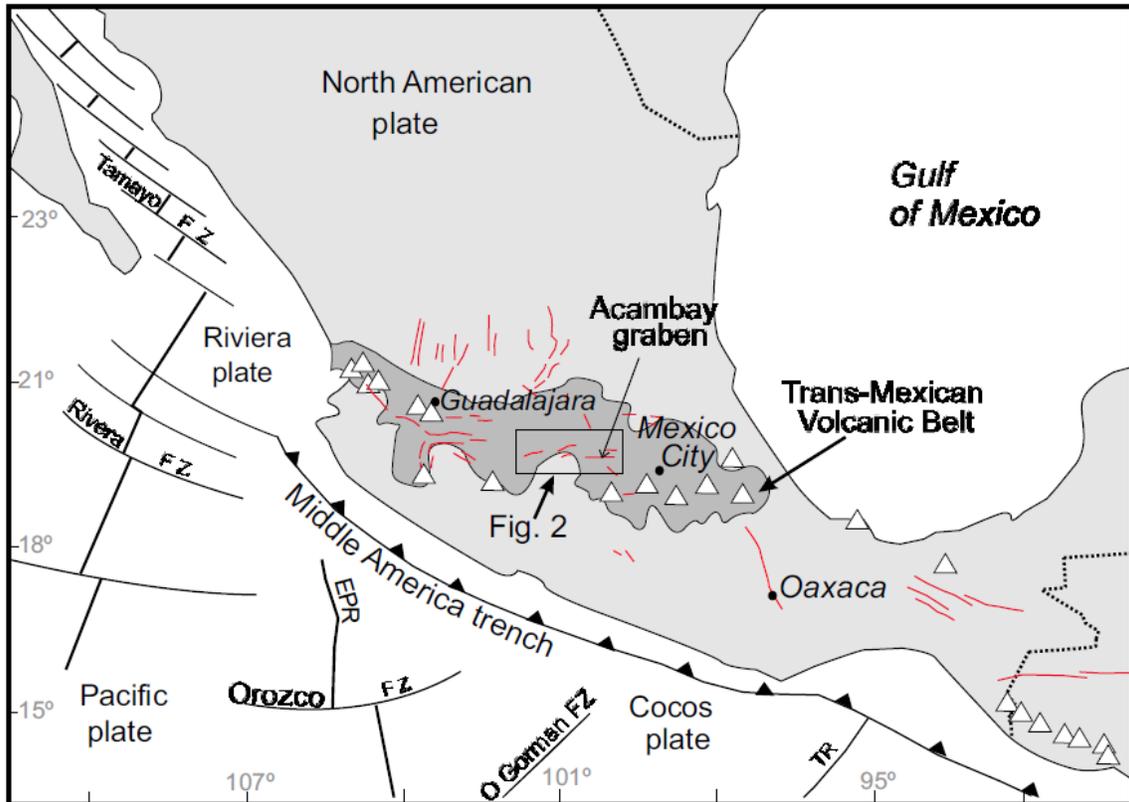


Figura 1.2 Cinturón Volcánico Transmexicano, en cuadro negro centrado se muestra la ubicación del graben de Acambay. Tomada de Ortuño *et al.* (2015).

El graben de Acambay se ubica en la intersección de dos sistemas de fallas regionales normales, el Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCHT) con orientación E-NE (Johnson y Harrison, 1990) y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) con una orientación N-NW (Demant, 1978) (Figura 1.3). El SFTSMA está compuesto por numerosas fallas, entre ellas la falla Perales que atraviesa la parte oeste del graben de Acambay (Figura 1.3). La falla se extiende a lo largo de unos 50 km, y presenta una orientación preferencial E-W (Martínez Reyes y Nieto-Samaniego, 1990).

Las rocas que componen el graben de Acambay son de origen volcánico de edad mioceno a cuaternario, estas rocas descansan sobre un basamento metamórfico y plutónico (Sánchez-Rubio, 1984; Aguirre-Díaz, 1993; 1995). El material más joven corresponde a una sedimentación fluvio-lacustre que relleno pequeñas cuencas formadas por relieves y barreras tectónicas a lo largo del río Lerma (Sunye-Puchol *et al.*, 2015).

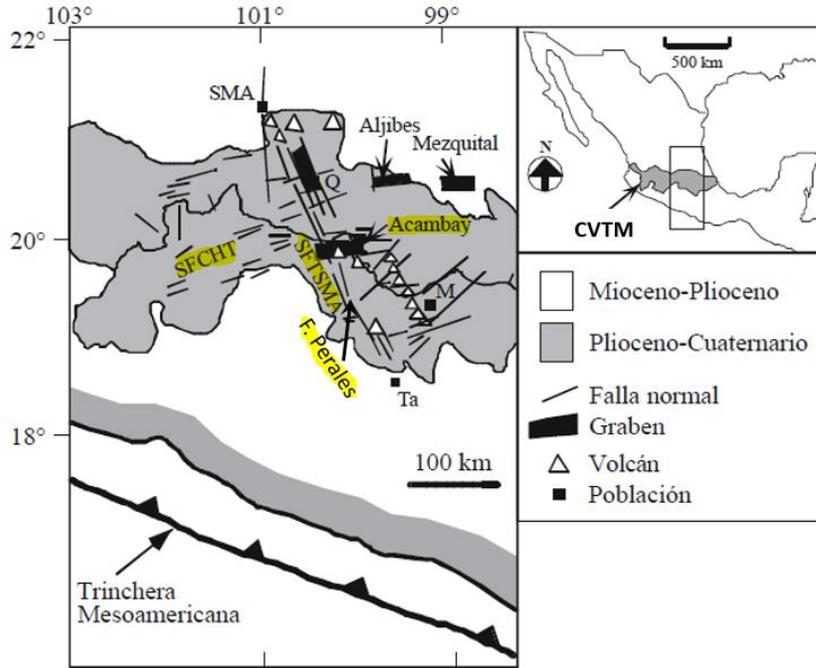


Figura 1.3 Mapa índice del sector central del CVTM y de los principales sistemas de fallas Taxco-San Miguel de Allende y Chapala-Tula. Modificada de Aguirre-Díaz *et al.* (2000).

1.2.1 Marco Tectónico del graben de Acambay

El graben de Acambay tiene una dimensión de aproximadamente 80 km de longitud y de 15 a 38 km de ancho con un máximo topográfico de relieve de 500m. Cuatro fallas mayores componen al graben: la falla de Acambay-Tixmadejé y Epitacio-Huerta en la parte norte, en la parte central se encuentra el sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro que recorre toda la cuenca, y las fallas Venta de Bravo y Pastores por la parte sur (Figura 1.4).

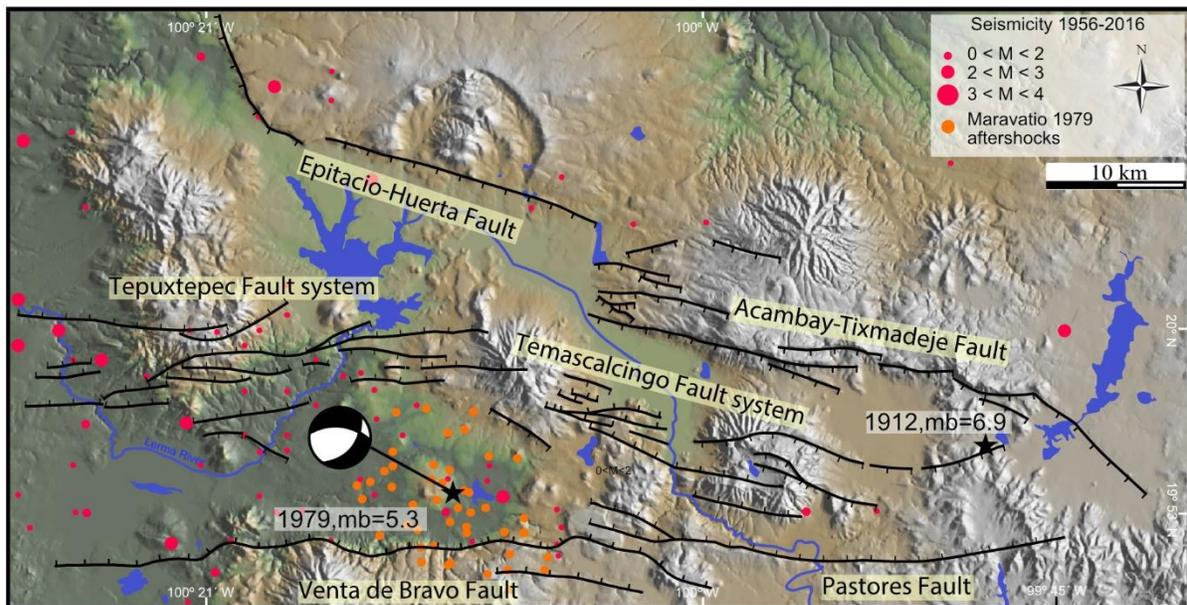


Figura 1.4 Mapa neotectónico del graben de Acambay. Tomada de Lacan *et al.* (2018).

En el graben de Acambay han ocurrido sismos de magnitud considerable durante la historia. El último registrado en el graben con magnitud mayor a 5, fue el que se originó en 1979 el cual ocasionó efectos en la superficie pero sin ruptura en la superficie y tuvo una magnitud Mw 5.3 (Astíz-Delgado, 1980). El graben también ha originado uno de los pocos sismos en territorio continental con rupturas superficiales, el terremoto de Acambay de 1912 que presentó una magnitud de Mw 6.9 (Suter *et al.*, 1991).

Por la actividad del graben de Acambay se han realizado estudios paleosísmicos. Se estima que la tasa de deslizamiento de la falla de Acambay-Tixmadejé es de 0.17 mm/año, con un desplazamiento vertical promedio de 60 cm, y un periodo de recurrencia de 3600 años para sismos de magnitud mayor de 6 (Langridge *et al.*, 2000). Para la falla Pastores, se calcula un deslizamiento vertical con una velocidad de 0.04 mm/año (Suter *et al.*, 1995). Estudios de paleosismología de Langridge *et al.* (2013) estiman que los paleoeventos pueden generar desplazamientos verticales de 0.3 m.

1.2.1.1 Fallas al norte del graben de Acambay

La falla de Acambay-Tixmadejé (FAT) se extiende a lo largo de más de 40 km, con una orientación ESE-WNW, presentan un desnivel topográfico de unos 400 m (Martínez Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). Los planos de la falla se inclinan hacia el sur y alcanzan los 70° de echado. La falla fue la fuente sismogénica del terremoto de 1912 (Langridge *et al.*, 2000), el temblor produjo rupturas superficiales y desplazamientos verticales superficiales mayores a 50 cm (Urbina y Camacho, 1913).

La falla Epitacio Huerta (Figura 1.4) se encuentra a 8 km al norte de la falla Acambay-Tixmadejé y tiene una longitud de aproximadamente 40 km. La falla Epitacio Huerta es una falla normal con orientación N75°W en la parte oriental y en la parte occidental N40°W, su buzamiento es hacia el sur (Martínez y Nieto, 1990). La falla tiene un escarpe máximo de 100 m en la parte central (Suter *et al.*, 1995).

1.2.1.2 Fallas al centro del graben de Acambay

Las fallas tienen un rumbo N60°W, los planos de falla alcanzan los 80° de inclinación tanto en la parte norte como en el sur formando pequeñas fosas tectónicas, como las de Temascalcingo-San Pedro el Alto. (Martínez y Nieto, 1990). La falla de Temascalcingo buza hacia el norte y corta el flanco sur del volcán de Tamascalcingo. Las fallas de San Pedro y de San Mateo buzan hacia el sur cortando el flanco norte del volcán (Figura 1.4).

1.2.1.3 Fallas al sur del graben de Acambay

La falla de Pastores, es una falla principalmente normal con una componente lateral izquierda inferior a 10% con un buzamiento hacia el norte con una inclinación que varía entre 45 a 70° (Suter *et al.*, 2001). La falla tiene una longitud de 32 km, presenta una traza morfológica muy rectilínea (Figura 1.4).

Estudios paleosismológicos muestran evidencias de paleoeventos en la falla de Pastores ocurridos en el pleistoceno y en el holoceno (Langridge *et al.*, 2013; Ortuño *et al.*, 2015). La falla Venta de

Bravo forma parte del margen suroeste del graben de Acambay (Suter *et al.*, 1992; 1995). La falla es normal y tiene una longitud de 45 km con una orientación E-W, la cual buza al norte se tienen escarpes topográficos de 300 metros (Langridge *et al.*, 2000).

1.2.2 Estudios realizados

En el graben de Acambay se han realizado diferentes estudios, en diferente ámbito, diferente escala (local o regional) de acuerdo con el propósito del estudio con la finalidad de caracterizarlo de mejor manera. Estudios geofísicos de gravimetría (De la Fuente *et al.*, 1994) y magnético (SGM, 2016) a una escala regional abarcan al graben. El estudio de gravimetría contempló la parte central del país, indicando la anomalía de Bouguer (Figura 1.5). La anomalía de Bouguer indica un exceso o un déficit de la densidad por debajo del nivel medio del mar después de aplicar una serie de correcciones para quitar efectos de altura y de topografía. De acuerdo con Ferrari *et al.* (2012) el efecto de la corteza domina el comportamiento de los cuerpos anómalos. Para la parte Oeste del CVTM se tienen anomalías con valores mayores que la parte Este del CVTM (lugar perteneciente al graben de Acambay). De manera general los cuerpos anómalos negativos se muestran en colores azules y cuerpos anómalos positivos en color rojo (Figura 1.5)

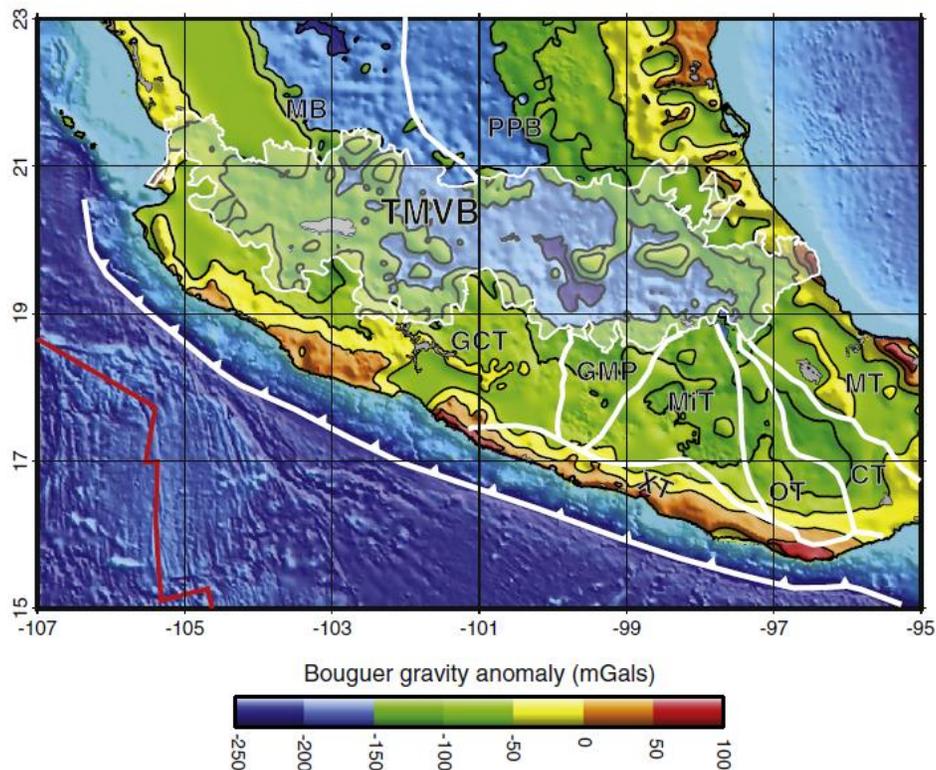


Figura 1.5 Mapa de anomalía de Bouguer para el centro de México. Tomada de De la Fuente *et al.* (1994).

El estudio magnético, es una carta magnética de campo total reducido al polo para el Estado de Hidalgo y de México (SGM, 2016), y considera gran parte del graben. La reducción al polo facilita la interpretación ya que elimina la distorsión producida por la inclinación del campo geomagnético, eliminando la asimetría y los desplazamientos laterales de las anomalías del campo magnético total.

Recientemente se han llevado a cabo estudios dentro del graben de Acambay relacionados con la magnitud e intensidad del sismo de 1912. Rodríguez-Pascua *et al.* (2017) elaboraron un mapa de isosistas para el terremoto de Acambay de 1912 (M 6.9) en escala Cancani (Figura 1.6). La estimación de las intensidades fue realizada por los reportes de Urbina y Camacho (1913). La escala de Cancani está dividida por 12 niveles de intensidad, los cuales indican el daño y el movimiento sentido después de tener origen un sismo. Los últimos niveles de la escala Cancani son para describir terremotos muy fuertes, los niveles 11 y 12 reciben el nombre de catástrofe y enorme catástrofe respectivamente. Como se observa en la Figura 1.6, se presentaron mayores intensidades cerca de la fuente del sismo y en el volcán de Temascalcingo con una orientación NW-SE, pero también se evidencia actividad en las fallas centrales y australes.

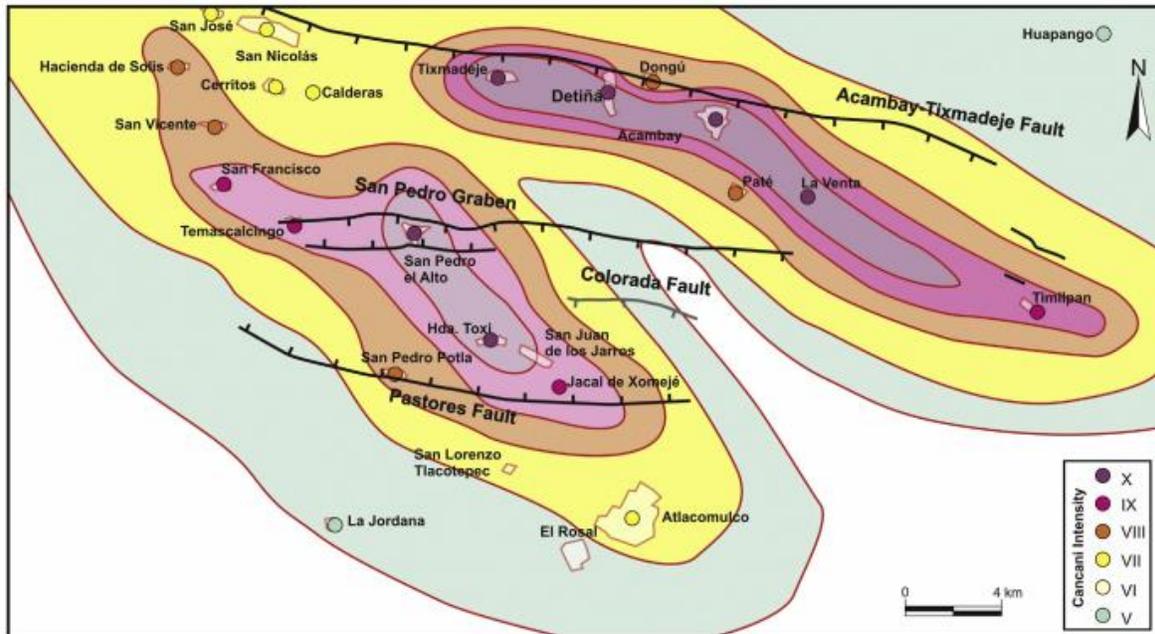


Figura 1.6 Mapa de isosistas para el sismo de Acambay M6.9 en escala Cancani. Tomado de Rodríguez-Pascua *et al.* (2017).

Se han realizado estudios geofísicos tales como sondeos magnetoteléuticos (MT) y de largo periodo (LMT), gravimetría y aeromagnetometría con el objetivo de conocer el modelo estructural del graben de Acambay (Maldonado, 2017). El estudio comprende la parte oriental del graben, la sección de resistividad revela contrastes de resistividad importantes asociados a las principales zonas de fallas, así como estructuras anómalas desconocidas (Figura 1.7). Para proporcionar un modelo físico del subsuelo del graben, Maldonado (2017) incorporó datos gravimétricos terrestres y datos aeromagnéticos del Servicio Geológico Mexicano para definir con mayor certeza los principales rasgos estructurales en un rango de hasta 10 kilómetros (Figura 1.7). En los resultados se observa: la convergencia a profundidad de las fallas, el buzamiento hacia el sur del basamento regional y la existencia de un alto estructural al centro del graben (Maldonado, 2017).

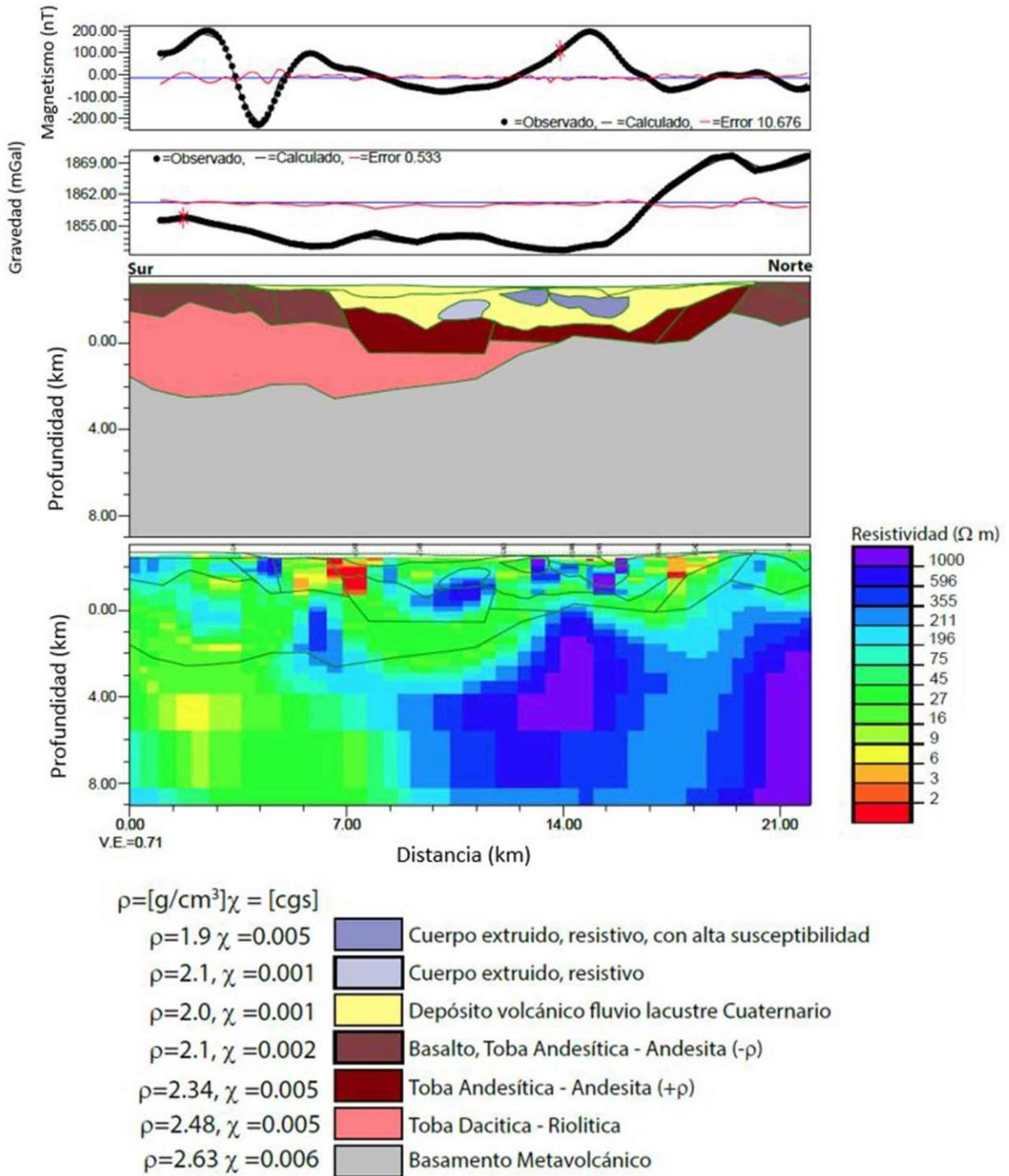


Figura 1.7 Mapa geológico estructural del graben de Acambay en dirección S-N, perfil aproximadamente perpendicular a la longitud $-99^{\circ} 52'$ (ver Figura 1.1). Tomada de Maldonado (2017).

CAPÍTULO II

RUIDO SÍSMICO Y VELOCIDAD DE GRUPO

2.1 Ondas superficiales

Las ondas superficiales arriban después de las ondas de cuerpo P y S. Estas ondas suelen tener su máxima amplitud en la superficie y disminuyen rápidamente con la profundidad. También viajan a grandes distancias, la atenuación por dispersión geométrica decae con la distancia r como $r^{-1/2}$, para sismos de gran magnitud las ondas superficiales pueden dar varias vueltas a la Tierra.

Las ondas superficiales se propagan en dirección paralela a la superficie de la tierra, en su modo de propagación las ondas son afectadas por la dispersión, debido que la velocidad de las ondas depende de la frecuencia. La velocidad de las ondas superficiales se puede medir mediante la velocidad de fase $c(\omega)$ y la velocidad de grupo $U(\omega)$. La primera velocidad se define como:

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)}, \quad (2.1)$$

donde ω es la velocidad angular y k es el número de onda ($k=2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de onda). La velocidad de grupo se expresa de la siguiente manera:

$$U(\omega) = \frac{d\omega}{dk} = \frac{d(ck)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk}. \quad (2.2)$$

Las ondas superficiales se caracterizan por su largo periodo que se encuentra en un rango de 10 a 200 segundos, por lo que bastante información de largos periodos de espectros de fuente sísmica es obtenida de las ondas superficiales (Aki y Richards, 2002). Existen dos tipos de ondas superficiales conocidas como la onda de Rayleigh que se empleará en el presente trabajo y la onda de Love. Las ondas superficiales son sensibles a estructuras profundas mientras aumenta el periodo, una manera rápida de estimar la profundidad de las ondas superficiales es a través de las relaciones $\lambda/2$ y $\lambda/4$ para las ondas de Rayleigh y de Love respectivamente, donde λ es la longitud de onda (Dahlen y Tromp, 1998).

2.1.1. Ondas de Rayleigh

La onda de Rayleigh es la más utilizada en sismología y se originan por la interacción de las ondas P y SV cerca de la superficie, los desplazamientos de estas ondas se encuentran presentes en las componentes en la dirección radial y vertical. Para movimiento armónico el desplazamiento disminuye con la profundidad a razón de e^{-kz} , así que la profundidad de penetración depende de la longitud de onda. El movimiento de la onda de Rayleigh es elíptico retrógrado pero se vuelve

progrado a una profundidad z de aproximadamente $z \geq \lambda/5$ esto hace que el desplazamiento sea negativo. Otra característica importante de la onda de Rayleigh es que las componentes radial y vertical presentan un desfase de 90° , es decir, cuando una tiene el máximo valor la otra tiene el mínimo (Figura 2.1).

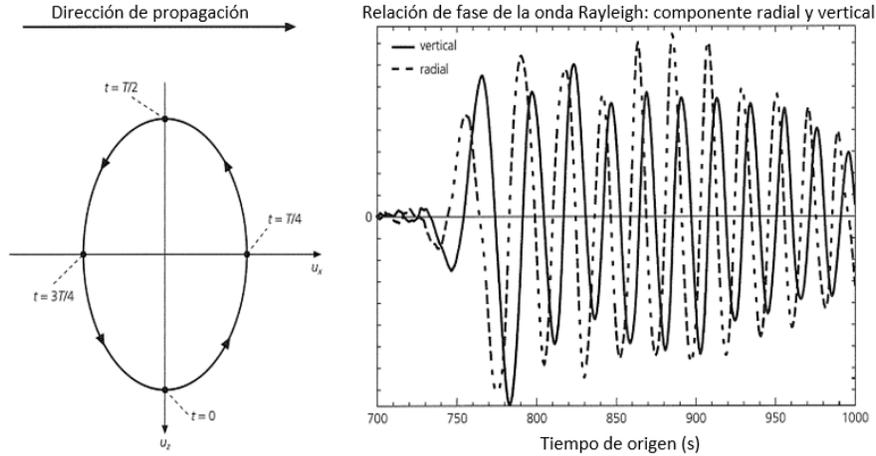


Figura 2.1 A la izquierda, se tiene el movimiento de partícula de la onda de Rayleigh. A la derecha se muestra los desplazamientos y se ilustra el desfase cuando la componente radial presenta un máximo la componente radial presenta un mínimo para un sismo registrado en las Islas Kutil, en Micronesia. Modificada de Stein (2003).

2.1.2 Ondas de Love

La onda de Love es el resultado de las ondas SH atrapadas en la superficie, los desplazamientos de la onda son paralelos al eje transversal en un plano horizontal. La onda es similar a la onda de cuerpo S, aunque esta carece de desplazamiento vertical. Las ondas de Love a diferencia de las ondas de Rayleigh no se presentan en un semiespacio, se presentan en una capa con un espesor h y velocidad β_1 sobre un semiespacio de velocidad β_2 donde $\beta_1 < \beta_2$, en donde el movimiento de la capa es la suma de ondas que viajan de arriba hacia abajo (Figura 2.2).

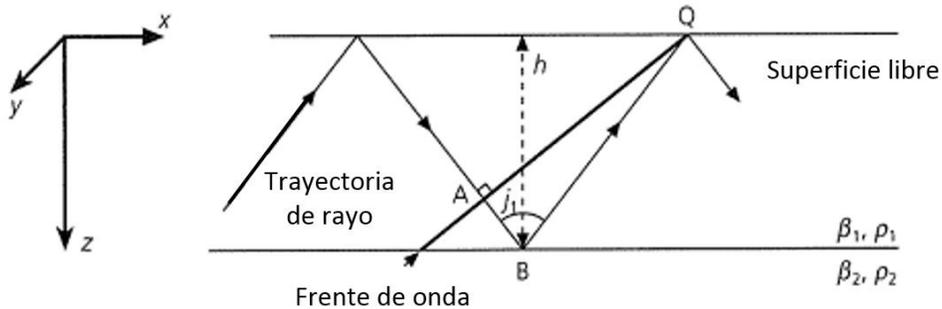


Figura 2.2 Representación del origen de las ondas de Love. Modificada de Stein (2003).

2.2. Ruido sísmico

El ruido sísmico es formado por fuentes que se encuentran cerca de la superficie. De acuerdo con Lay y Wallace (1995) el origen del ruido sísmico puede ser por fuentes internas (fallas sísmicas, movimiento de magma, exploración minera, etc.), fuentes externas (viento, oleaje y mareas, ruido cultural, entre otros) y fuentes mixtas (erupciones volcánicas, deslizamientos, avalanchas). El ruido sísmico sobre largos periodos, así como la coda de un sismo se comporta como un campo difuso, el cual puede ser originado por difracciones múltiples, tanto como por la heterogeneidad del medio y/o por un conjunto de fuentes no relacionadas entre sí (Sánchez-Sesma *et al.*, 2007). El flujo neto de energía es nulo en un campo difuso, las ondas inciden en todas las direcciones con la misma intensidad y las fases son aleatorias.

2.2.1. Correlaciones de ruido sísmico y función de Green

El promedio azimutal de correlación cruzada entre dos puntos, en el mismo intervalo de tiempo, sujetos a un campo difuso permite la recuperación de la función de Green. La correlación cruzada mide el grado de similitud entre dos señales y se puede emplear para extraer información que dependa de las correlaciones cruzadas, en este caso recuperar la función de Green. Si tenemos dos series temporales que llamamos $f(t)$ y $g(t)$, la correlación cruzada $C(\tau)$ está definida por la siguiente ecuación:

$$C(\tau) = f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt, \quad (2.3)$$

donde t es el tiempo, τ es el tiempo que se desplaza la función $g(t)$ con respecto a $f(t)$, el símbolo $*$ indica la operación correlación cruzada de las dos señales, el siguiente esquema representa la obtención de la función de Green (Figura 2.3).

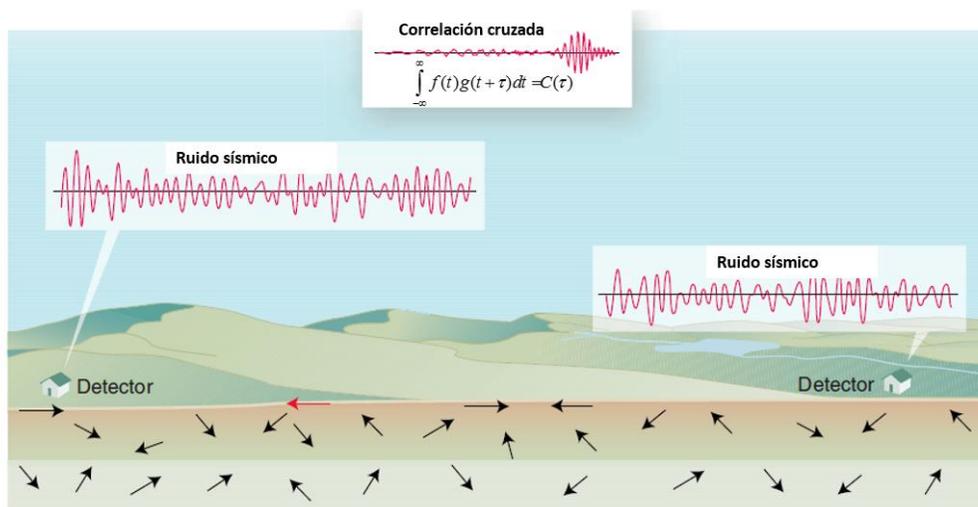


Figura 2.3 Campo de ondas (flechas negras) registrado por dos detectores y aplicación de correlación cruzada sobre un periodo de tiempo largo para la recuperación de la función de Green. Modificada de Weaver (2005).

La función de Green caracteriza a la estructura, es decir, es la respuesta del medio ante una fuerza impulsiva, si se conoce la función de Green permite predecir el comportamiento del suelo cuando se originan diferentes perturbaciones. La función de Green empírica se expresa en el dominio del espacio y del tiempo. El desplazamiento se define de la función de Green en elastodinámica $G_{ij}(x, t)$, la cual describe la i -ésima componente del desplazamiento en un punto x , resultado de la fuerza F aplicada en el punto x_0 en dirección j . Por lo que el desplazamiento se expresa como:

$$u_i(x, t) = G_{ij}(x, t; x_0, t_0) F_j(x_0, t_0), \quad (2.4)$$

donde u es el desplazamiento, F es el vector de las fuerzas de cuerpo, y G es la función de Green elastodinámica, F representa a la función de la fuente sísmica. De acuerdo con Sánchez-Sesma y Campillo (2006) se puede expresar la función de Green G_{xy} de la siguiente forma:

$$G_{xy}(\tau) = \sum_{n=1}^{\infty} u_n(x) u_n(y) \frac{\text{sen} \omega_n \tau}{\omega_n} \quad \text{para } \tau > 0; \text{ para cualquier otro caso, } 0. \quad (2.5)$$

De la ecuación anterior los subíndices indican la propagación de x a y , de la función de Green de los dos registros de desplazamiento. La fuerza F es una función que ahora se obtiene de correlacionar las dos amplitudes modales y se mantiene un retraso negativo τ , por lo que el valor del retraso deber ser mayor a cero, ya que si presenta un valor distinto la función de Green es cero.

La Función de Green puede ser recuperada de manera experimental mediante el promedio de la correlación cruzada de un campo elástico difuso e isótropo, a través del ruido sísmico o codas de eventos sísmicos (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004 y Shapiro *et al.*, 2005). El campo de ondas del ruido sísmico frecuentemente no se encuentra distribuido homogéneamente, esto hace que las correlaciones cruzadas presenten asimetría lo que pone en evidencia la localización en donde se tiene un mayor aporte de las fuentes de ruido (Figura 2.4). Aunque la condición heterogénea de las fuentes de ruido sísmico viola el principio de equipartición se puede extraer la función de Green debido a que gran cantidad de las fuentes de ruido sísmico se encuentran cerca de la superficie (Snieder, 2004; Kedar *et al.*, 2008).

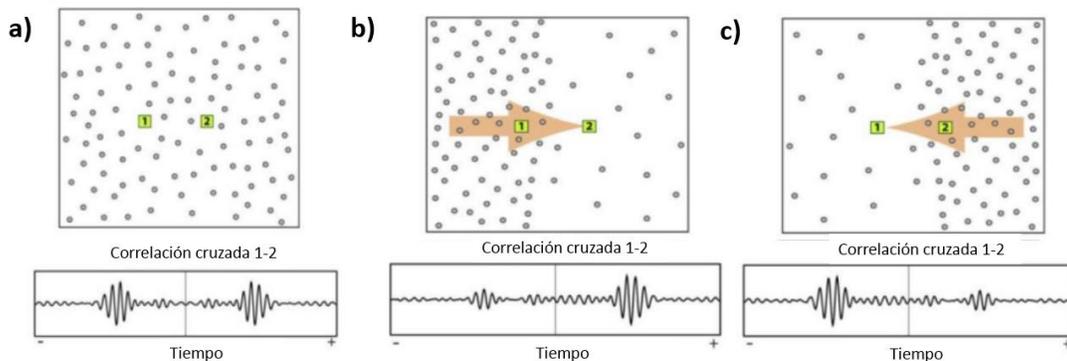


Figura 2.4 Diferentes casos de distribución de las fuentes para la correlación en dirección 1 a 2: (a) distribución homogénea e isótropa del ruido correlación simétrica, (b) y (c) distribución heterogénea y anisótropa de las fuentes de ruido por lo que la correlación refleja la localización del mayor aporte de fuentes. Tomada de Gaité (2013).

2.3. Datos

Los registros sísmicos utilizados en el presente estudio estuvieron a cargo de tres diferentes redes: la red de geociencias, la red del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y de la red del Valle de México (Tabla 2.1), en todas las estaciones se ocuparon registros de velocidad de banda ancha. La red temporal de geociencias estuvo conformada por 4 estaciones, los sensores fueron Trillium de periodo largo de 120s con digitalizador Taurus. La operación de estas estaciones inició en mayo de 2015 y concluyó en abril de 2016. De la red permanente del Valle de México se consideraron 3 estaciones con sensores Guralp modelo CMG-6TD, ocupando registros de junio a noviembre del 2015 y de junio a septiembre del 2016. Se utilizaron 3 estaciones de la red permanente del SSN, un de ellas es la estación de Acambay (ACIG) que cuenta con las mismas especificaciones de equipo que la red de geociencias. Las restantes estaciones del SSN tienen sensores STS2, la estación de Demacú, Hidalgo (DHIG) tiene digitalizador Q680 mientras la estación de Irapuato, Guanajuato (IGIG) cuenta con un digitalizador Q330. Todas las estaciones grabaron a 100 mps y se trabajó con la componente vertical de cada estación.

Tabla 2.1. Estaciones de los diferentes grupos con sus correspondientes coordenadas en UTM.

Red	Ubicación de la estaciones sísmicas	Siglas de las estaciones sísmicas	Coordenadas UTM 14 Q	
			X[km]	Y[km]
Geociencias	Venta del Aire, Edo. de México	ST02	388.7968	2194.6
	Loma de San Angel, Edo. de México	ST03	407.1758	2204.8
	San Pedro el Alto, Edo. de México	ST04	399.5459	2200.4
	Calderas, Edo. de México	ST05	394.3297	2210.9
Valle de México	Atlacomulco, Edo. de México	ATVM	411.888	2185.3
	Zumpango, Edo. de México	ZUVM	491.883	2192.3
	Atizapán Edo. de México	AZVM	470.3269	2165.6
SSN	Demacú, Hidalgo	DHIG	496.2969	2244.7
	Irapuato, Guanajuato	IGIG	257.6282	2296.6
	Acambay, Edo. de México	ACIG	407.695	2210

La distribución de las estaciones se muestra a continuación (Figura 2.4).

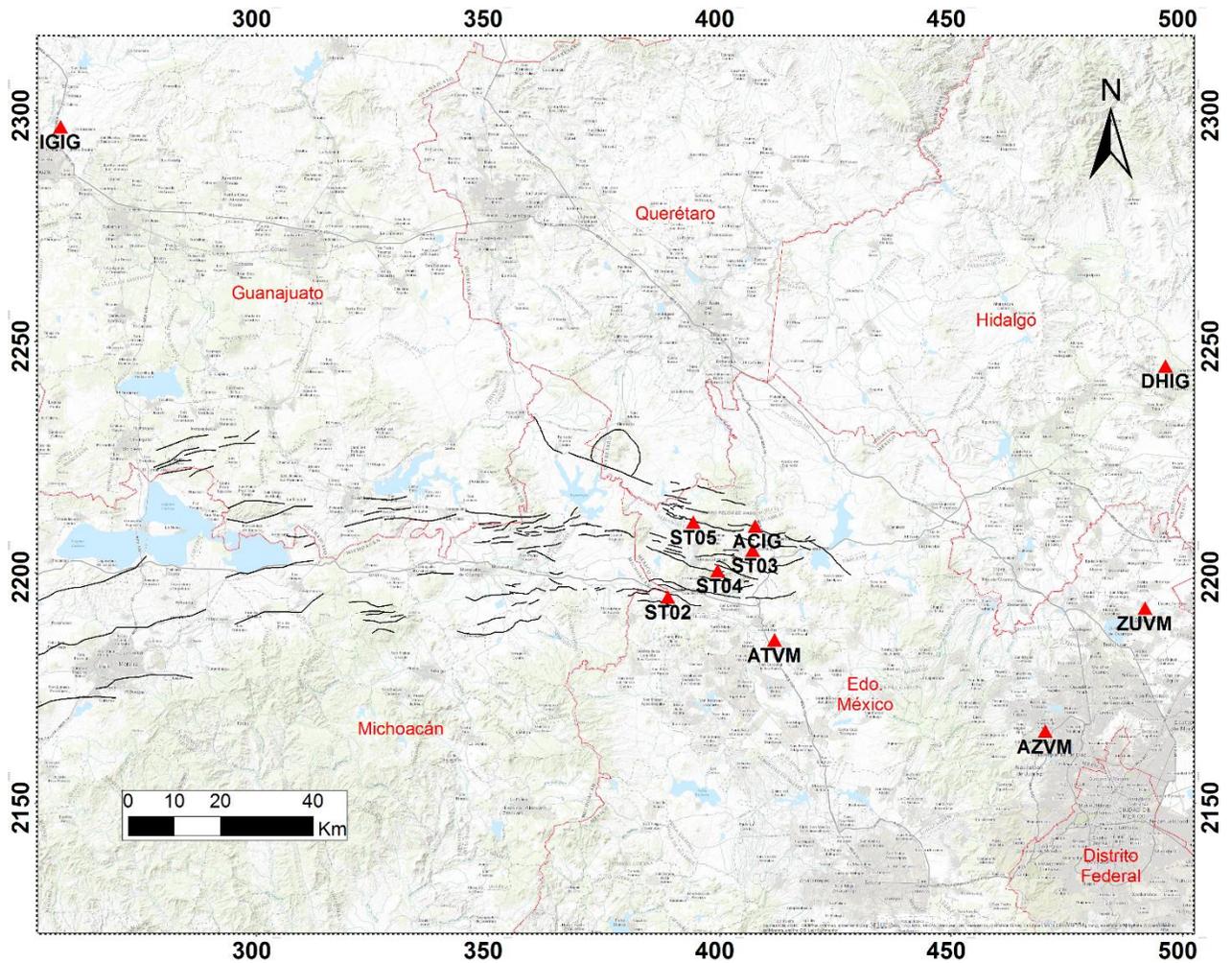


Figura 2.4 Ubicación de las estaciones de trabajo.

2.4. Metodología para la obtención de la función de Green

Para obtener la función de Green se apilan las correlaciones cruzadas donde el mayor contenido de información es de ondas superficiales, aunque existen diferentes pasos para calcular las correlaciones cruzadas, en el trabajo se eligió la metodología de Bensen *et al.* (2007). La metodología está compuesta por las tres fases siguientes:

- 1) Preparación de los datos de forma individual
- 2) Apilamiento de las correlaciones cruzadas
- 3) Cálculo de las curvas de dispersión

Cada fase está formada por una serie de pasos (Figura 2.6). En algunos pasos se cambia el orden al demostrar mejores resultados que la secuencia propuesta por Bensen *et al.* (2007).

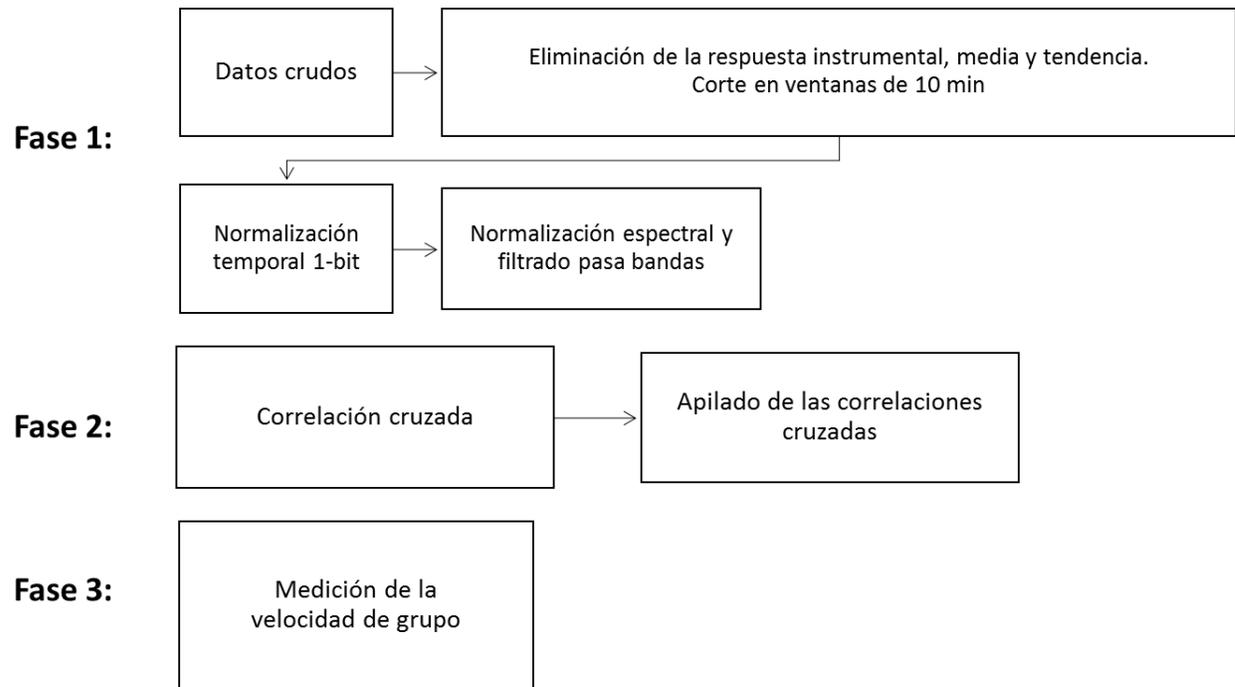


Figura 2.6 Secuencia de pasos para obtener la curva de dispersión a través de datos crudos. Modificada de Bensen *et al.* (2007).

2.4.1. Fase 1: Preparación de los datos de manera individual

El propósito de esta fase es remover cualquier efecto que pudiera alterar la correlación cruzada para la recuperación de la función de Green. Para esta parte se preparan los datos de manera individual para cada estación. Primero se remueve la respuesta instrumental, la media y la tendencia, las correlaciones se trabajaron con ventanas de 10 minutos para aumentar el número de correlaciones cruzadas. Para tratar de homogenizar la amplitud de las señales se les aplica una normalización temporal que en este caso fue *1-bit* en el dominio del tiempo y una normalización espectral o un blanqueo espectral (*whitening*) en el dominio de la frecuencia, posteriormente se aplicó un filtrado pasa bandas en el rango de interés (0.01 Hz – 1Hz).

Normalización temporal. La normalización temporal se realiza en el dominio del tiempo el objetivo de la normalización es reducir el efecto que provocan los sismos, problemas con los instrumentos, así como fuentes de ruido no estacionarias cercanas a las estaciones en las correlaciones cruzadas. Existen varias técnicas para realizar la normalización temporal, la desventaja de la normalización es que se pierde la amplitud de la onda por lo que cambios de amplificación o atenuación no son visibles.

El método 1-bit mantiene el signo de la señal, es decir, reemplaza los valores de la amplitud positiva por +1 y valores negativos por -1. Aunque es un método agresivo la técnica ayuda a mejorar la relación señal a ruido, la normalización *1-bit* ha sido utilizada en estudios pioneros para la

recuperación de la función de Green por medio de codas de sismos y de ruido ambiental (Campillo y Paul, 2003; Shapiro y Campillo, 2004).

Normalización espectral. La normalización espectral o blanqueamiento (*whitening*) consiste en normalizar el espectro, trata de dar el mismo peso a todo el rango de la frecuencia, dicho de otra manera, se evita que se oculte la información de señales con menor amplitud al calcular la correlación cruzada.

Después de aplicar las normalizaciones se realizó un filtrado pasa bandas butterworth de quinto orden en un rango de 0.01 Hz a 1 Hz por el rango de interés. En la figura 2.7, se ilustra un ejemplo del tratamiento de las señales de manera individual, para este caso para la estación ST02 y ST05, posteriormente se realizó la correlación cruzada y el apilado de todas las correlaciones.

2.4.2. Fase 2: Apilado de las correlaciones cruzadas

Una vez que se corrigen las señales se correlacionan en ventanas de 10 minutos, con el propósito de detectar el viaje de las ondas entre cada par de estaciones y poder recuperar la función de Green. En general se tiene una función de Green con frecuencias bajas ya que al incrementar la distancia se pierden frecuencias altas o periodos cortos, es decir frecuencias altas se atenúan con la distancia más rápido que las frecuencias bajas. Las correlaciones cruzadas tienen el doble de longitud de las ventanas, las cuales tienen una representación negativa (parte anticausal) y positiva (parte causal), las cuales muestra la semejanza de las señales correlacionadas e indica el mayor aporte de las fuentes de ruido.

El apilado de las correlaciones cruzadas consiste en promediar todas las correlaciones entre cada par de estaciones, de modo que enfatice el pulso de la función de Green. Con el apilado o promediado se puede cumplir la condición de la distribución isótropa de las fuentes de ruido, así como aumentar la señal coherente de la correlación cruzada. La recuperación de la función de Green (G_{xy}) se puede calcular por medio de la siguiente expresión:

$$G_{xy} = \sum_{i=1}^{n=N} \frac{C_{xy(i)}}{N} \quad (2.6)$$

Donde C_{xy} son las correlaciones que se van sumando hasta el número total de las correlaciones N . Continuando con el procedimiento de las estaciones ST02 y ST05 se muestra la correlación de una de las ventanas de 10 minutos y el apilado de todas las correlaciones para este par de estaciones (Figura 2.7).

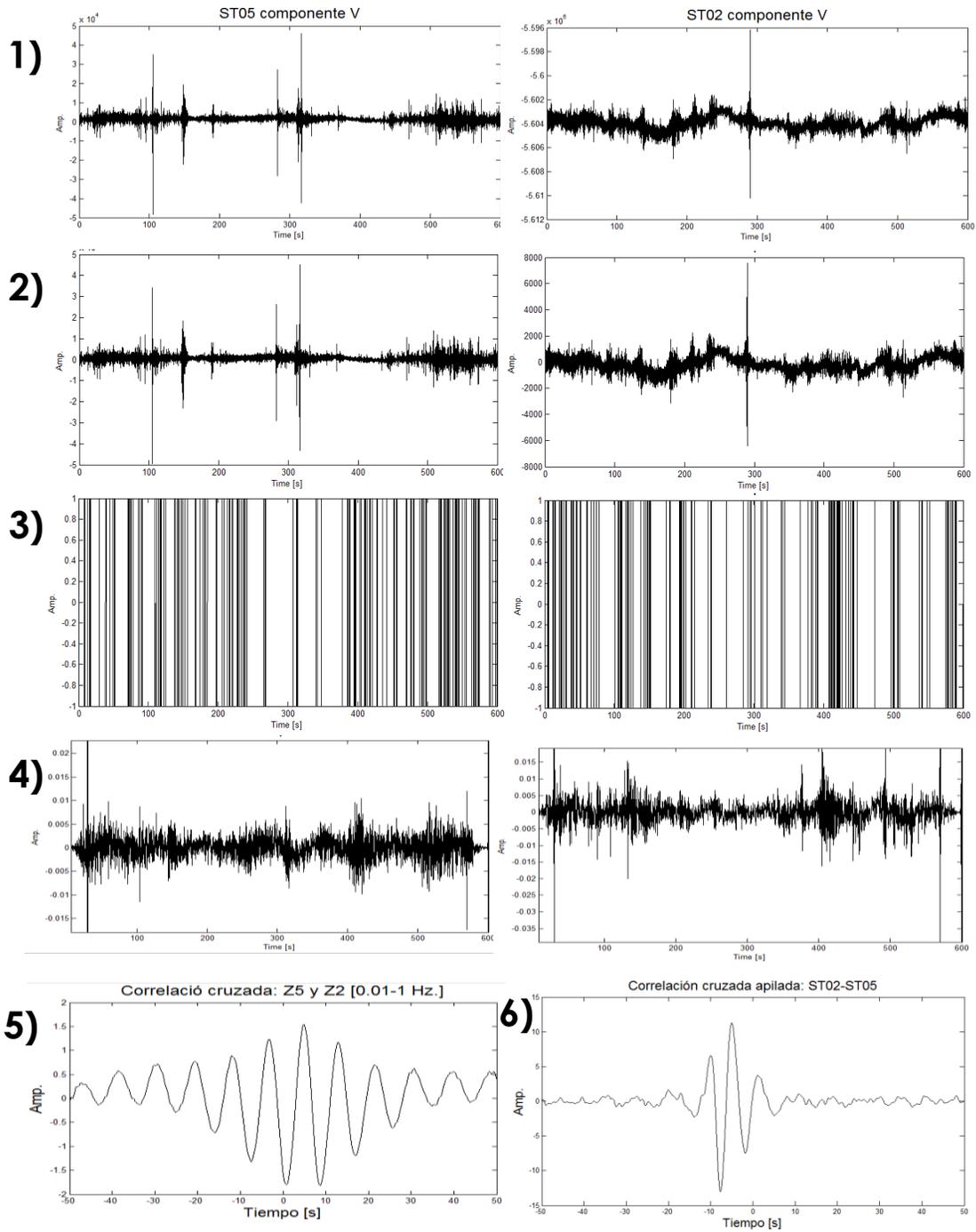


Figura 2.7 Procesamiento para la primera ventana de 10 minutos del día 14 de mayo de 2015 de las estaciones ST05 y ST02. 1) Lectura de los datos. 2) Eliminación de la media y la tendencia. 3) Normalización temporal 1-bit. 4) Blanqueo espectral. 5) Correlación cruzada. 6) Apilado.

2.4.3. Fase 3: Cálculo de las curvas de dispersión

A través de las ondas superficiales se pueden conocer las curvas de dispersión ya sea la de velocidad de grupo o la de velocidad de fase en función del periodo o la frecuencia después de llevar a cabo un análisis tiempo frecuencia (e.g., Dziewonski *et al.*, 1969; Levshin *et al.*, 1972; Herrin y Goforth, 1977).

La técnica de Dziewonski *et al.* (1969) fue empleada para obtener las curvas de dispersión de la velocidad de grupo, después de obtener la función de Green para cada par de estaciones. El método consiste en aplicar un filtrado múltiple de banda estrecha a la que se le asigna una frecuencia central, posteriormente se calcula la transformada de Fourier inversa lo cual hace una estimación rápida de la dispersión de la señal. El máximo valor de la envolvente ayuda a estimar los tiempos de arribo, con el objetivo de conocer la velocidad de grupo conociendo también la distancia entre cada lugar. Al igual que los eventos sísmicos en las correlaciones cruzadas, después de apilarlas, se puede medir la velocidad de grupo. En la figura 2.8, se muestran los pasos descritos anteriormente para obtener las curvas de velocidad de grupo para las estaciones ST02 y ST05. Todas las velocidades de grupo para cada par de estaciones se encuentran en el apéndice A, se calculó para la parte causal, anticausal y la suma de ambas. En el apéndice B se muestra la corrección de tiempo de la estación ATVM para estimar la velocidad de grupo.

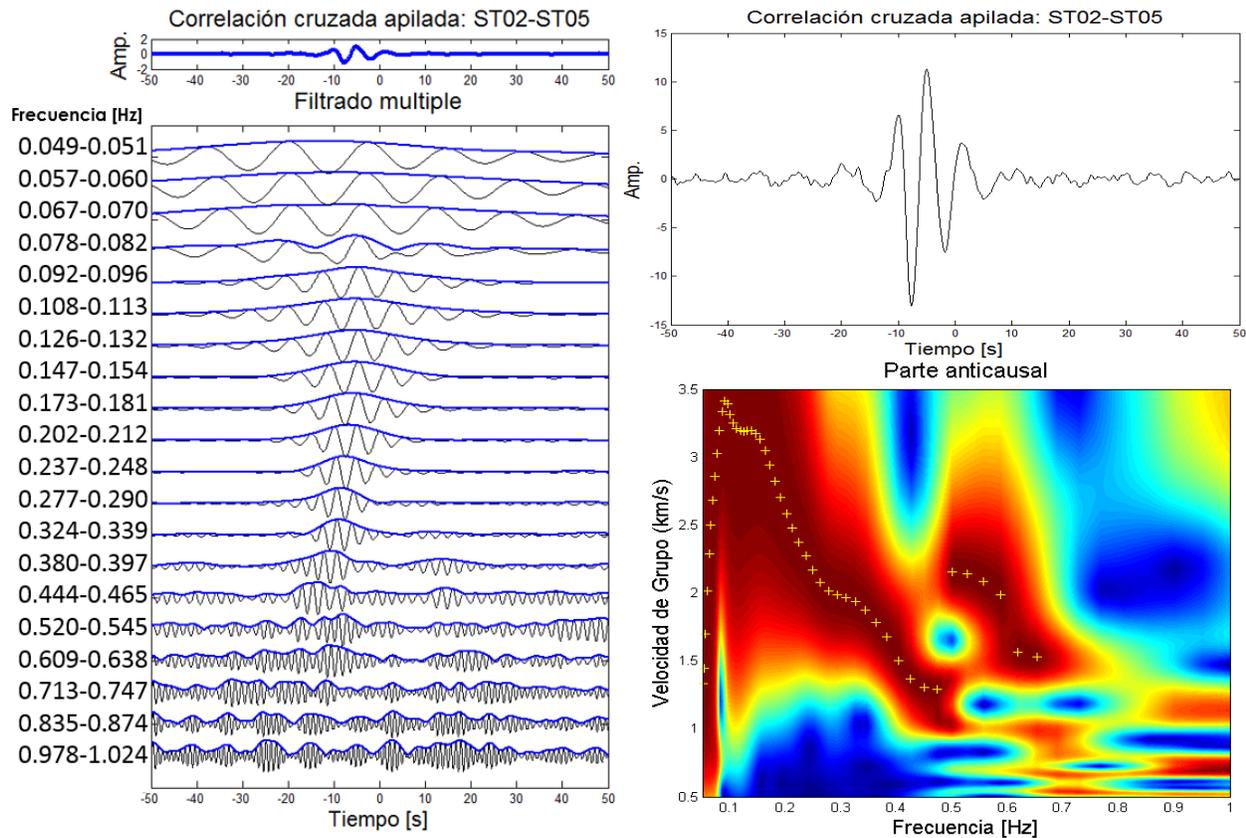


Figura 2.8 Lado izquierdo, filtrado múltiple del apilado de las estaciones ST02 y ST05 (panel derecho superior) y curva de dispersión de velocidad de grupo (panel derecho inferior).

CAPÍTULO III

TOMOGRAFÍA DE ONDAS SUPERFICIALES RAYLEIGH PARA EL GRABEN DE ACAMBAY

3.1. Tomografía de ruido sísmico

En sismología la tomografía sísmica es de gran ayuda para conocer estructuras profundas así como su distribución en función del periodo o la frecuencia, mayores periodos representan estructuras más profundas, con la tomografía se pueden observar anomalías de velocidad. En la literatura es más usual encontrar estudios de tomografía sísmica de ondas de superficie.

En la actualidad el uso de ruido ambiental para obtener la tomografía sísmica de ondas superficiales ha crecido en los últimos años, esto es debido a la recuperación de la función de Green a través de promediar las correlaciones cruzadas. Los primeros estudios de tomografía de ondas superficiales por medio de ruido sísmico se llevaron a cabo para las estaciones al sur de California (Shapiro *et al.*, 2005; Sabra *et al.*, 2005).

Para garantizar una buena resolución de la tomografía sísmica se debe hacer un análisis como el tablero de ajedrez, en el cual el área de estudio se discretiza en cuadrículas donde cada celda representa un valor. El propósito de la técnica es recuperar el tablero de ajedrez con base en el trazado de rayos que pasan por cada una de las celdas, cuando el tablero de ajedrez es resuelto se garantiza una buena resolución. Un parámetro importante de conocer es el error de la inversión que es calculado a partir de la norma L2, el error estima la discrepancia entre el modelo propuesto y el modelo calculado a través de la inversión.

La tomografía sísmica se puede expresar como un problema inverso ya que a partir de un modelo inicial se estiman los datos que componen al modelo invertido, de forma general la tomografía sísmica se expresa como:

$$d_i = \sum_j G_{ij} m_j, \quad (3.1)$$

donde \mathbf{d} es el vector de los datos, \mathbf{G} es la función kernel y se construye del trazado de rayos en la ubicación en las celdas en la subregión y \mathbf{m} es el vector del modelo estimado.

3.2. Prueba del tablero de ajedrez

La prueba del tablero de ajedrez es útil para determinar la capacidad de la inversión para resolver detalles del subsuelo para diferentes periodos o frecuencias. Con todas las estaciones se realizó la prueba para ver la resolución del área de la zona propuesta. En la tabla 2.1 se presentan las coordenadas de las estaciones, se hizo el trazado de rayos (Figura 3.1) y se propuso un modelo de velocidades (tablero de ajedrez) con velocidades que varían de 1 a 2 km/s. Para llevar a cabo la inversión se hizo uso de mínimos cuadrados amortiguados, por medio de la siguiente expresión:

$$m_j = (G_{ji}G_{ij} + E^2I_{jj})G_{ji}V_i, \quad (3.2)$$

$$V_{inv_i} = G_{ij}m_j. \quad (3.3)$$

Además de los términos descritos en la ecuación (3.1), E es el amortiguamiento, el cuál es útil cuando hay concentración o ausencia de datos en cada celda, I es la matriz identidad, V es la velocidad del modelo propuesto y V_{inv} es la velocidad del modelo invertido, el cambio de los subíndices ji de la matriz G indica la transpuesta de G_{ij} . El error fue calculado con ayuda de la norma L2 a través de la siguiente formula:

$$Error = \sum_i \sum_j (V_{ij} - V_{inv_{ij}})^2, \quad (3.4)$$

De las ecuaciones (3.2) y (3.3) se definió V y V_{inv} , la ecuación calcula el error acumulado como la sumatoria de las diferencias al cuadrado de las velocidades. Se probaron celdas de 4, 5 y 6 km de lado para realizar la prueba de ajedrez y definir el tamaño de las celdas que recuperan el tablero de ajedrez de acuerdo con todos los rayos entre pares de estaciones (Figura 3.1). Aunque la tomografía abarca un área mayor, para apreciar de mejor manera en cuadro verde se muestra el área contemplada que cubre el graben de Acambay y donde se recuperará el tablero de ajedrez, de igual manera para esta área se calcula su correspondiente error.

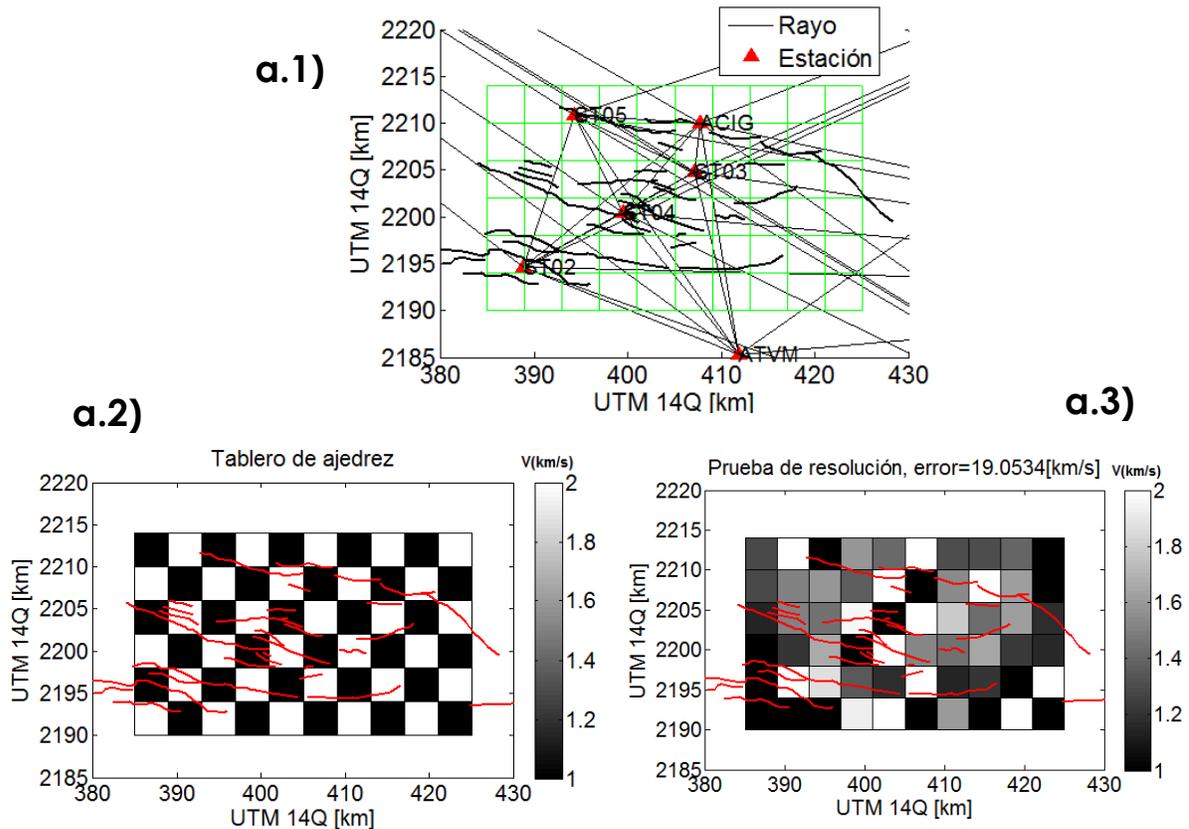


Figura 3.1 Prueba del tablero de ajedrez para diferentes tamaños de celda: 4 km (a), 5 km (b) y 6 km (c). Para cada tamaño de celda se presenta; el área contemplada del graben de Acambay en cuadro verde (1), el tablero de ajedrez propuesto (2) y la prueba de resolución con su correspondiente error calculado (3) por la ecuación (3.4).

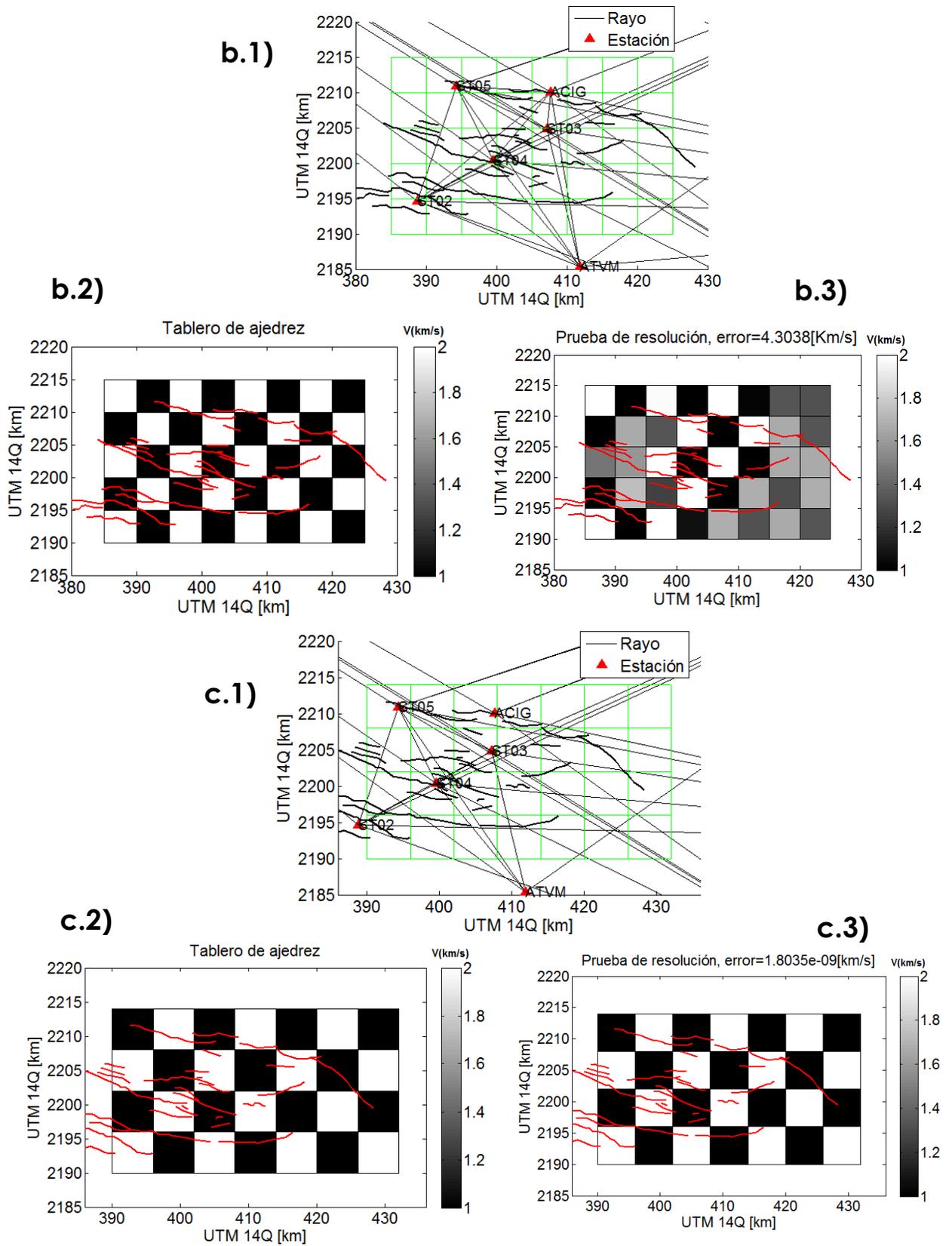


Figura 3.1 Continuación.

Después de realizar las pruebas de ajedrez correspondientes para cada tamaño de celda, las celdas de 6 km de lado recuperan de buena manera el tablero de ajedrez (Figura 3.1 (c.3)), por lo que para generar la tomografía de ondas superficiales de onda de Rayleigh se hizo uso de este tamaño de celdas.

3.3. Tomografía de ondas superficiales para la velocidad de grupo

Las curvas de dispersión fueron calculadas a través de las correlaciones de ruido sísmico en algunos casos a partir de un mes de grabación y en otros hasta 6 meses de acuerdo con la concordancia de tiempo entre pares de estaciones. Los registros sísmicos toman grabaciones de mayo del 2015 a septiembre del 2016. Después de obtener todas las curvas de dispersión de la velocidad de grupo se realizó la tomografía sísmica de ondas de superficie para la velocidad de grupo para 9 diferentes frecuencias de 0.1 Hz a 0.5 Hz en intervalos de 0.05 Hz. A continuación, se presentan todas las curvas de dispersión entre los pares de estaciones que fueron picadas de manera manual, así como la curva promedio de las mismas (Figura 3.2).

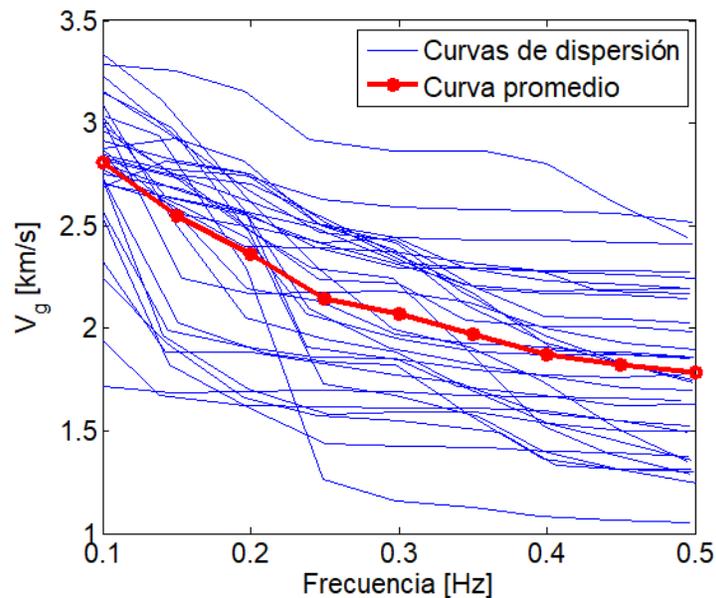


Figura 3.2 Curvas de dispersión entre todos los pares de estaciones (líneas azules) y promedio de las mismas curvas (línea roja).

Aunque hay curvas de dispersión donde es posible seguir el modo fundamental más allá de 0.5 Hz, todas las curvas cubren el rango de 0.1 Hz a 0.5 Hz ($T=10$ a $T=2$ s). De 0.1 Hz a 0.3 Hz se garantiza que se eligió el modo fundamental, a partir de 0.3 Hz es probable la existencia de modos superiores que se mezclan con el modo fundamental por lo que para este intervalo se tiene que tomar con reserva. Sin embargo, la tendencia de las tomografías para este rango (0.3 Hz a 0.5 Hz) muestra un comportamiento esperado. Enseguida se presentan las tomografías generadas, las cuales cubrieron un área total de 1,008 Km², para una mejor interpretación se colocan las fallas que componen el graben de Acambay, los colores azules indican velocidades bajas y los colores rojos representan velocidades mayores (Figura 3.3).

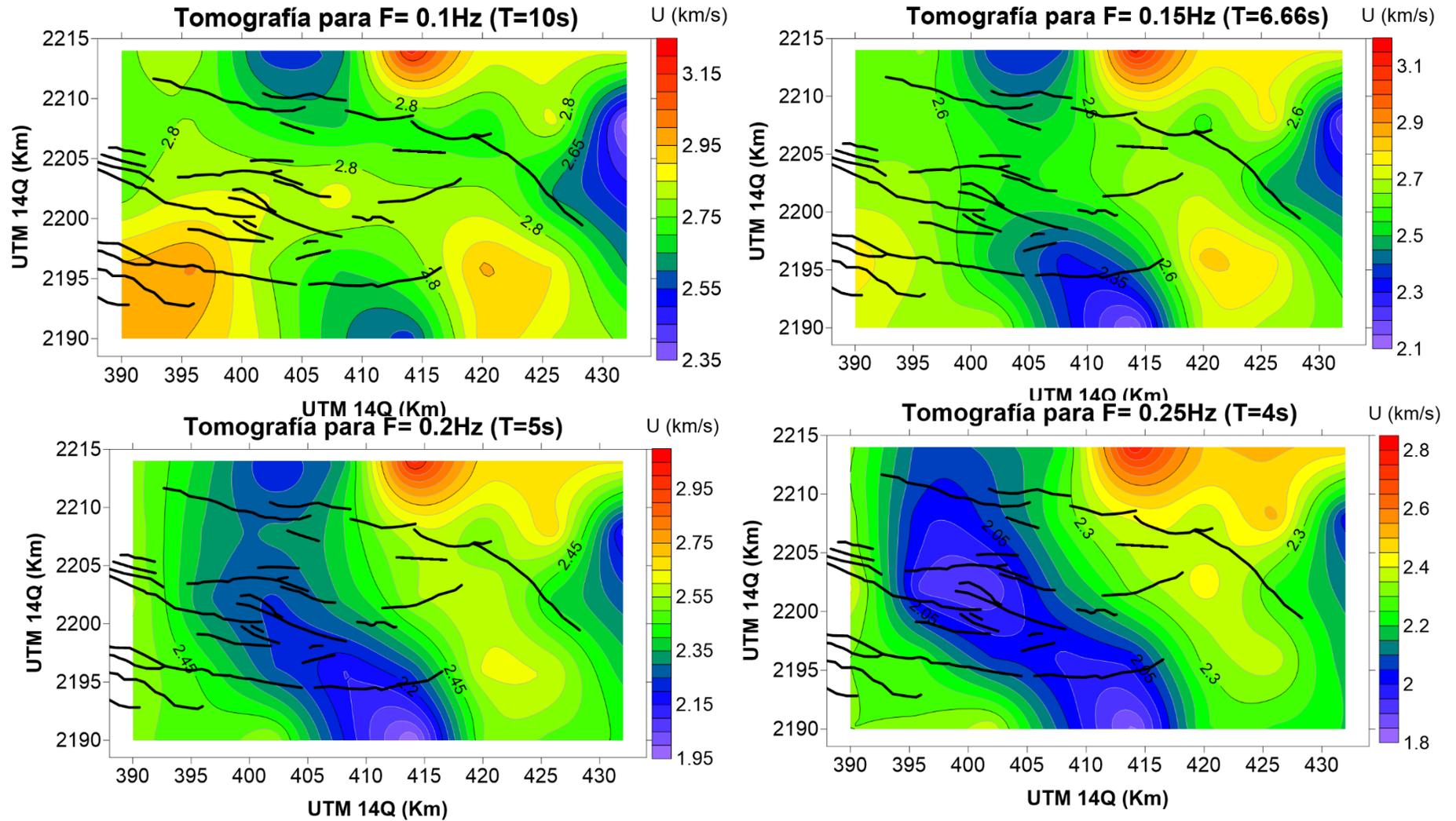


Figura 3.3 Tomografías de ondas de superficie para la velocidad de grupo de onda de Rayleigh para el graben de Acambay (0.1Hz a 0.5Hz), las fallas que componen al graben se representan en líneas negras de mayor grosor (Cartografía de fallas del graben modificadas de Lacan *et al.*, 2018).

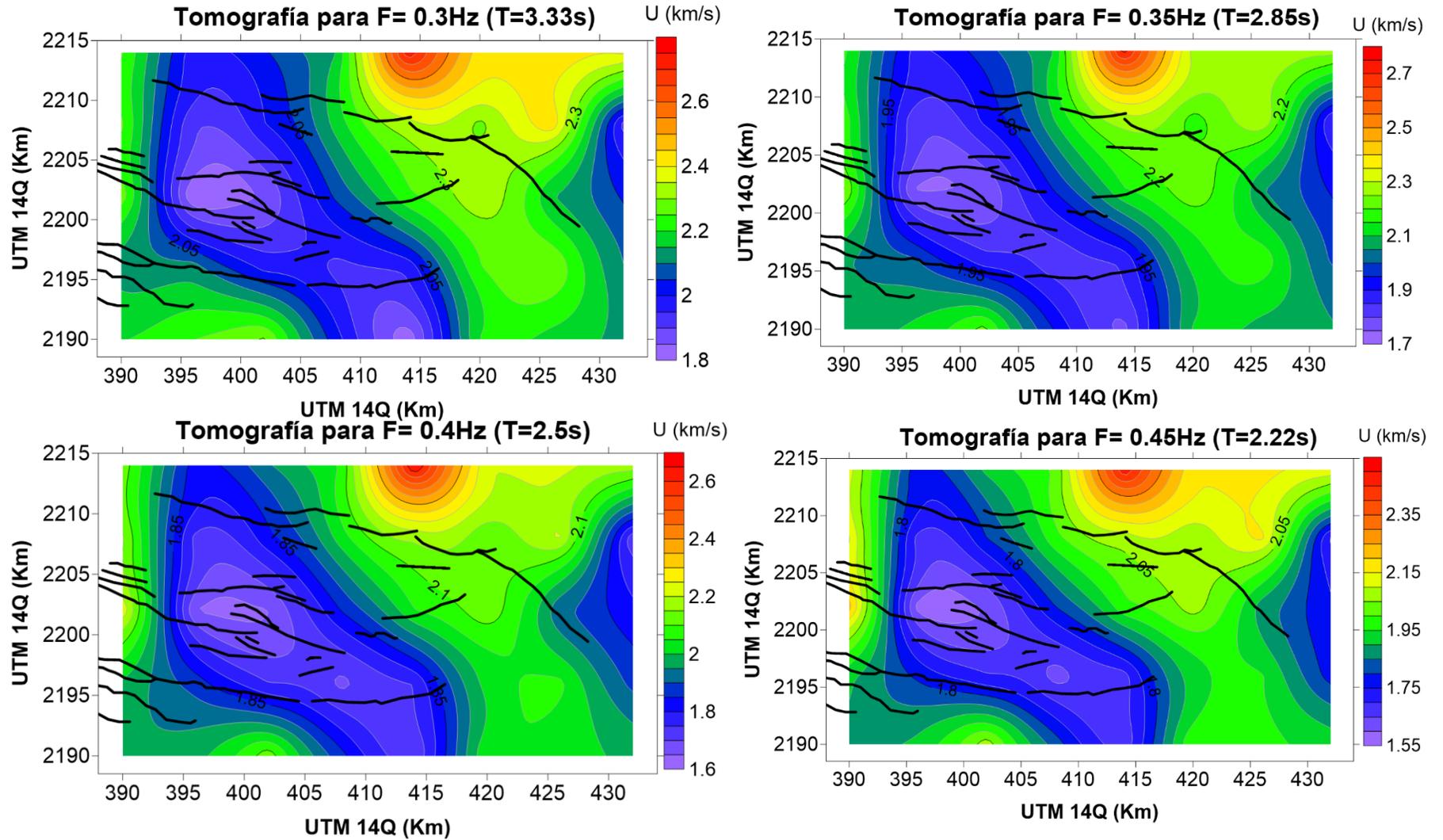


Figura 3.3 Continuación.

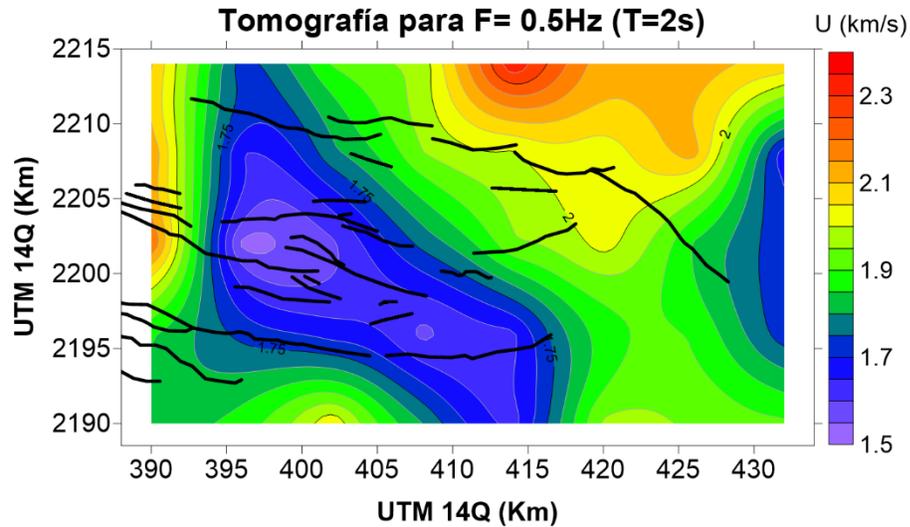


Figura 3.3 Continuación.

De manera general se puede interpretar de la Figura 3.3 lo siguiente:

- Para la tomografía 0.1 Hz; se presentan las estructuras más profundas del graben de Acambay. Dentro del graben se tienen pocos cambios de velocidad de grupo lo que indica estructuras con un comportamiento casi homogéneo, es decir, no hay cambios litológicos importantes. Para esta frecuencia se tiene una velocidad de grupo promedio de 2.8 km/s, la tomografía no refleja una correlación con las fallas principales del graben.
- Para las tomografías 0.15 Hz y 0.2 Hz; no hay correspondencia entre los gradientes de velocidad de grupo y las fallas activas cartografiadas. Se observa la aparición de gradientes de baja velocidad de grupo en la parte central del graben, los cuales dibujan lineamientos NNW-SSE que corresponden al sistema de Falla Taxco-San Miguel Allende. Por lo que la geometría de estas estructuras se ven afectadas por el SFTSMA particularmente por la falla Perales.
- Para las tomografías 0.25 Hz a 0.5 Hz; corresponden a estructuras más superficiales. Se aprecia un cuerpo anómalo de baja velocidad en la parte Oeste de la zona de estudio que está limitado por la falla Pastores para la parte Este del cuerpo anómalo y hacia el Sur por la falla Pastores. Se observa que hay una correlación entre los gradientes de velocidad de grupo y las fallas activas del graben de Acambay. En este rango de frecuencias la menor velocidad de grupo se ubicó en el volcán Temascalcingo, donde la baja velocidad puede ser asociada a la alteración hidrotermal por la influencia del volcán.

Para las tomografías se calculó la resolución, debido a que para cada frecuencia se usaron el mismo número de trayectorias (33 trayectorias) las tomografías tienen la misma resolución. Para calcular el error se ocupó la ecuación (3.4), además se calculó el porcentaje de error que aporta cada celda (Figura 3.4). La resolución de las tomografías es diferente a la figura (3.1), ya que se tienen menos

trayectorias porque no hay coincidencias en tiempo, por lo que no se llevaron a cabo las correlaciones cruzadas.

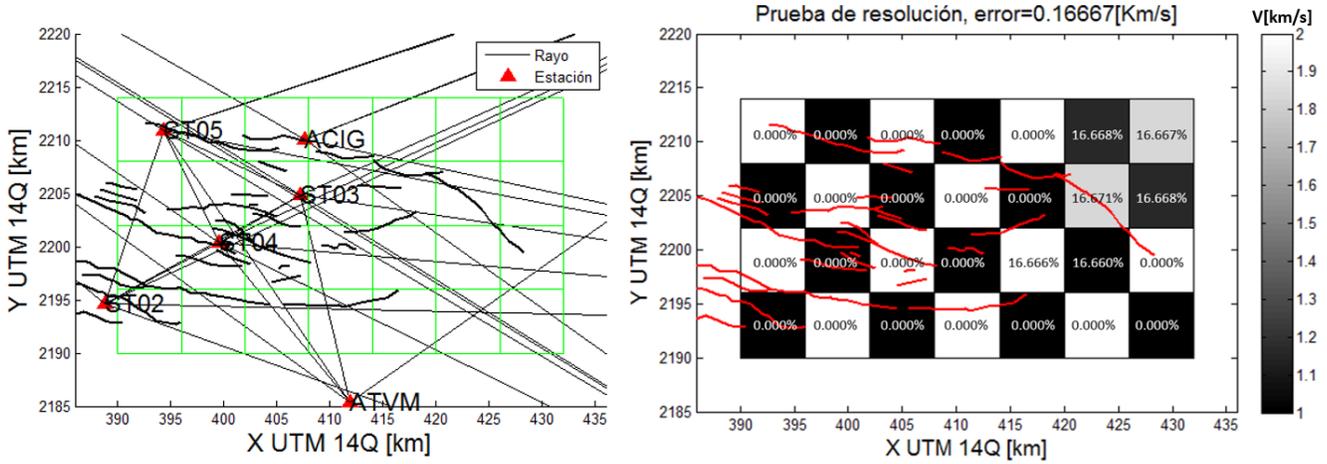


Figura 3.4 Tablero de ajedrez recuperado para las diferentes frecuencias con su error calculado para cada celda.

El máximo aporte de error se tiene hacia las celdas noreste de la zona de estudio (cuadro verde), esto es debido al menor número de rayos que pasan por esas celdas. Por lo que para esta región se debe de tomar con reserva al momento de interpretar los resultados.

3.4 Perfiles de onda de corte para el graben de Acambay

Una vez generadas las tomografías sísmicas se obtuvieron 5 perfiles de velocidad de onda de corte en dirección S-N, equiespaciados cada 10 km (X=391 km a X=431 km). Para pasar a profundidad se realizó una inversión ocupando la técnica propuesta por Haney y Tsai (2017). Una fórmula análoga a la Dix (1955) relaciona la velocidad de fase c y la velocidad de onda de corte β para un conjunto de capas, como:

$$c^2 = G\beta^2, \tag{3.5}$$

donde G es el kernel de sensibilidad, el cual es formulado suponiendo que cada frecuencia de onda de Rayleigh se propaga en un medio homogéneo diferente. Para resolver el problema de la ecuación (3.5) se ocuparon mínimos cuadrados amortiguados pesados para que el problema fuera lineal. Se emplea la covarianza de los datos C_d y del modelo C_m , β_0^2 es el cuadrado de la velocidad de corte que es obtenido de los datos descritos:

$$\begin{bmatrix} C_d^{-1/2} G \\ C_m^{-1/2} \end{bmatrix} \beta^2 = \begin{bmatrix} C_d^{-1/2} c^2 \\ C_m^{-1/2} \beta_0^2 \end{bmatrix}, \tag{3.6}$$

Por lo que la solución de la ecuación (3.6) es una aproximación de la relación directa entre la velocidad de fase con la velocidad de corte sin que haya perturbaciones. Con ayuda del paquete de

RAYLEE escritos en MATLAB programados por Haney y Tsai (2017) se invirtieron las curvas de dispersión las cuales fueron obtenidas de las tomografías por lo que el rango de las curvas va de 0.1Hz a 0.5Hz. Las curvas de dispersión fueron tomadas a cada kilómetro de distancia en dirección Sur-Norte, partiendo en 2190 km y terminando en 2214 km UTM (ver Figura 3.3). En total para cada perfil se invirtieron 25 curvas de dispersión de velocidad de grupo, una por cada kilómetro. Para llevar a cabo la inversión se propone un modelo inicial muy general y se empieza a hacer la aproximación con los datos. Cuando se encuentra el mejor ajuste se obtiene el perfil de velocidad de onda de corte y se despliega el kernel de sensibilidad en profundidad (Figura 3.5).

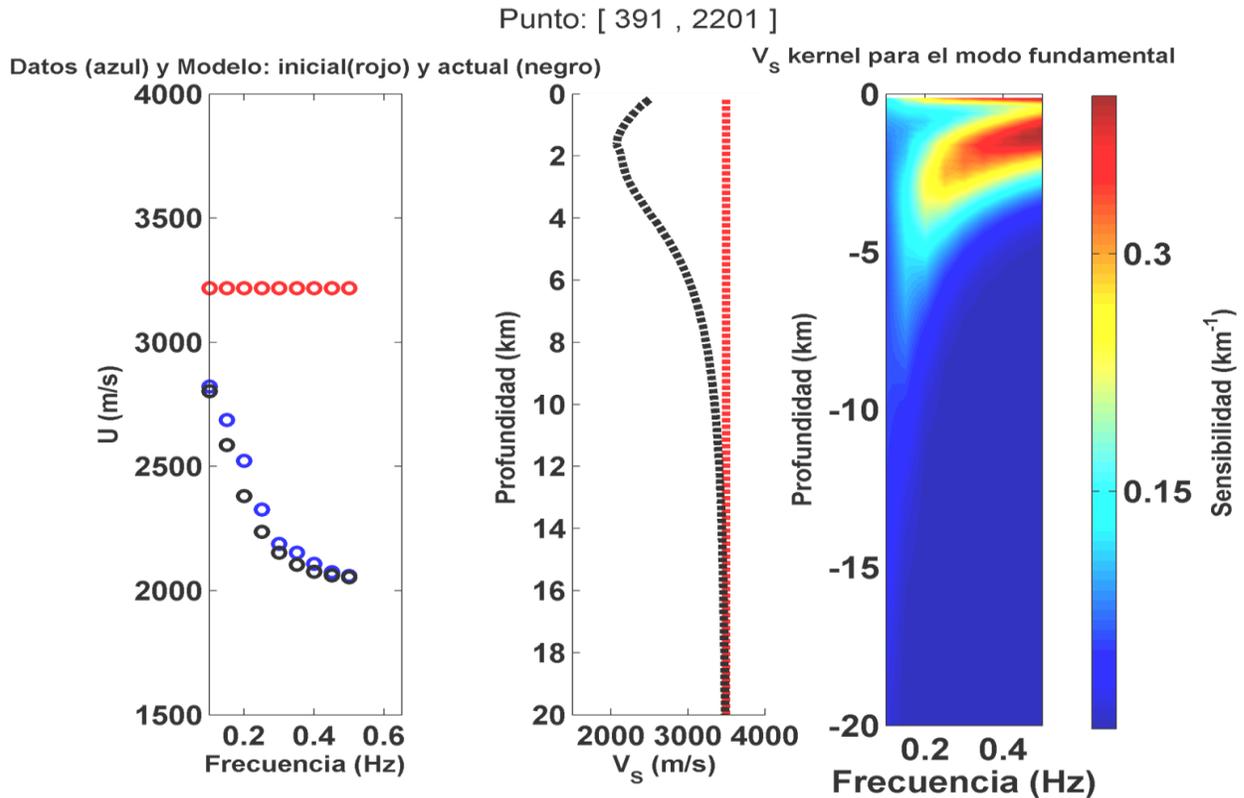


Figura 3.5 Ejemplo para el punto (391,2201). Los datos de la curva de dispersión observada (círculo azul) se invierten a partir de un modelo inicial (círculos rojos) para ajustar los datos (círculos negros) y generar el perfil de velocidades de corte con su kernel de sensibilidad de profundidad.

En general, todas las curvas invertidas presentan un kernel de sensibilidad en profundidad similar con buena estimación en profundidad para los primeros 3 km. De 3 a 6 km la sensibilidad se reduce y de 8 km a 20 km (profundidad máxima de investigación) es la menos sensible en profundidad. Para los 5 perfiles calculados se ubicaron las principales fallas que componen al graben de Acambay, para todas se consideró una echado de 70° (Figura 3.6).

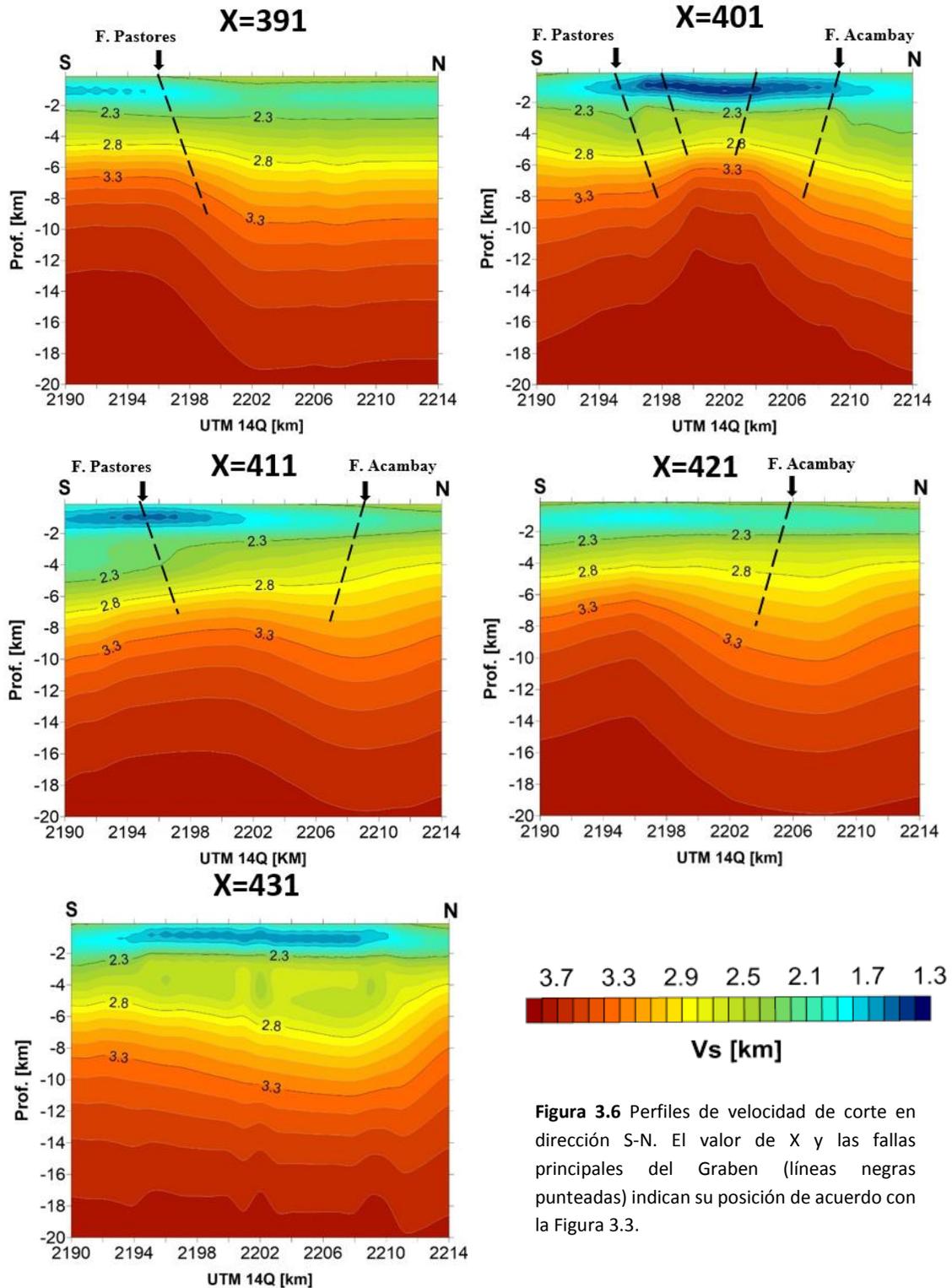


Figura 3.6 Perfiles de velocidad de corte en dirección S-N. El valor de X y las fallas principales del Graben (líneas negras punteadas) indican su posición de acuerdo con la Figura 3.3.

Las bajas velocidades están representadas por colores azules y altas velocidades por colores rojizos. De acuerdo con estudios las fallas del graben de Acambay presentan una inclinación de 70° en superficie en promedio. En algunos perfiles las variaciones de velocidad muestran claramente la

influencia de las fallas. Los casos más notorios corresponden a las secciones X=391 km y X=401 km. Para estos perfiles la falla de Pastores muestra un cambio de inclinación, para X=391 tiene una inclinación promedio menor a 70° y para X=401 km un echado mayor a 70° . El perfil X=401 km atraviesa el sistema de Temascalcingo, en este perfil es apreciable una estructura de una posible cámara magmática extinta. Para los perfiles X=411 y X=421 km se ven efectos de la falla de Acambay-Tixmadejé, se notan puntos de inflexión que pueden indicar efectos producidos por las fallas. En la parte Sur del perfil X=421 km a una profundidad mayor a 2 km se observa la posible influencia de la falla Pastores que no aflora en superficie esto puede ser debido a la presencia de vulcanosedimentos. Para el perfil X=431 km que no aflora ninguna falla en superficie se ven estratos planos de velocidad de corte. Hacia la parte norte se presenta una inclinación, para esta parte se tiene menor resolución en la tomografía debido a la falta de datos por lo que el perfil puede presentar discrepancias con datos reales y pueden tratarse de estratos planos. Para una mejor visualización de los perfiles de velocidad de corte se muestran en 3D con las fallas del graben en la Figura 3.7.

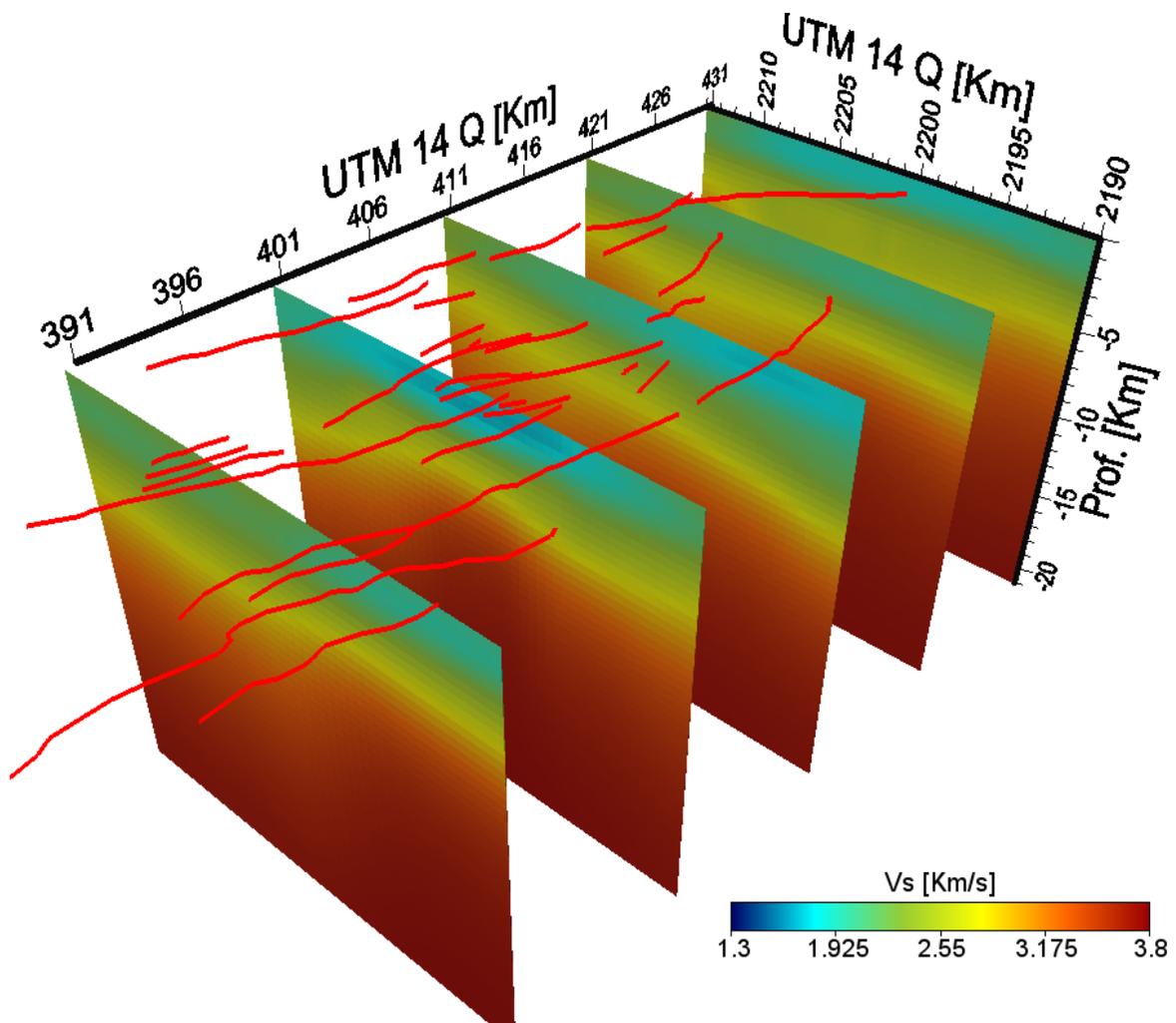


Figura 3.5 Vista de perfiles y fallas del graben de Acambay en 3D.

3.5 Verificación de las inversiones de las curvas de dispersión

Una de las principales ventajas de las inversiones antes realizadas es de que no es necesario conocer un modelo inicial, ya que parte de un modelo muy general. A manera de verificar las inversiones de las curvas de dispersión de velocidad de grupo de onda de Rayleigh calculadas con los programas de Haney y Tsai (2017) se ocupó el módulo de *DINVER* de *GEOPSY*. *DINVER* es utilizado para resolver problemas inversos, su motor principal es el algoritmo *Neighbourhood* propuesto por Sambridge (1999) y mejorado por Wathelet (2008). Para llevar a cabo las inversiones es necesario partir de un modelo inicial. Para definir nuestros tres modelos se hizo uso del perfil de Maldonado (2017) con el propósito de tomar el número de capas en cada punto mientras que los perfiles de velocidad de corte más cercanos a la zona de estudio obtenidos anteriormente fueron utilizados para tomar la velocidad de corte promedio para cada capa (Figura 3.6). Se realizó la inversión de tres curvas de dispersión, distribuidas al sur (línea discontinua verde) al centro (línea discontinua amarilla) y al norte (línea discontinua azul) del graben de Acambay como se observa en la Figura 3.6, también se presenta el modelo inicial para cada perfil en forma de tabla de acuerdo con su color, se consideró V_p como $\sqrt{3}V_s$ (Figura 3.6).

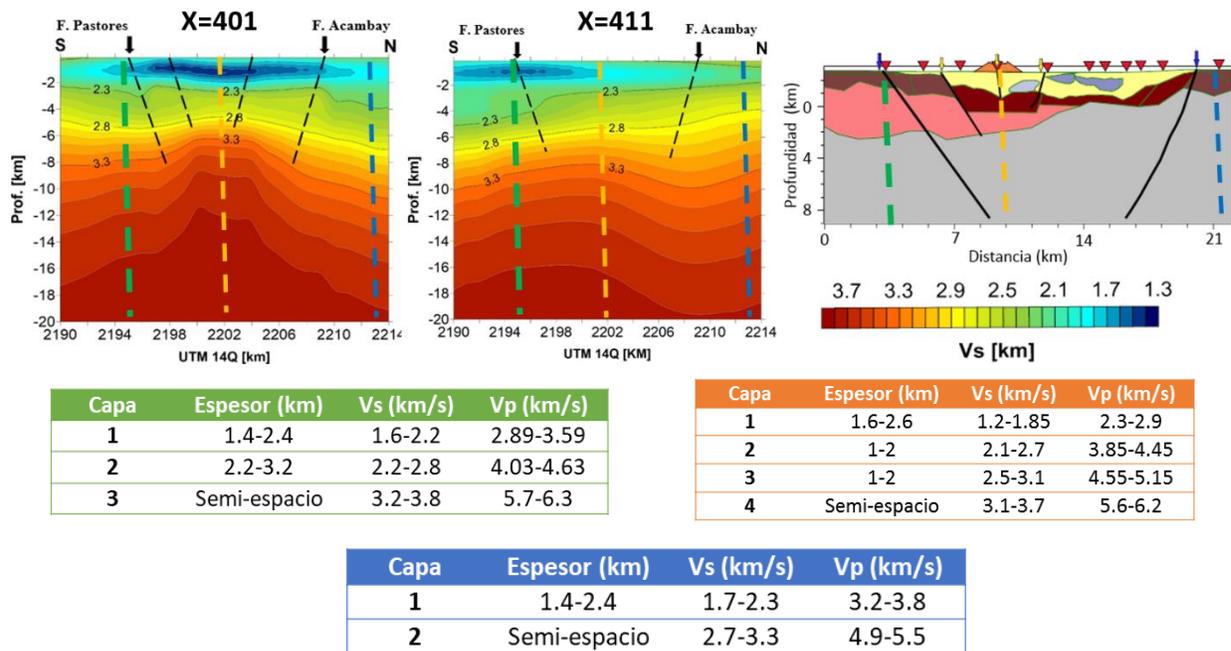


Figura 3.6 Se obtuvieron tres modelos iniciales; al sur (en color azul), al centro (en color amarillo) y al norte del graben (en color azul), las tablas definen los rangos contemplados que se consideraron al realizar la inversión con los colores correspondientes a cada modelo. Modelo geológico tomado de Maldonado (2017).

Para saber que tan buena es la inversión se calcula el *misfit*, el cual es determinado por el RMS normalizado por la desviación estándar de las curvas de dispersión observada e invertida. Ésta última está en función del modelo inicial. Se considera que se tiene un buen ajuste en la curva de dispersión cuando el *misfit* es menor al 5%. A continuación, se presentan las inversiones realizadas para cada perfil con su correspondiente *misfit*, se comparan los modelos de velocidad de corte obtenidos por los programas de Haney y Tsai (2017) con los modelos generados por el módulo de

DINVER, también se grafica el modelo inicial que representa el modelo promedio para cada perfil (Figura 3.7).

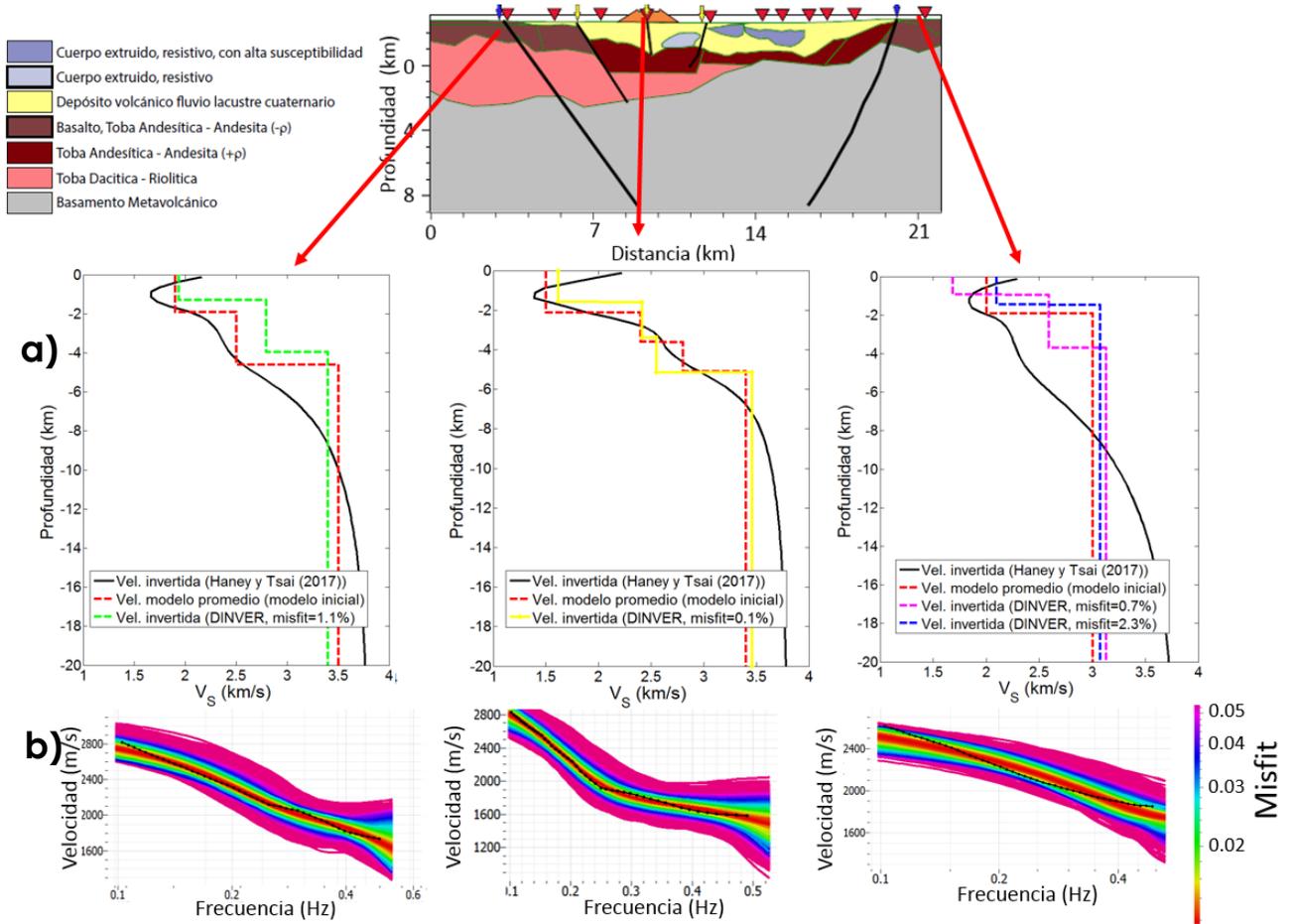


Figura 3.7 Arriba: Modelo geológico de una sección Sur-Norte que atraviesa el volcán de Temascalcingo (tomado de Maldonado, 2017). Abajo: Comparaciones de los modelos de velocidad de corte. a) Perfiles de velocidad de corte: velocidad invertida (color negro) utilizando la técnica de Haney y Tsai (2017), velocidad promedio del modelo inicial (color rojo) y velocidad invertida empleando el módulo *DINVER* de *GEOPSY* con su correspondiente *misfit*. b) Aproximación de los modelos generados con los datos observados, el modelo con el menor *misfit* es ocupado para generar el perfil de velocidades.

Para todos los modelos de velocidad de corte generados por *DINVER* se tiene un *misfit* menor al 2.5% por lo que se tiene una buena aproximación con las curvas de dispersión observadas (Figura 3.7b). La inversión obtenida mediante los programas de Haney y Tsai (2017), así como la inversión generada por *DINVER* muestra semejanzas en los cambios de velocidad en función de la profundidad. Ambas inversiones muestran soluciones similares, lo que refuerza los resultados obtenidos. Para la inversión del perfil norte del graben de Acambay se tiene un mejor ajuste considerando tres capas como lo indica el *misfit* y una mejor similitud con la técnica de Haney y Tsai (2017), debido a que en general es más fácil ajustar las curvas de dispersión cuando se consideran más capas. La técnica de Haney y Tsai (2017) resuelve y discretiza de buena manera el perfil de velocidades de onda de corte, obteniendo una solución más real ya que estima la velocidad y la profundidad de una forma más puntual.

CAPÍTULO IV

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Después de obtener las tomografías de velocidad de onda de Rayleigh y los perfiles de velocidad de corte se contrastan los resultados obtenidos con estudios de la zona a una escala regional y local con la finalidad de obtener una mejor interpretación. Primero se hace una comparación con las tomografías y después con los perfiles de velocidad.

4.1 Comparación de las tomografías con estudios de la zona

Para llevar a cabo las comparaciones de las tomografías se abordaron diferentes estudios. Las comparaciones abarcan estudios de gravimetría, de magnetometría y un mapa de isosistas del sismo de Acambay de 1912 (ver capítulo I).

La comparación de las tomografías obtenidas con el estudio de gravimetría fue realizada con la carta de anomalía de Bouguer para la parte central del país (De la Fuente *et al.*, 1994). A continuación, se compara una de las tomografías obtenidas ($f= 0.35\text{Hz}$) con la carta de anomalía de Bouguer (Figura 4.1b). De manera general los cuerpos anómalos negativos se muestran en colores azules y cuerpos anómalos positivos en color rojo (Figura 4.1a). El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (TMVB) se indica encerrado por una línea delgada de color blanco en la parte central.

Aunque no hay una relación directa entre ambos estudios que reporten la misma profundidad, los dos estudios definen un mismo cuerpo anómalo (en color morado en ambos casos). La anomalía en general coincide en dirección, tamaño y forma. Los resultados de la tomografía son consistentes ya que un cuerpo con una menor densidad (anomalía negativa) presenta una menor velocidad de corte. El estudio de gravimetría probablemente representa cuerpos más profundos anómalos que la tomografía sin embargo para la frecuencia de $f= 0.1\text{ Hz}$ que reporta estructuras más profundas para las tomografías no es apreciable este cuerpo anómalo. Por lo que se cree que el estudio de gravimetría observa estructuras más someras. Por la pobre resolución de la zona de estudio no es posible definir otros cuerpos anómalos con más detalle (Figura 4.1a). Sin embargo, para los alrededores del cuerpo anómalo se observa anomalías de mayor densidad lo que se traduce a estructuras de mayor velocidad, velocidades que se muestran en las tomografías. La tomografía aquí obtenida para la frecuencia de 0.35 Hz coincide con los rasgos generales que muestra la anomalía de Bouguer regional.

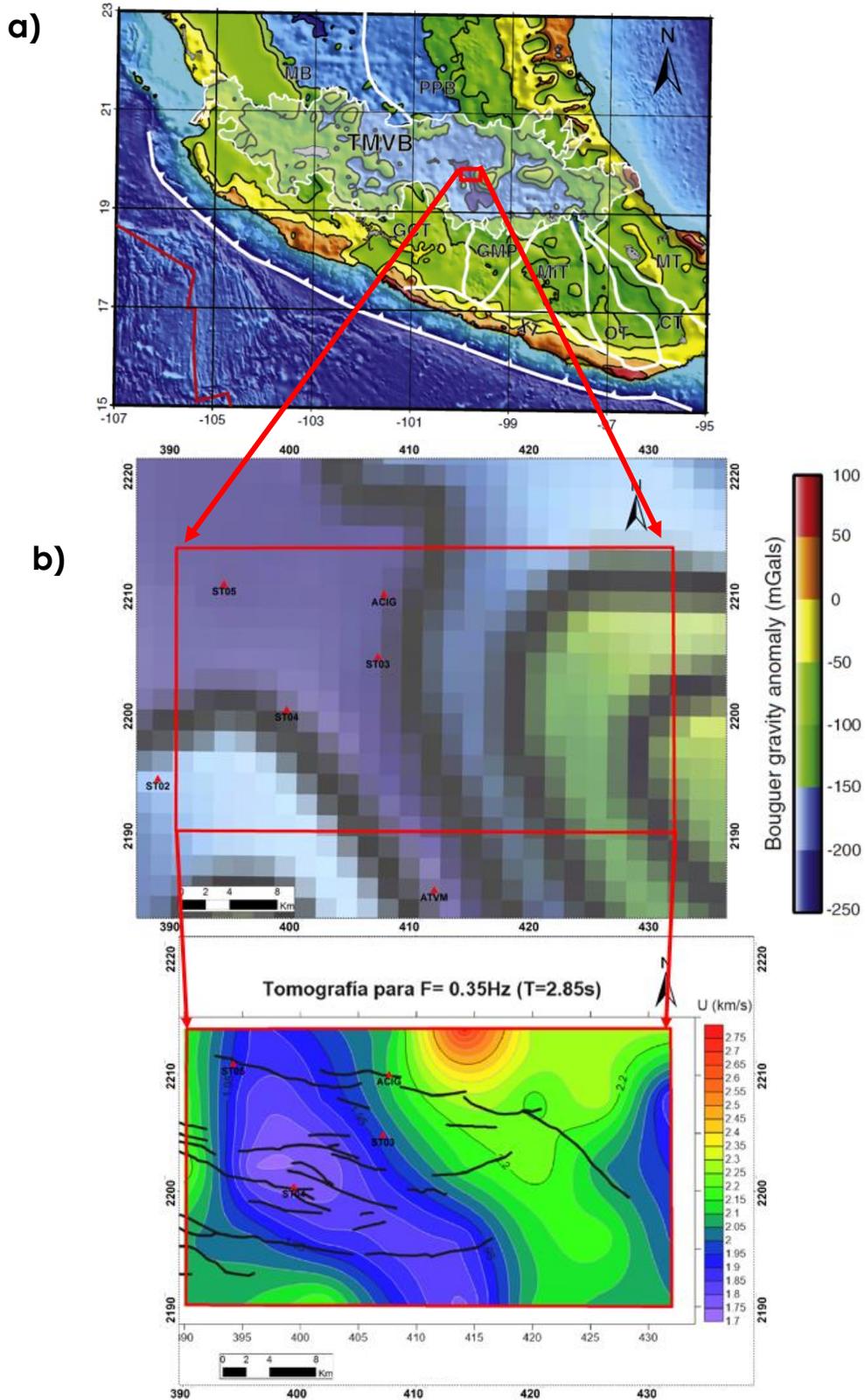


Figura 4.1 Estudio de gravimetría y tomografía sísmica. a) Anomalía de Bouguer del centro del país (De la Fuente *et al.*, 1994), en cuadro rojo se realiza la comparación. b) Comparación del estudio de tomografía ($f=0.35$ Hz) y estudio de anomalía de Bouguer.

Con estudios de magnetometría se realizó la comparación con la misma tomografía ($f= 0.35\text{Hz}$). Se ocupó la carta magnética de campo total reducido al polo para el Estado de Hidalgo y de México (SGM, 2016) donde valores de intensidad positivos se representan en color rojo y valores de intensidad negativos en azul (Figura 4.2). De igual forma que la comparación anterior entre la carta de anomalía de Bouguer con la tomografía no hay una relación directa con la profundidad, por lo que se comparan los cuerpos anómalos presentes en ambos estudios. Al contrastar los estudios magnéticos con el de tomografía sísmica (Figura 4.2) se compara la parte donde se localiza el volcán de Temascalcingo (ovalado rojo punteado). Para esta región la carta magnética de campo total reducido al polo muestra una intensidad con valores altos en el campo, esto es debido a la presencia de material volcánico. En promedio el graben presenta intensidades positivas esto es a causa del mismo material volcánico. Sin embargo, la intensidad es menor que en el volcán. En el caso de la tomografía para esta misma área reporta velocidades menores, en el lugar donde se encuentra el volcán de Temascalcingo y probablemente la velocidad está asociada a la alteración hidrotermal por la influencia del volcán.

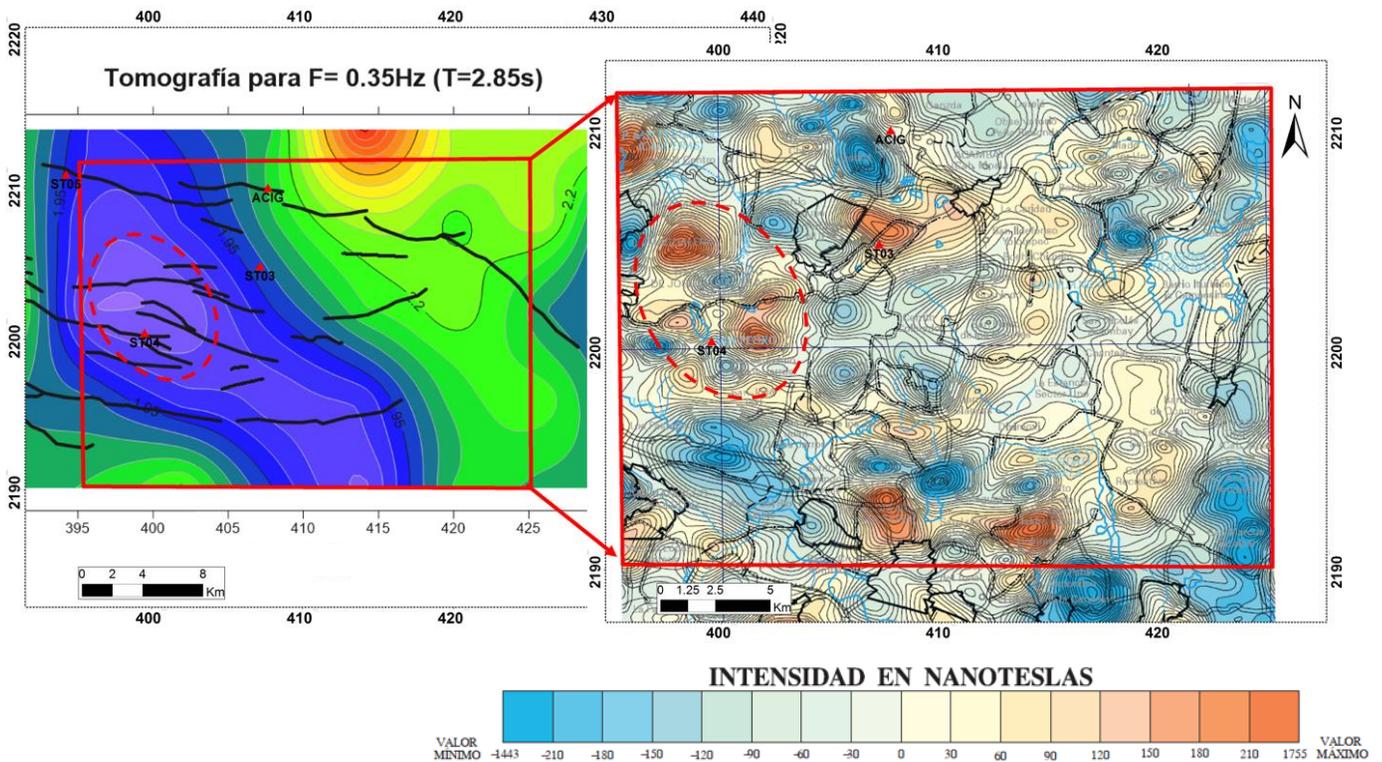


Figura 4.2 Comparación de estudio magnético de campo total reducido al polo con tomografía sísmica ($f=0.35\text{ Hz}$) para volcán de Temascalcingo (ovalado rojo punteado).

Otra comparación de las tomografías fue con el mapa de isosistas para el sismo de Acambay de 1912 en escala Cancani (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2017). La estimación de las intensidades fue hecha con reportes de Urbina y Camacho (1913). La tomografía sísmica de velocidad de grupo que se empleó para comparar fue la frecuencia a 0.5 Hz, ya que es la frecuencia que refleja las estructuras más someras. Al contrastar los resultados, se observa que las máximas intensidades de la escala Cancani y las menores velocidades presentan una misma dirección NW-SE (Figura 4.3). Los resultados tienen sentido ya que velocidades bajas amplifican las amplitudes lo que provoca más daños y una

intensidad mayor. Al comportamiento antes mencionado se le conoce como efecto de sitio, tal como sucede en la zona de lago de la Ciudad de México. Sin embargo, de acuerdo con reportes de Urbina y Camacho (1913), el terremoto generó tres rupturas superficiales ocasionando daños considerables. Una de las rupturas se presentó en las fallas centrales del graben lo que pudo generar intensidad X en escala Cancani para este sector. Otra ruptura superficial tuvo lugar en el segmento de la falla Pastores lo que justifica las intensidades para este sitio. Por las rupturas presentadas es dudoso afirmar un efecto de sitio, pero se puede asegurar que el cuerpo de bajas velocidades y de baja densidad (ver Figura 4.1) ayudo a que se presentaran mayores intensidades en esta zona. El área derecha donde se presentan intensidades de igual valor al comparado corresponde al lugar donde se originó el terremoto (ver Figura 1.4), para esta parte se puede justificar la existencia de valores altos de intensidad como efectos de directividad de la fuente. Se observa que entre las áreas que muestran las mayores intensidades están separadas por un contraste de velocidades como lo define la tomografía (Figura 4.3). Con base en las observaciones de Urbina y Camacho (1913) los pueblos al norte de la falla de Acambay no sufrieron daños considerables, esto puede ser explicado por un cambio de litología de mayor velocidad como se observa en la tomografía.

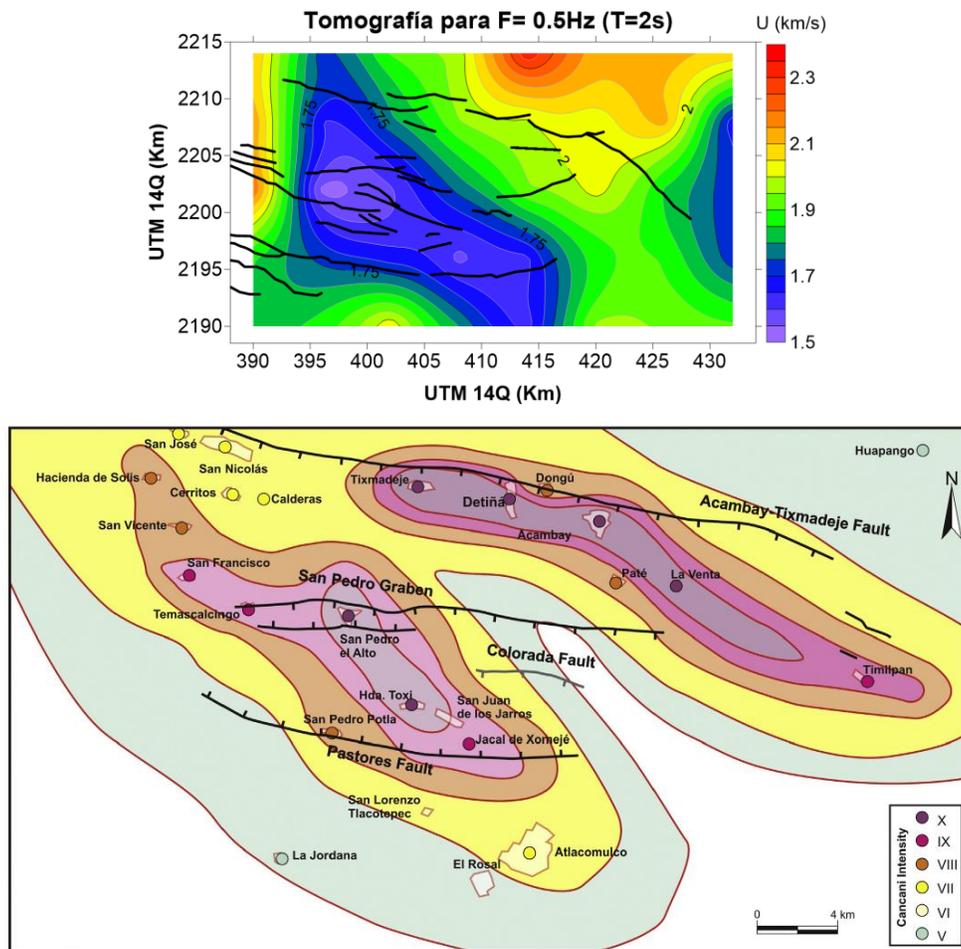


Figura 4.3 Comparación de la tomografía de $f=0.5$ Hz con el mapa de isosistas para el sismo de Acambay (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2017).

4.2 Comparación de los perfiles con estudios de la zona

Los perfiles de velocidad de corte fueron comparados con los perfiles de Maldonado (2017). Los estudios fueron adquiridos aproximadamente entre los perfiles de la velocidad de corte de X=401 km y X=411 km (Figura 3.6), estos perfiles son ocupados para llevar a cabo la comparación. La profundidad de investigación entre ambos estudios es similar, y muestran semejanzas en relación a cambios litológicos por parte de Maldonado (2017) con cambios de gradiente de velocidad de corte importantes en los perfiles en función de la profundidad (Figura 4.4). La propuesta litológica del graben de Maldonado (2017) fue tomada de la interpretación conjunta de estudios de gravimetría, magnetometría y de resistividad eléctrica (Figura 4.4b). De acuerdo con la interpretación, la parte más somera, el estrato central corresponde a vulcano-sedimentos. En el perfil de velocidad de corte se podría asociar también a vulcano-sedimentos ya que presenta una menor velocidad (Figura 4.4a (arriba)).

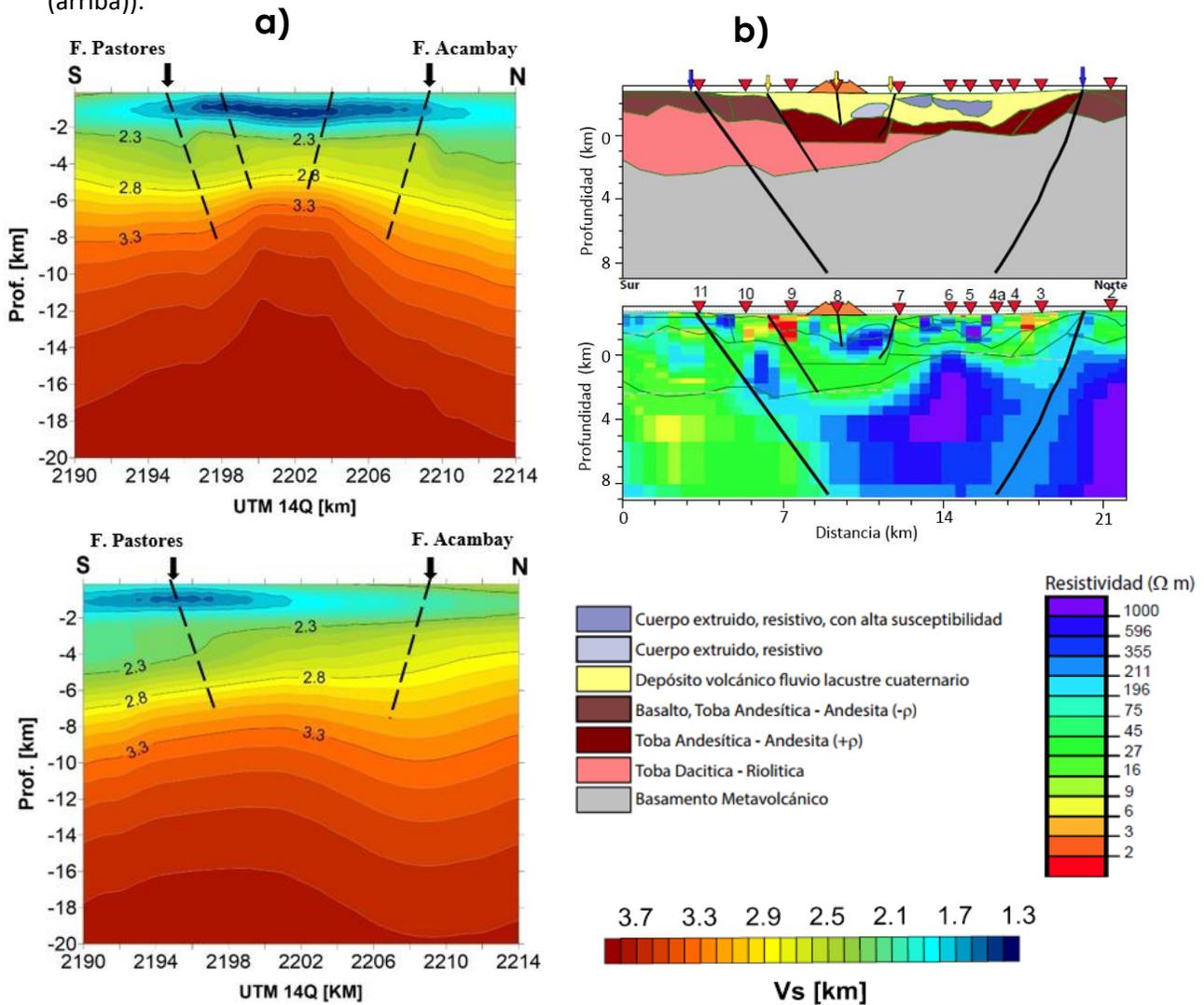


Figura 4.4 Comparación de los perfiles del graben de Acambay: a) Perfiles de velocidad de corte y b) perfil de resistividad (parte alta) y modelación litológica (Modificado de Maldonado 2017).

Para los costados de la parte somera Maldonado (2017) interpreta rocas volcánicas (toba andesítica-andesitas), contrastando con los perfiles de velocidad se tiene una mayor velocidad que en la parte central (Figura 4.4a (arriba)) por lo que el cambio de litología también es visible. Para el basamento se tienen rocas metavolcánicas (Maldonado, 2017), con el contacto de las capas suprayacentes se presenta cierta inclinación que es visible también en el perfil de velocidad de onda de corte (Figura 4.4a (abajo)).

Se han ocupado dos perfiles de velocidad de onda de corte para llevar a cabo las comparaciones y solo se han comentado las semejanzas que son visibles en los perfiles. Se puede notar que en general los rasgos estructurales coinciden. Las diferencias observadas son debidas a que los estudios de Maldonado (2017) no fueron realizados sobre los perfiles de velocidad de onda de corte mostrados ($X=401$ km y $X=411$ km) sino en lugares cercanos, además sus estudios geofísicos no siguieron una línea recta. Por ello no es posible observar un mapeo puntual de las estructuras entre sus secciones y las obtenidas en este estudio.

4.3 Interpretación conjunta de los estudios realizados

Después de analizar de manera conjunta los resultados obtenidos en el presente trabajo con estudios existentes de la zona encontramos concordancia entre ellos. De acuerdo a nuestro estudio el graben de Acambay presenta velocidades menores que en sus alrededores. El sistema de fallas E-W que define el graben controla las tomografías sísmicas para frecuencias mayores a 0.25 Hz (Figura 3.3). Hacia la parte Oeste de nuestra zona de estudio la tomografía define un cuerpo anómalo de baja velocidad cuya dirección es NW-SE con un ancho promedio de 10 km. La orientación de la anomalía corresponde al sistema de falla Taxco-San Miguel de Allende (TSM). El sistema de falla TSM parece ser visible en la tomografía de 0.15 Hz, el cual tiene una dirección NW-SE y atraviesa el graben de Acambay en su parte Oeste. La estructura de baja velocidad tiene presencia definida a partir de la tomografía de 0.3 Hz y se mantiene constante hacia la superficie como lo indica el mapa de isosistas de Rodríguez-Pascua *et al.* (2017), ya que el estudio también brinda información del subsuelo superficial. La menor velocidad de grupo de onda de Rayleigh ($U= 1.5$ km/s) del graben de Acambay se localiza en el volcán Temascalcingo que se asocia a material volcánico altamente alterado. Con respecto a las demás rocas que componen la estructura de baja velocidad tienen origen vulcano-sedimentario. A parte de la anomalía antes descrita, todo el graben muestra una velocidad similar para frecuencias mayores a 0.3 Hz, la cual corresponde a una geología bastante homogénea. En la tomografía de 0.1 Hz se presentan estructuras casi homogéneas, por lo que no se presentan cambios litológicos importantes con una velocidad de grupo promedio de $U=2.75$ km/s. Con respecto a los perfiles de velocidad de corte en algunos no es visible la influencia de las fallas como en las tomografías sísmicas. Sin embargo, la vista en 3D (Figura 3.5) se puede reflejar rasgos de las fallas. De acuerdo con la geología propuesta por Maldonado (2017), se asocian las velocidades de corte (Figura 4.4): la menor velocidad de onda de corte del graben ($V_s \sim 1.4$ km/s) a material vulcano sedimentario y la alteración hidrotermal que encuentra cerca del volcán Temascalcingo. Las rocas volcánicas permeables cuentan con una V_s aproximada de 1.9 km/s. Las rocas volcánicas permeables intermediarias tienen una V_s de aproximadamente 2.5 km/s. Para el basamento metavolcánico los perfiles de corte definen una V_s aproximada de 3.5 km/s.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

Durante el presente trabajo de tesis de maestría se han aplicado diferentes técnicas para obtener las tomografías sísmicas del graben de Acambay, los resultados del estudio y la discusión realizada permiten destacar las siguientes conclusiones:

Las fuentes de ruido no se encuentran distribuidas de manera homogénea, por lo que las correlaciones cruzadas presentan asimetría como se observa al generar las curvas de dispersión de velocidad de grupo de onda de Rayleigh (Apéndice A) entre cada par de estaciones. Las curvas de dispersión ayudaron a localizar la fuente principal de ruido sísmico a partir de las correlaciones cruzadas, como se observa en las curvas generadas la fuente principal de ruido proviene del Este. De acuerdo con el rango de la frecuencia aplicado y a la dispersión mostrada en las curvas de dispersión se puede asociar al oleaje proveniente del Golfo de México. Las curvas de dispersión se obtuvieron por medio de la correlación cruzada de ruido sísmico durante un mes de grabación en el peor de los casos y hasta seis meses de grabación en el mejor de los casos.

Las tomografías de velocidad de grupo de onda de Rayleigh abarcaron un área total de 1,008 Km² cubriendo la zona de estudio con celdas cuadradas de 6 km de lado, la prueba de ajedrez muestra que las tomografías presentan una buena resolución. Las tomografías sísmicas se obtuvieron para frecuencias de 0.1 Hz a 0.5 Hz. Los resultados muestran que las fallas que componen al graben de Acambay tienen influencia en las tomografías, principalmente para la falla de Acambay-Tixmadejé (Figura 3.3). Para bajas frecuencias menores a 0.2 Hz se pudo notar la posible influencia de la falla de Perales que atraviesa la parte Oeste del graben de Acambay y tal vez la falla de Perales sea la responsable del límite Oeste de región de baja velocidad del graben. En general dentro del graben de Acambay se tienen velocidades menores que fuera del graben. Para las tomografías de 0.25 Hz a 0.5 Hz se definen zonas de baja velocidad que de acuerdo con la geología corresponden al volcán Temascalcingo y la caldera de San Pedro el material puede estar asociado a presencia de vulcano-sedimentos. Para esta parte la tomografía está controlada por las fallas centrales del sistema de fallas de Temascalcingo-San Pedro.

Las comparaciones de las tomografías con los diferentes estudios de la zona muestran buenas correlaciones. En todos los casos para contrastar los resultados se empleó la parte Oeste de las tomografías donde se encuentra el sistema de fallas de Temascalcingo-San Pedro debido a que las estructuras de esta región también son visibles en cada estudio, mientras que la parte Este de las tomografías dentro del graben tiene un comportamiento más homogéneo. La tomografía sísmica junto con estudios de gravimetría, así como el mapa de intensidades para el terremoto de 1912 en Acambay confirman la existencia de una anomalía de baja densidad y de baja velocidad sísmica de onda de corte en dirección NW-SE. Esta anomalía presenta una menor velocidad de onda de corte en el volcán Temascalcingo que de acuerdo con estudios de la zona corresponde a rocas volcánicas muy alteradas. Con las tomografías realizadas se infiere que la estructura está presente a partir de 0.25 Hz y la distribución de la misma se mantiene en superficie como lo indica el mapa de isosistas.

Esta anomalía se asocia también al sistema de falla Taxco-San Miguel de Allende, el cual afecta de manera importante toda la corteza terrestre en esta zona. El estudio magnético indicó las máximas anomalías de campo total reducido al polo en la zona del volcán de Temascalcingo lugar donde se tiene la mayor fuente de material volcánico. En el caso de las tomografías se localizan las menores velocidades que es provocado por rocas volcánicas alteradas, esto justifica la baja velocidad.

Los perfiles de velocidad de onda de corte fueron obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión de onda de grupo. Comparando con los perfiles de la zona se muestran similitudes por lo que los resultados se pueden asociar a la litología propuesta por Maldonado (2017). El kernel de sensibilidad resuelve bien hasta 4 km de profundidad. Sin embargo, hay concordancias con los estudios geofísicos en mayor profundidad (Figura 4.4). Es posible que modos superiores a partir de los 0.3 Hz se crucen con el modo fundamental, de igual manera la interpolación realizada en las tomografías también agrega incertidumbre en los perfiles obtenidos de la velocidad de corte. Por lo que los perfiles ayudan a dar una idea de las estructuras en profundidad con respecto a su velocidad de onda de corte, aunque existen semejanzas con estudios de la zona se debe interpretar con reserva.

El estudio realizado ayudó a conocer más sobre la estructura profunda del graben de Acambay y a definir zonas que pueden ser de interés para futuros trabajos. En la simulación de sismos, así como en su localización es importante conocer el modelo de velocidades de la zona, de alguna manera el trabajo ayuda a proporcionar la información que se necesita para obtener un modelo de velocidades del graben de Acambay. Es importante llevar a cabo más estudios en el graben de Acambay para caracterizarlo de mejor manera ya que es un lugar sismogénico que puede dar origen a sismos de gran magnitud y por la cercanía a la Ciudad de México es vital conocer más sobre las estructuras que lo conforman. En el presente trabajo se ocuparon 10 estaciones sísmicas de las cuales 4 estaciones se encontraron a una distancia mayor a 50 km del graben. Si bien esta distancia también aporta información de las estructuras, es recomendable que para próximos estudios se considere una mayor densidad de estaciones dentro del graben de Acambay para una mejor resolución.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J. (1993). The Amealco caldera, Queretaro, Mexico; Geology, geochronology, geochemistry, and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt: Austin, University of Texas at Austin, Ph.D. thesis, 401.
- Aguirre-Díaz, G.J. (1995). La toba Amealco y su correlación con la Formación Las Américas a través del graben de Acambay, Estados de México, Michoacán y Querétaro, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 12(1), 17-21.
- Aguirre-Díaz, G.J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Nuñez, G., López Martínez, M., Urrutia-Fucagauchi, J. (1998). El Cinturón Volcánico Mexicano: Un proyecto multidisciplinario: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C., 131-138.
- Aguirre-Díaz, G.J., Zúñiga-Dávila, F.R.M, Pacheco-Alvarado, F.J., Guzmán-Speziale, M., Nieto-Obregón, J. (2000). El graben de Querétaro, México. Observaciones de fallamiento activo: GEOS, 20 (1), 2-7.
- Aki K., Richards P. (2002). Quantitative seismology, University Science Book, 2da edición, USA.
- Álvarez, R. (1975). Transcontinental faulting-evidence for superimposed subduction in Mexico: Transactions of American Geophysical Union, 56, 63-94.
- Astíz-Delgado, L. M. (1980). Sismicidad en Acambay, Estado de México, El temblor del 22 de febrero de 1979. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis doctoral, 130.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin M.P., Levshin, A.L. (2007). Processing seismic ambient data to reliable broad-band surface wave dispersion measurements, Geophysical Journal International., Vol.169, 1239-1260.
- Campillo, M., Pau, I.A. (2003). Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda, Science, Vol. 299, 547-549.
- Dahlen, F.A., Tromp, J. (1998). Theoretical global seismology, Princeton University Press, 944.
- De la Fuente, G.J., Verma, S.P. (1993). Catálogo de aparatos volcánicos de la parte centro-occidental del Cinturón Volcánico Mexicano: Geofísica Internacional, 32, 351-386.
- Demant, A., 1978, Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Rev. Inst. Geol. UNAM, 2, 172-187.
- De la Fuente, M., Aitken, C., Mena, M. (1994). Cartas gravimétricas de la República Mexicana. Carta de Anomalía de Bouguer. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.

- Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements: *Geophysics*, 20, 68–86.
- Dziewonski, A.M., Bloch, S., Landisman, M. (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, 522-523 (5), 122-149.
- Gaite, C.B. (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, Golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love, Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 200.
- Haney, M. M., Tsai, V. C. (2017). Perturbational and nonperturbational inversion of Rayleigh-wave velocities, *Geophys.*, 82, F15-F28.
- Herrin, E.E., Goforth, T.T. (1977). Phase-matched filters: Application to the study of Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 1259-1275.
- Johnson, C. A., Harrison, C. G. A. (1990). Neotectonics in central Mexico: *Phys. Earth Planet. Int.*, 64, 187-210.
- Keder, S., Longuet-Higgins, M.S., Webb, F., Graham, N., Clayton, R., Jones, C. (2008). The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, *Proceedings of the Royal Society A*, 464, 777-793.
- Lacan, P., Ortuño, M., Audin, L., Perea, H., Baize, B., Aguirre-Díaz, G.J., Zúñiga, F.R. (2018). Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the Venta de Bravo Fault System, Acambay Graben (Central Mexico). *Sedimentary Geology*, DOI: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.008>
- Langridge R.M., Weldon R.I., Moya J.C., Suárez G. (2000). Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé Fault. *Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research*, 105 (B2), 3019-3037.
- Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz G.J., Villamor, P., Lacan, P. (2013). Preliminary paleoseismic results from the Pastores Fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(3), 463-481.
- Lay, T. y Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology*, Volume 58 (International Geophysics), Academic Press, USA.
- Levshin, A.L., Pisarenco, V.F., Pogrebinsky, G.A. (1972). On a frequency-time analysis of oscillations, *Annales Geophysicae*, 28, 211-218.

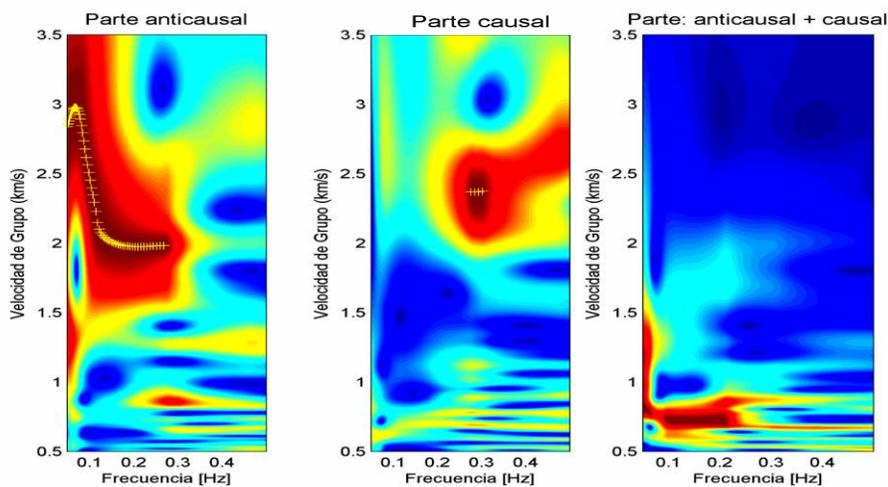
- Maldonado, R. F. (2017). Modelo estructural del Graben de Acambay a partir de sondeos magnetotelúricos (MT y LMT), gravimetría y aeromagnetometría. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de maestría.
- Martínez-Reyes, J. y Nieto-Samaniego, A.F. (1990). Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México, *Instituto de Geología*, 9, 33-50.
- Mooser, F. (1972). The Mexican Volcanic Belt-Structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M. (2015). Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: the Pastores and Venta de Bravo faults (TransMexican Volcanic Belt), *Geosphere*, 11 (1), 160-184.
- Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt, *Tectonophysics*, 146 (1), 353-364.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Pérez-López, R., Garduño-Monroy, V. H., Perucha, M.A., Israde-Alcántara, I. (2017). Estimation of the epicentral area of the 1912 Acambay earthquake (M6.9, Mexico) determined from the earthquake archaeological effects (EAE) and the ESI07 macroseismic scale, *Quaternary International*, 451, 74-86.
- Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A., Fehler, M.C. (2005). Surface wave tomography from microseism in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14311.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm: I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, 138,479–494.
- Sánchez-Rubio, G. (1984). Cenozoic volcanism in the Toluca-Amealco region, central Mexico: Imperial College of Science and Technology, University of London, Ph.D. thesis, 275.
- Sánchez-Sesma, F. J., Pérez, R. J.A., y Campillo, M. y Luzón F. (2006). The elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: The canonical inclusion problem, *Geophysical Research Letters*, 33.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez Castellanos, A., Suarez, M. y Pérez Gavilán, J.J. (2007). Recuperación de la función de Green Elastodinámica a partir de Correlaciones de Ruido, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración*, 2.
- Servicio Geológico Mexicano. (2016). Carta magnética de campo total reducido al polo, Ciudad de México E14-4.
- Shapiro, N.M, Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient noise, *Geophys.Res. Lett.*, 31, L07614.

-
- Shapiro N., Campillo M., Stehly L. y Ritzwoller M. H. (2005). High Resolution Surface Wave Tomography From Ambient Seismic Noise, *Science*, 307, 1615-1618.
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69 (4), 046610.
- Stein S., Wysession M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*, Blackwell Publish, Malden, EUA.
- Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Ramón-Zuñiga, F., Langridge, R. M., Aguirre-Díaz, G. J., Lawton, T. F. (2015). La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, Mexico, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32 (3), 361-376.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the Mexican volcanic Belt, the Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97 (11), 983-994.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Farrar, E. (1995). The Acambay graben: Active intra arc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico, *Tectonics*, 14, 1245-1262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M. y Quintero-Legorreta, O. (1996). Macro seismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the TransMexican Volcanic Belt, Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1952–1963.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M. (2001). Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.
- Urbina, F., Camacho H. (1913). La zona Megaseísmica Acambay-Tixmadeje, Estado de México, *Instituto Geológico de México*, 32, 230.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., y Bonnefoy-Claudet S. (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12, 1-19
- Weaver, R.L. (2005). Information from seismic noise, *Science*, 307, 1568-1569.

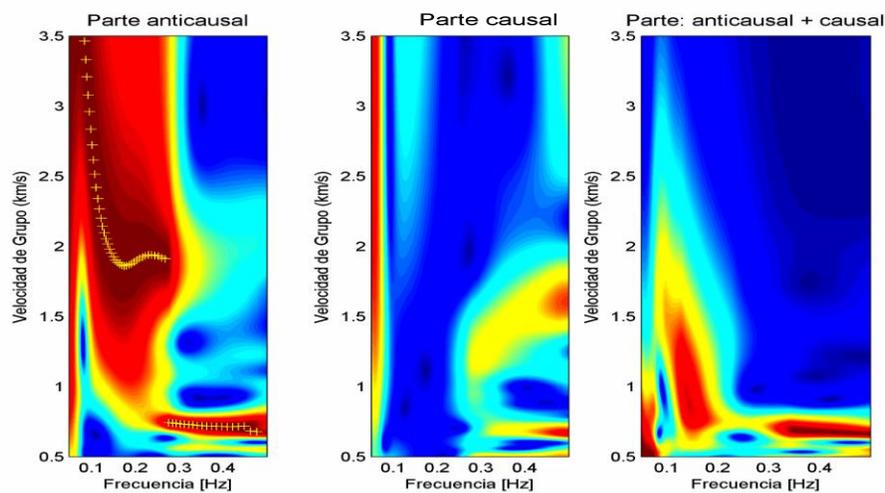
APÉNDICE A

Curvas de dispersión de onda de grupo para cada par de estaciones

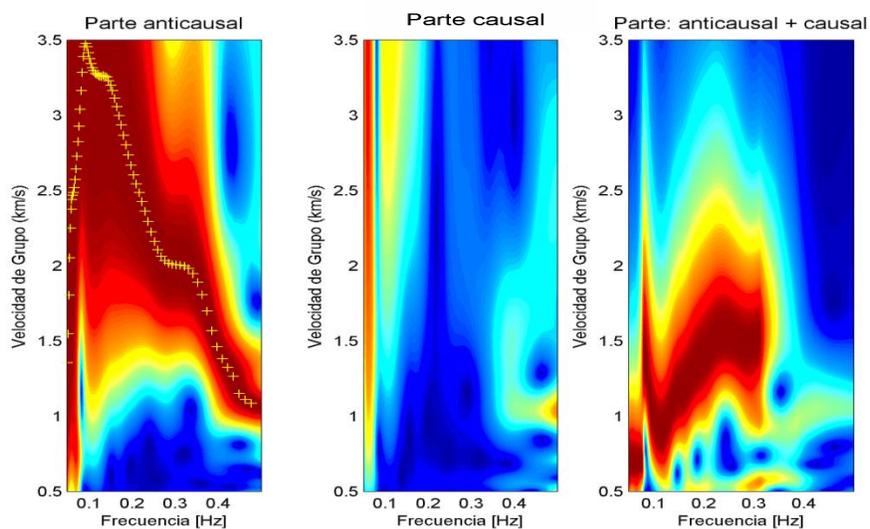
Estaciones: ST02-ST03. Distancia: 21.0083 [km]



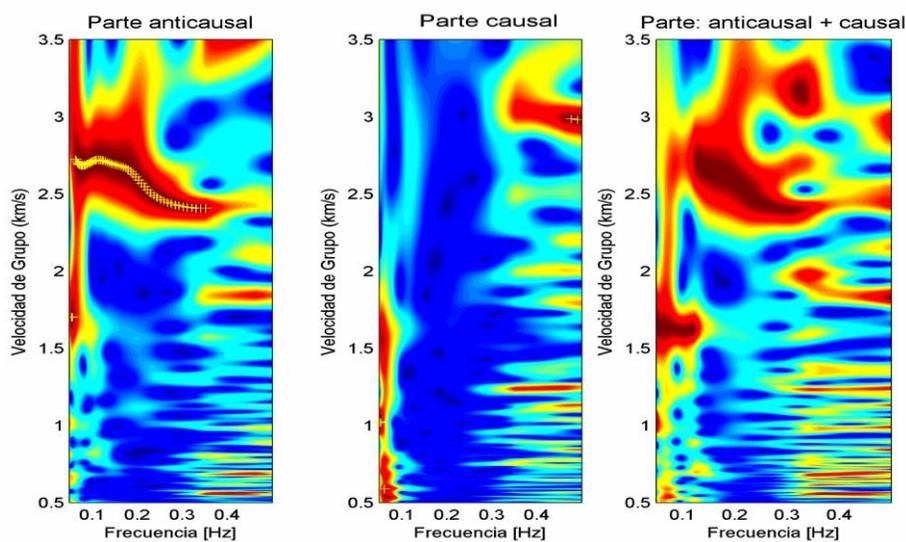
Estaciones: ST02-ST04. Distancia: 12.1938 [km]



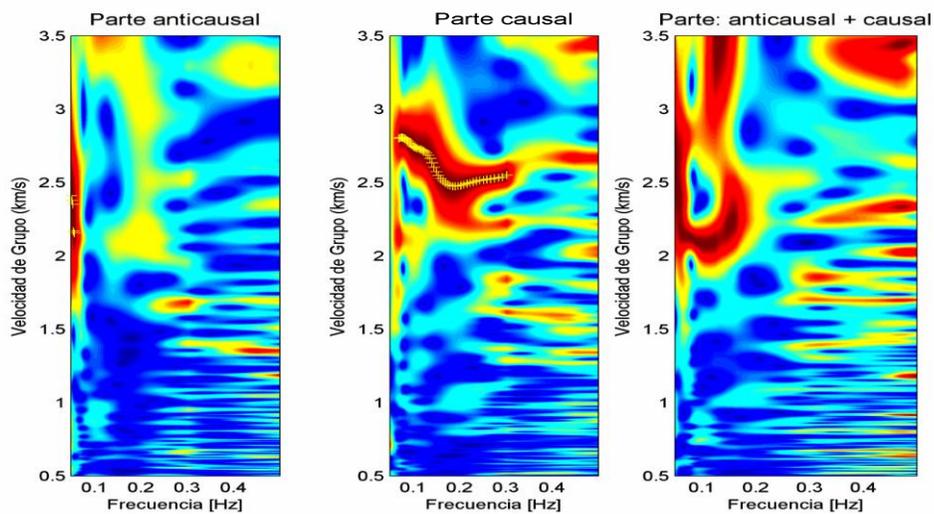
Estaciones: ST02-ST05. Distancia: 17.1733 [km]



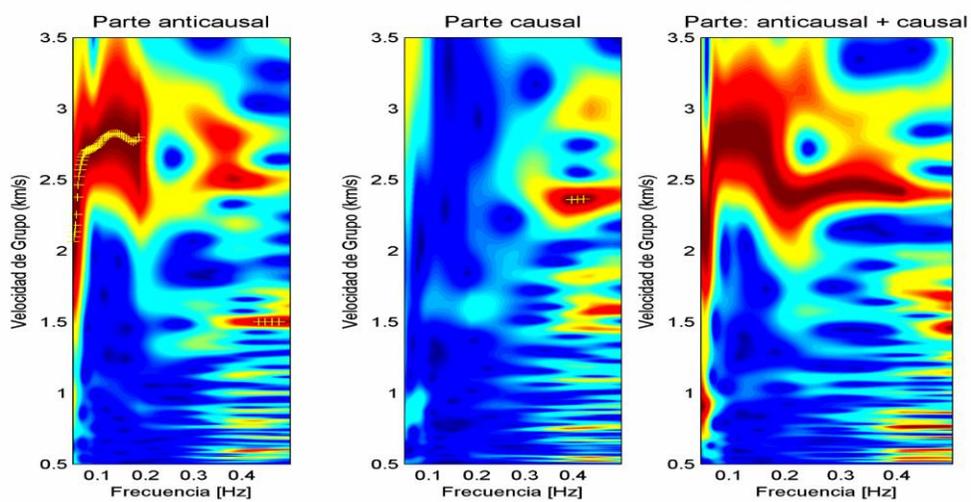
Estaciones: ST02-DHIG. Distancia: 118.5896 [km]



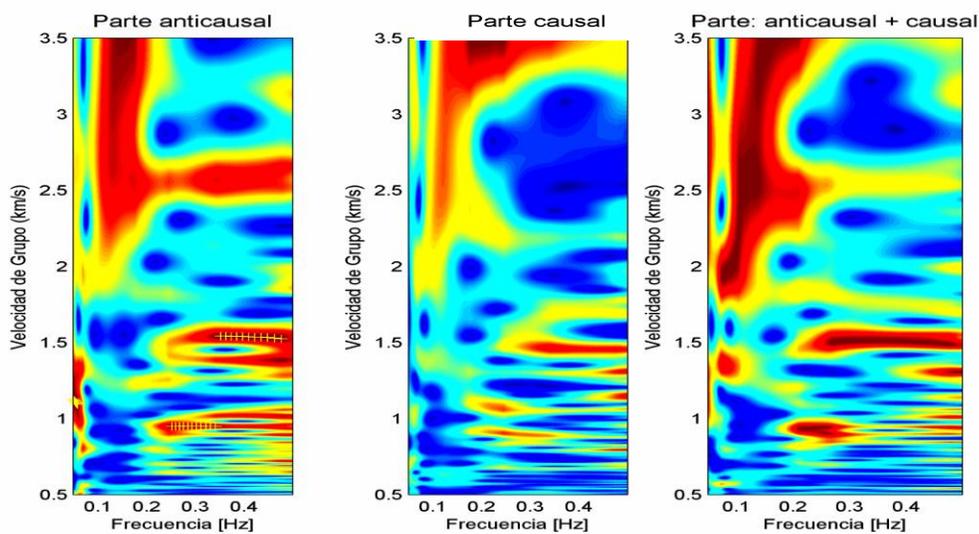
Estaciones: ST02-IGIG. Distancia: 166.1113 [km]



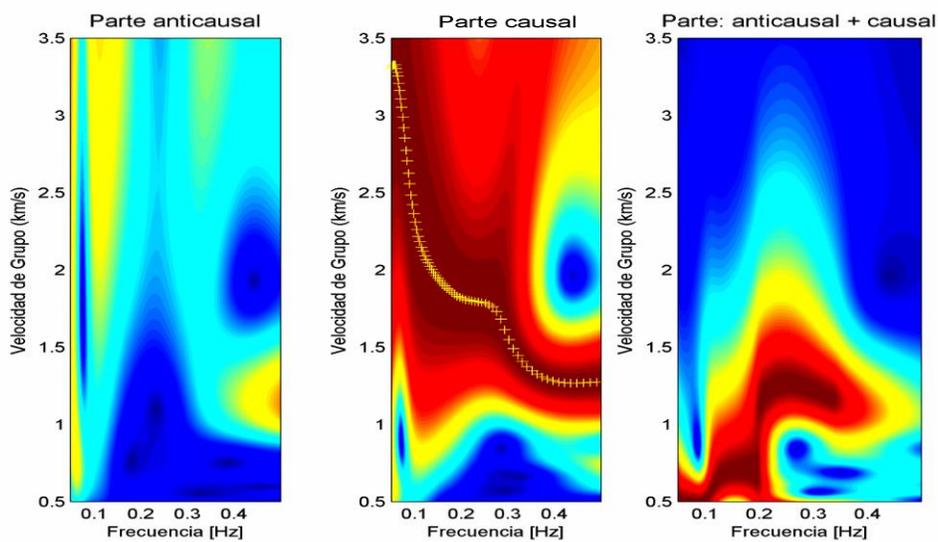
Estaciones: ST02-ZUVM. Distancia: 103.1132 [km]



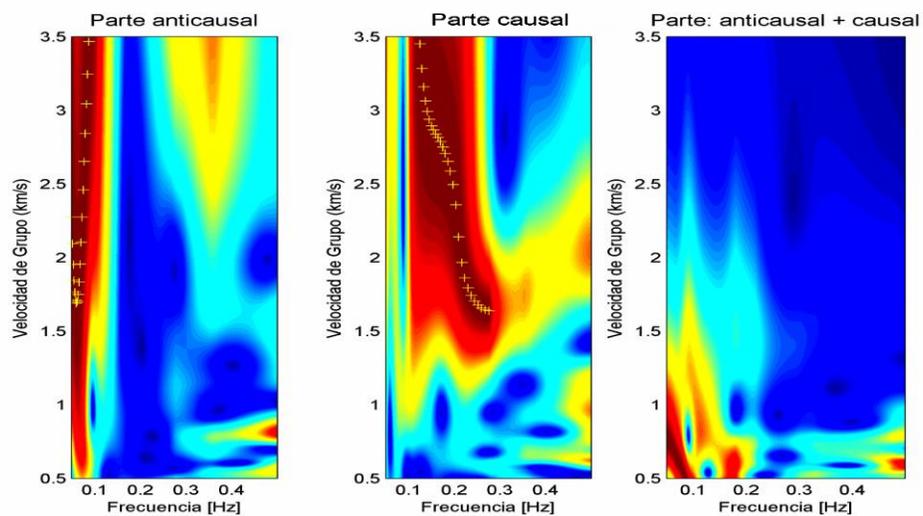
Estaciones: ST02-AZVM. Distancia: 86.5599 [km]



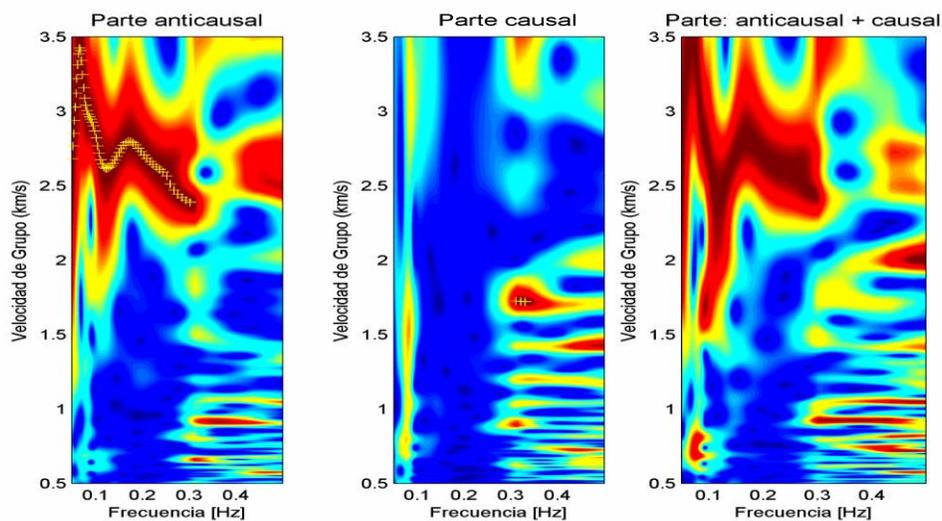
Estaciones: ST03-ST04. Distancia: 8.8173 [km]



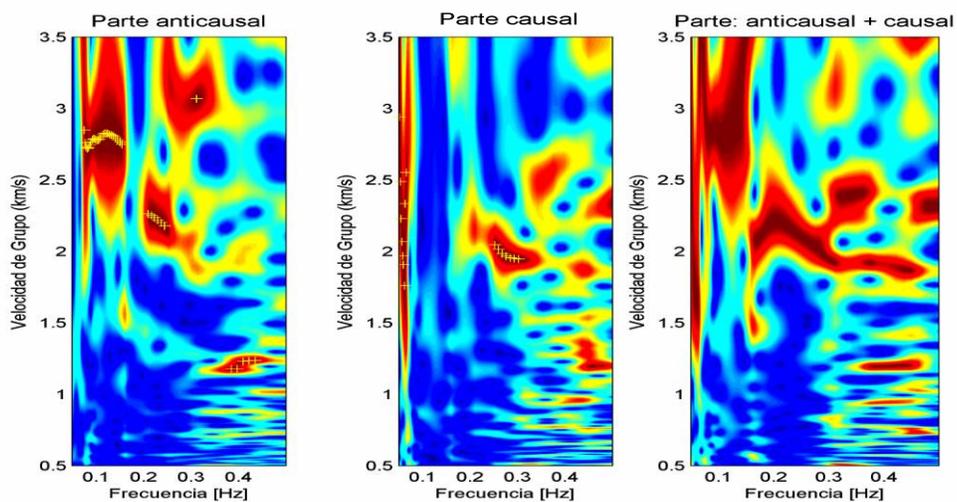
Estaciones: ST03-ST05. Distancia: 14.2128 [km]



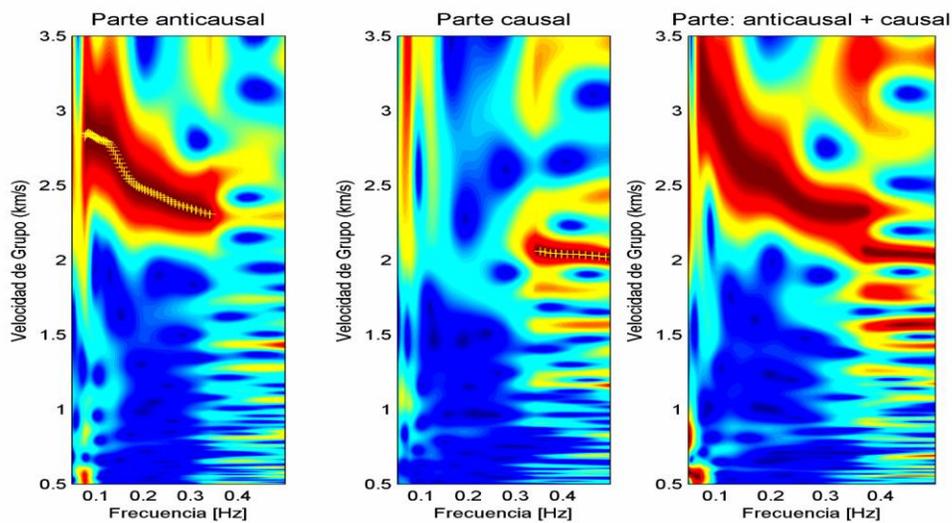
Estaciones: ST03-DHIG. Distancia: 97.6435 [km]



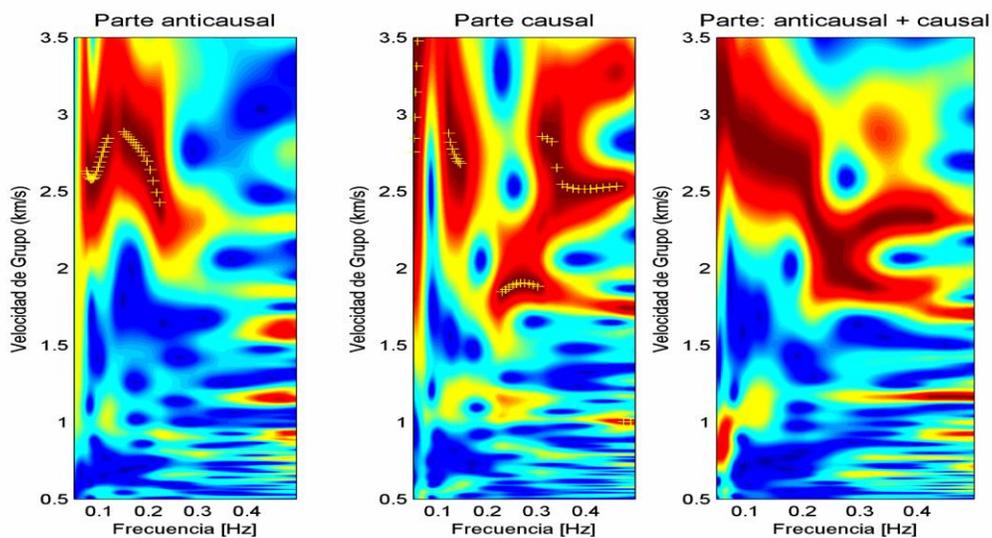
Estaciones: ST03-IGIG. Distancia: 175.4463 [km]



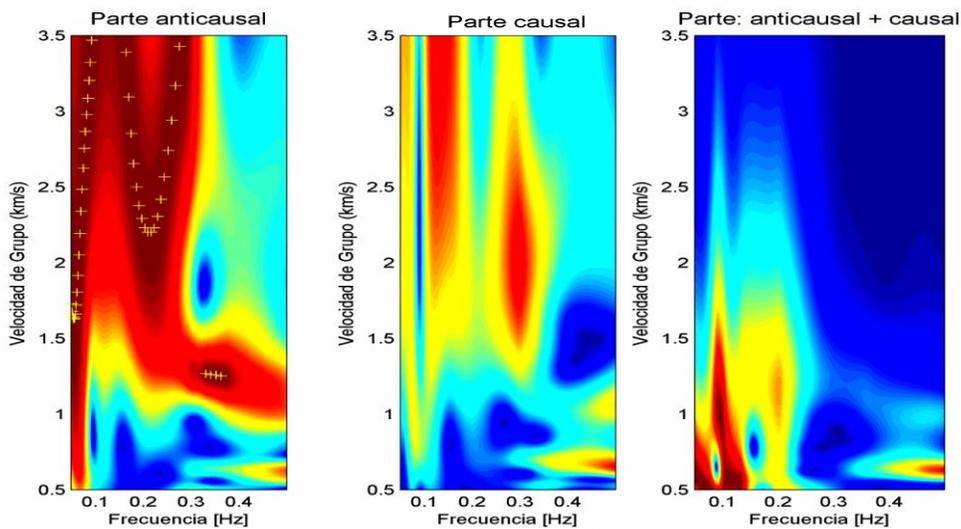
Estaciones: ST03-ZUVM. Distancia: 85.6299 [km]



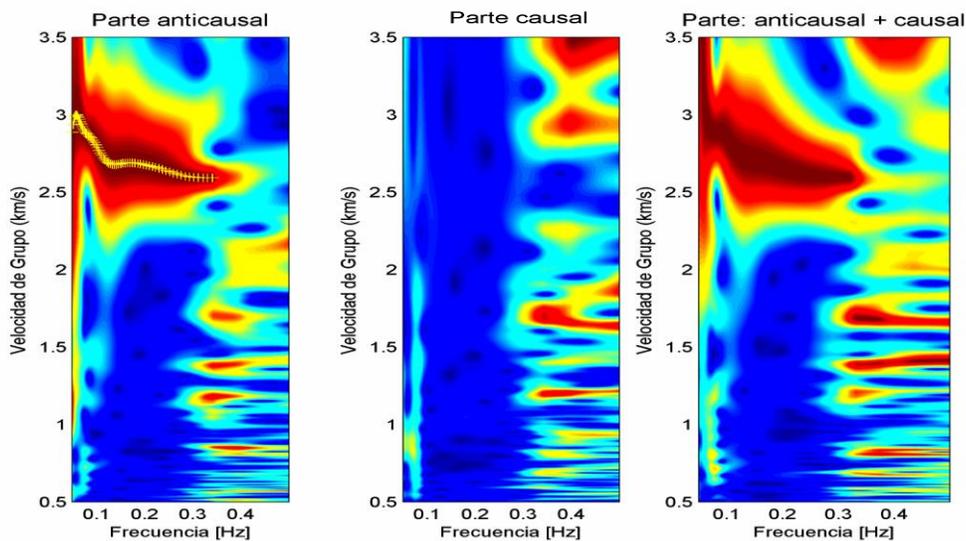
Estaciones: ST03-AZVM. Distancia: 74.3565 [km]



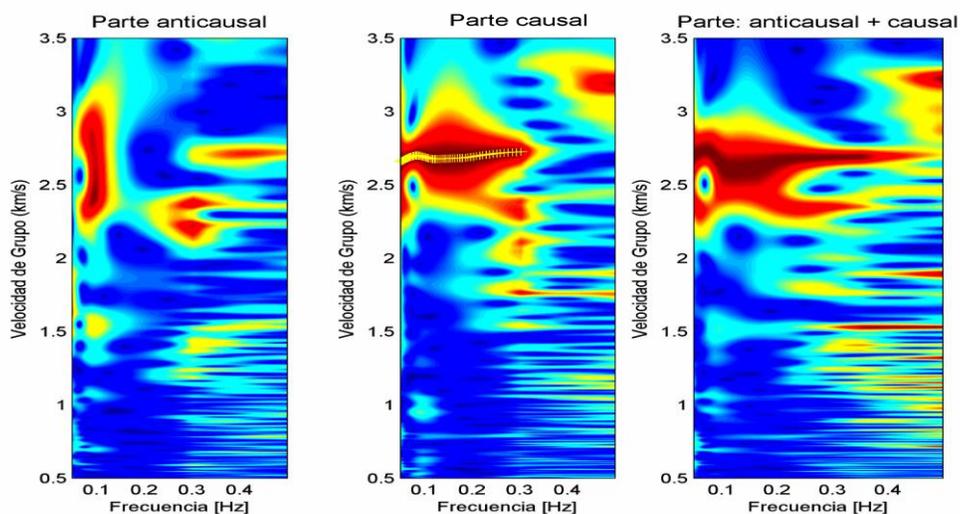
Estaciones: ST04-ST05. Distancia: 11.7248 [km]



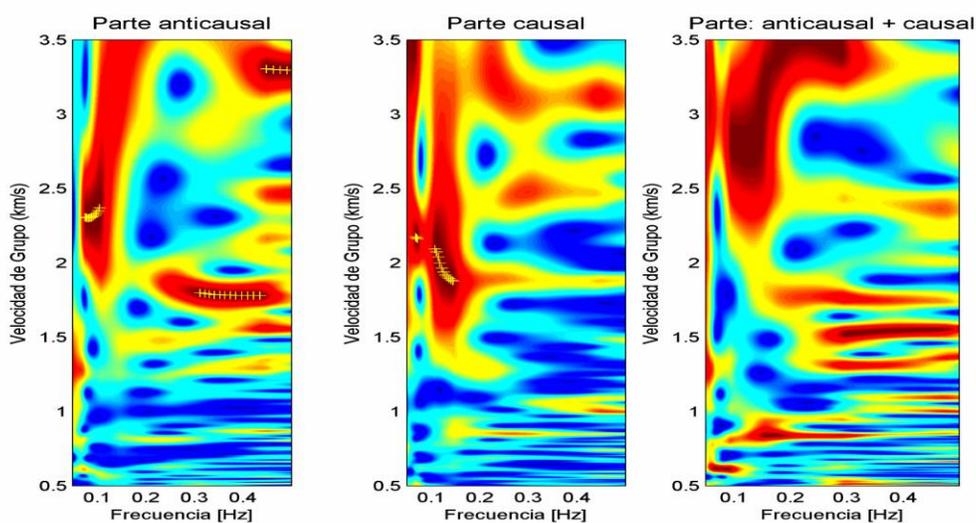
Estaciones: ST04-DHIG. Distancia: 106.417 [km]



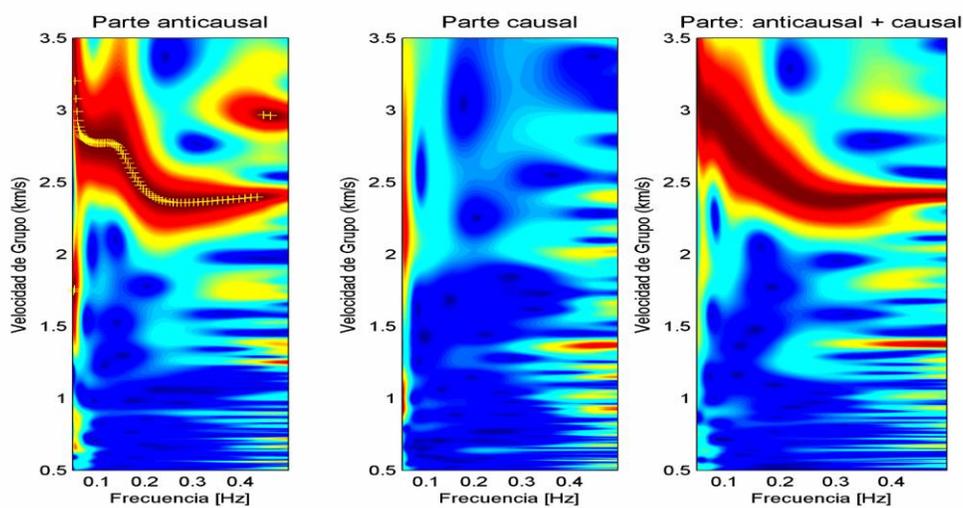
Estaciones: ST04-IGIG. Distancia: 171.4294 [km]



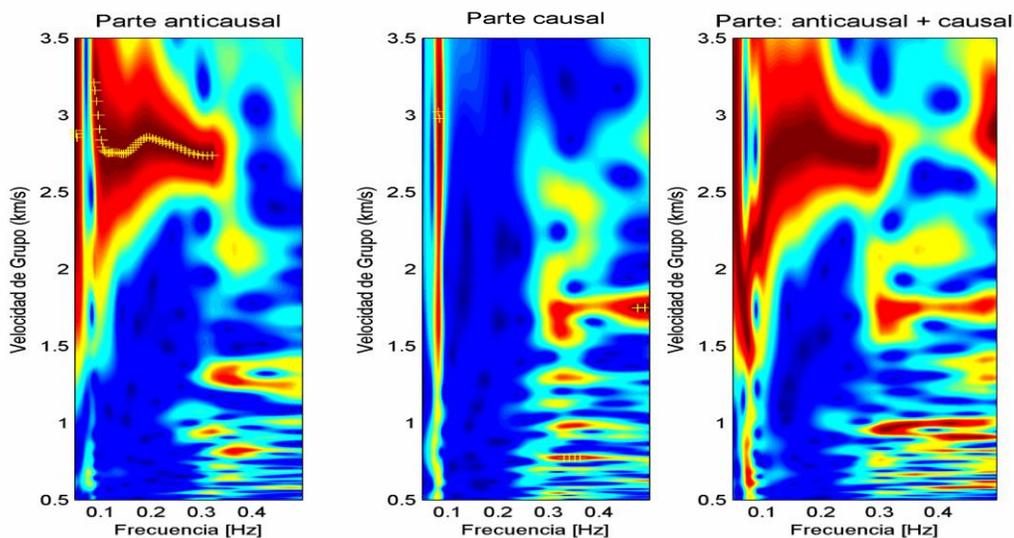
Estaciones: ST04-AZVM. Distancia: 78.8882 [km]



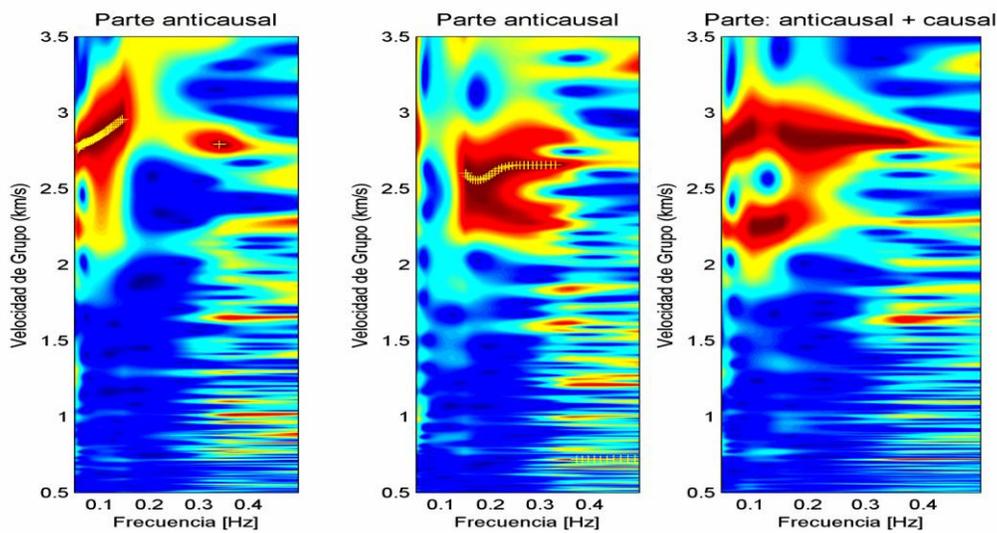
Estaciones: ST04-ZUVM. Distancia: 92.6931 [km]



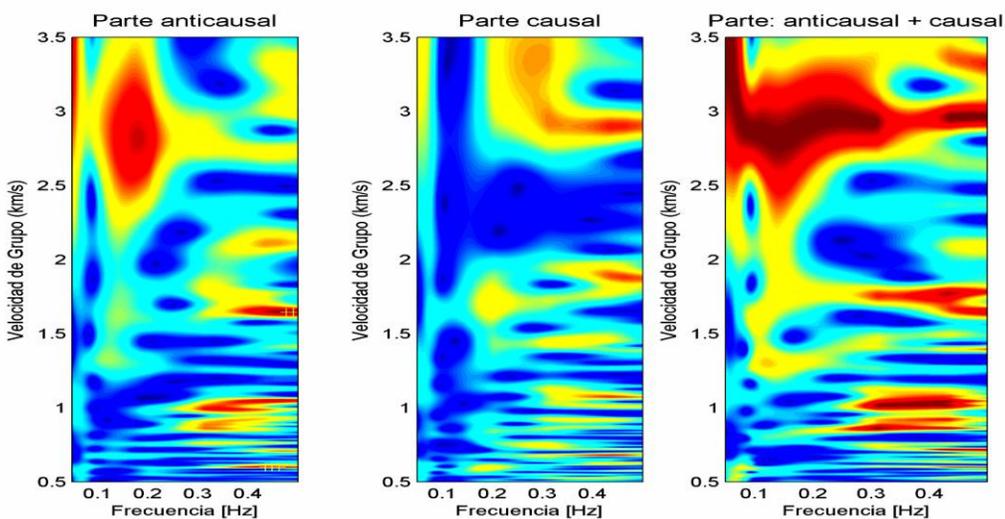
Estaciones: ST05-DHIG. Distancia: 107.4279 [km]



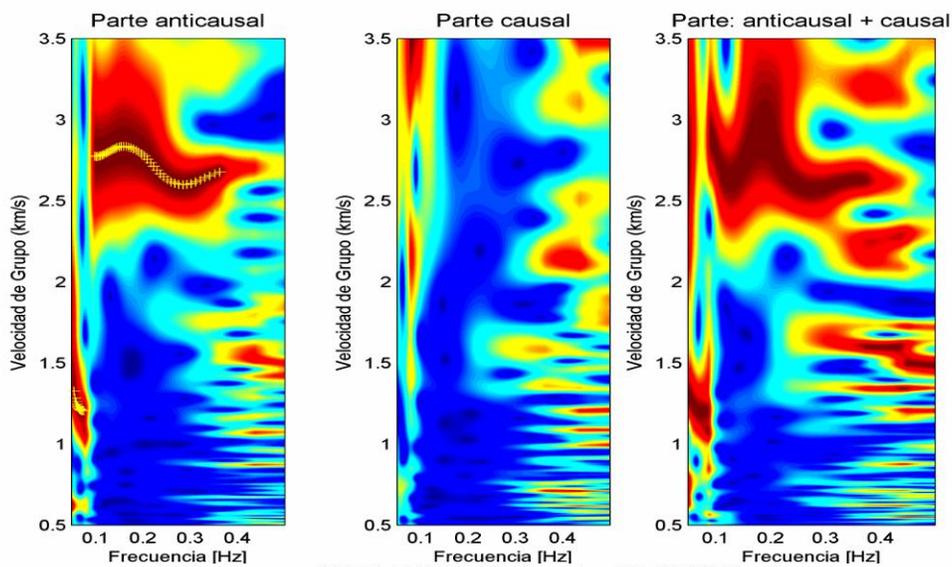
Estaciones: ST05-IGIG. Distancia: 161.3239 [km]



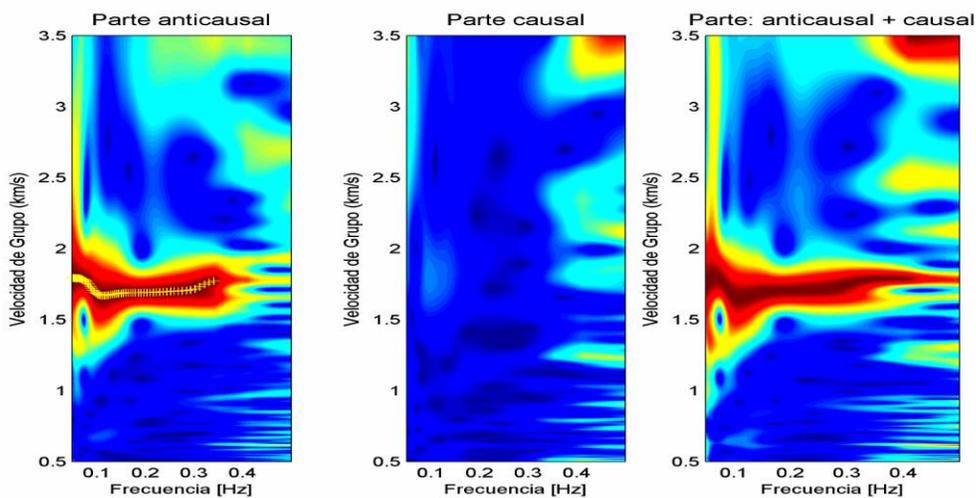
Estaciones: ST05-AZVM. Distancia: 88.4918 [km]



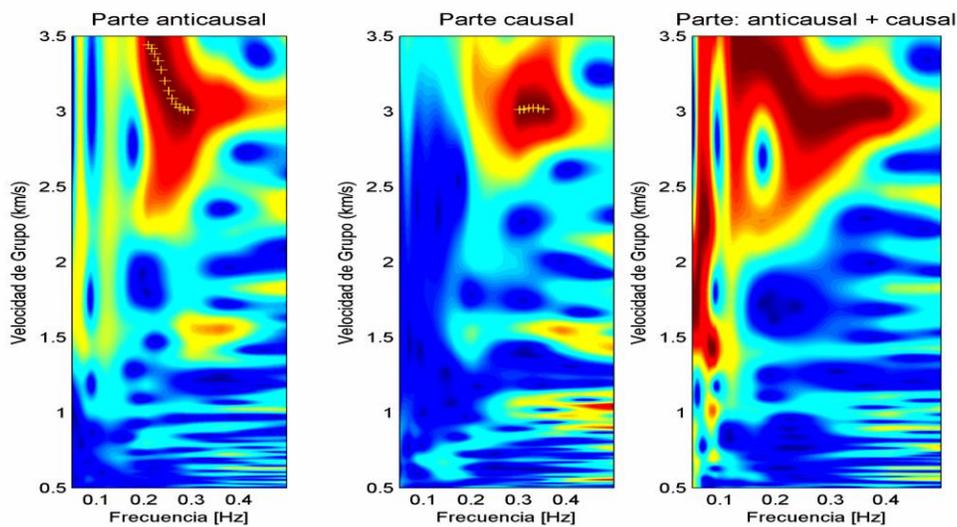
Estaciones: ST05-ZUVM. Distancia: 99.314 [km]



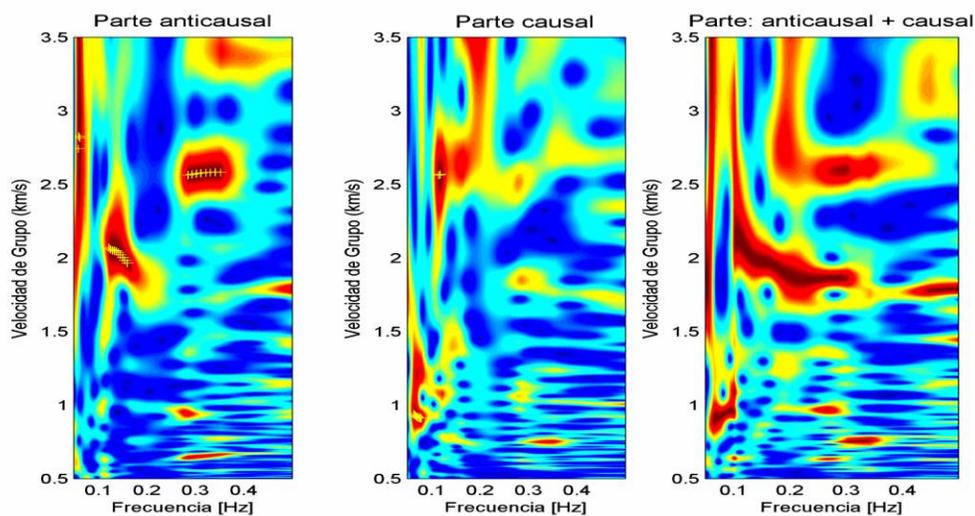
Estaciones: ACIG-DHIG. Distancia: 95.1563 [km]



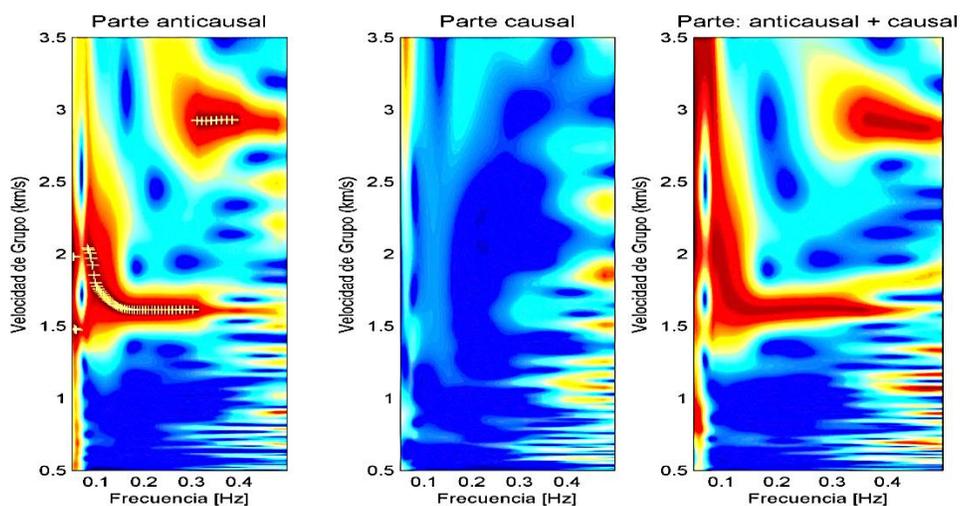
Estaciones: ACIG-AZVM. Distancia: 76.7989 [km]



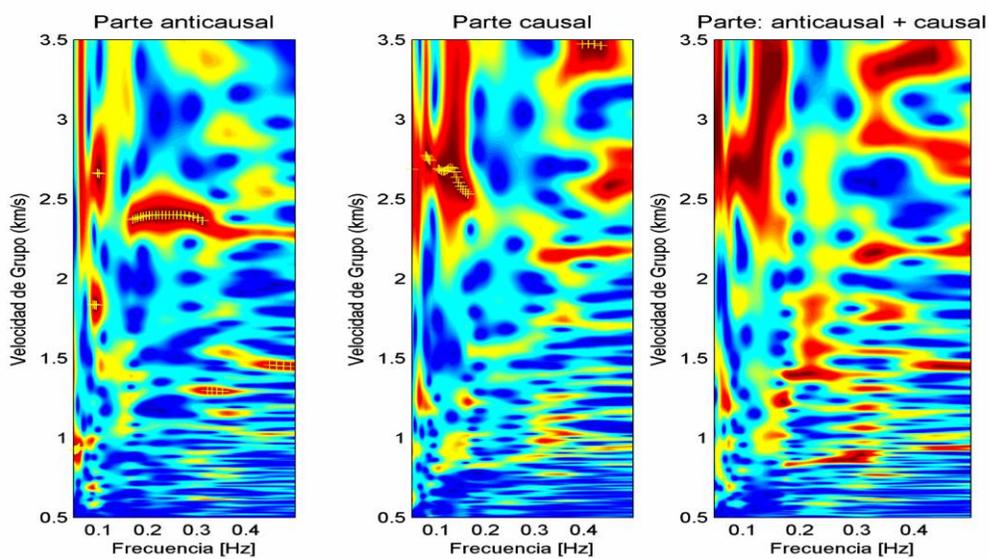
Estaciones: ACIG-IGIG. Distancia: 173.238 [km]



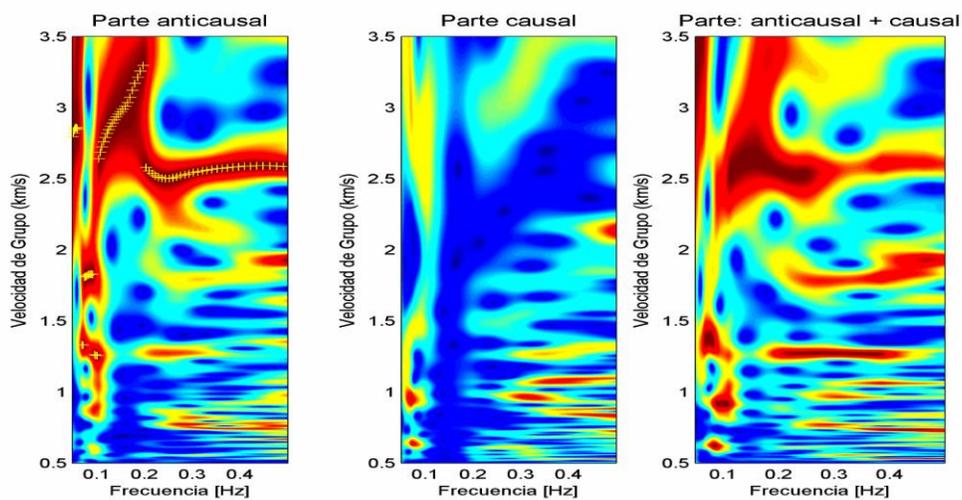
Estaciones: ACIG-ZUVM. Distancia: 86.0342 [km]



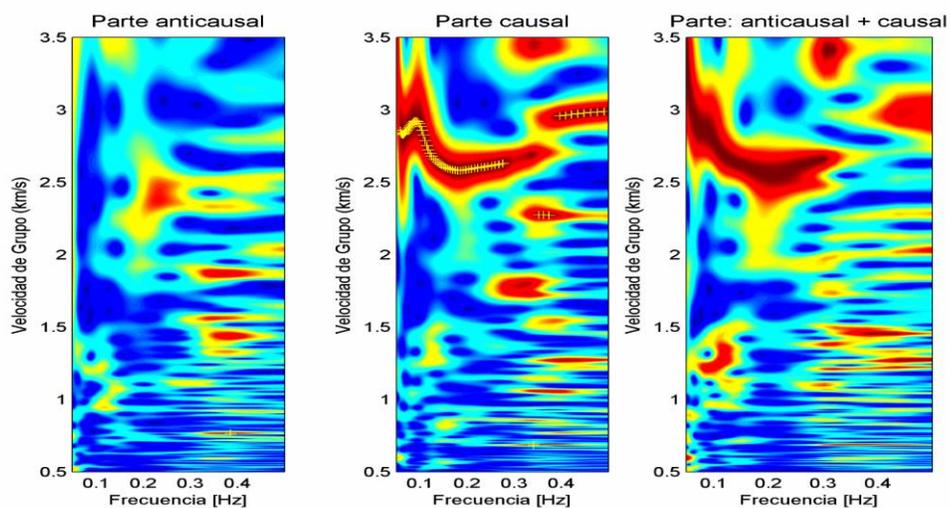
Estaciones: IGIG-AZVM. Distancia: 249.8019 [km]



Estaciones: ATVM-DHIG. Distancia: 103.1957 [km]



Estaciones: ATVM-IGIG. Distancia: 190.1708 [km]



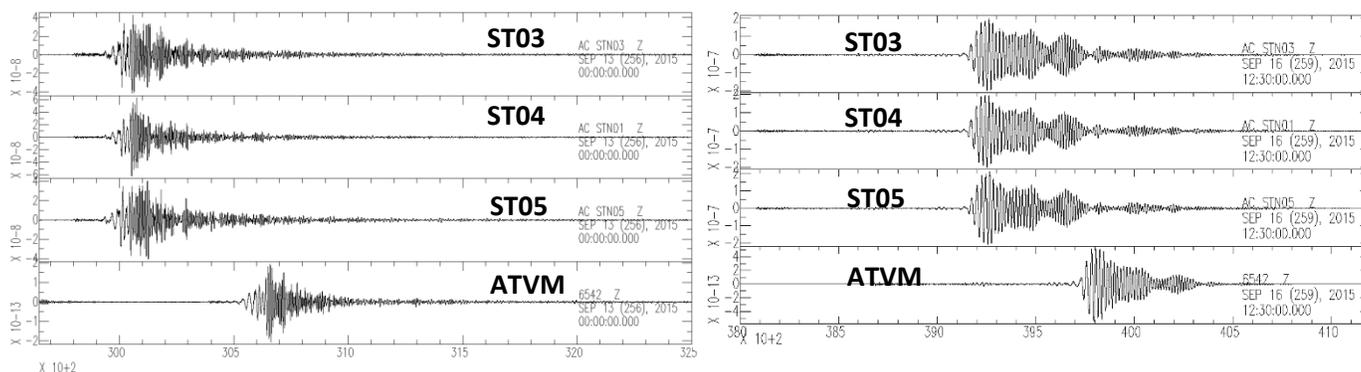
APÉNDICE B

Corrección de tiempo para la estación ATVM

Con ayuda de sismos lejanos se notó el retraso de tiempo que presentó la estación ATVM. Para corregir el tiempo, primero se obtuvieron las curvas de dispersión de los sismos lejanos, entre el sismo y la estación ATVM así como entre el sismo y la estación más cercana a la estación de ATVM. Posteriormente se recorrió la señal de ATVM y se calculó la curva de dispersión, para conocer el retraso en tiempo se comparó con la curva de dispersión más cercana a la estación de ATVM. Cuando se obtuvo la señal corregida en tiempo se hicieron las correlaciones cruzadas de las codas de los sismos lejanos entre las demás estaciones con ATVM. Los sismos que se ocuparon fueron los siguientes:

Año	Mes	Día	Hora UTC	Mag	Lat	Lon	Prof. [km]	Región
2015	9	21	05:39:33	6.3	-31.59	-71.71	22.8	Cerca de la costa central de Chile
2015	9	19	12:52:19	6.2	-32.33	-72.09	10.6	Fuera de la costa central de Chile
2015	9	18	09:10:44	6.3	-32.41	-72.24	8.7	Fuera de la costa central de Chile
2015	9	16	22:54:32	8.3	-31.57	-71.67	20.7	Cerca de la costa central de Chile
2015	9	13	08:14:12	6.6	25.16	-109.38	10	Golfo de California
2015	11	4	03:44:15	6.3	-8.35	124.9	14.3	Región de Timor, Indonesia

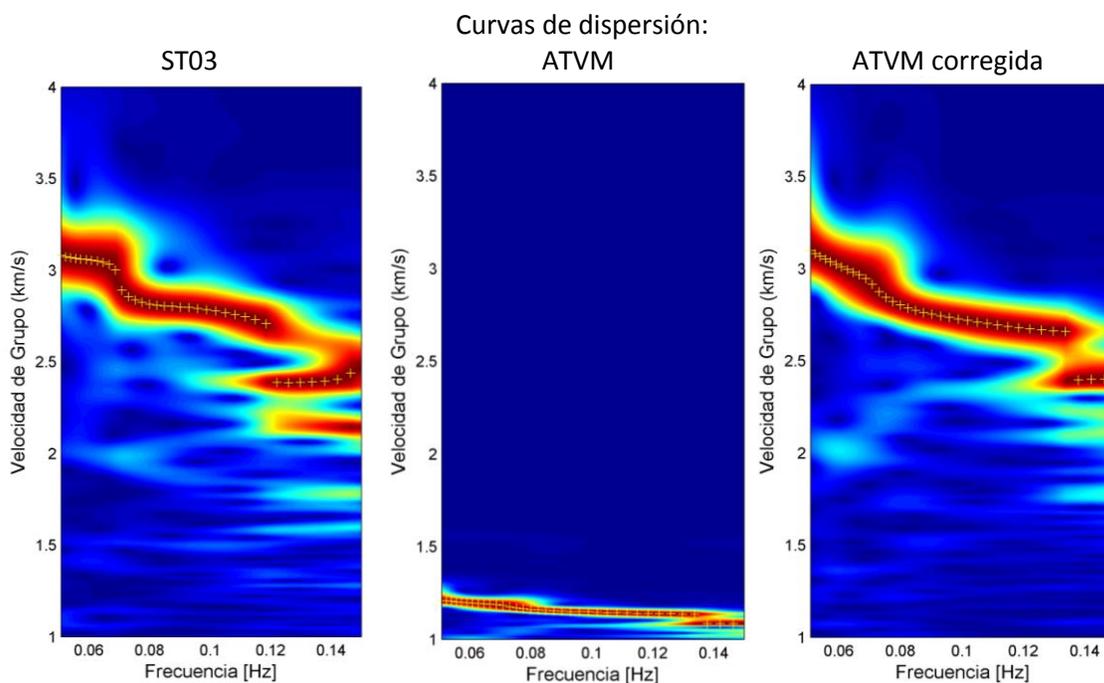
A continuación, se muestran dos sismos lejanos donde se observa el retraso de la estación ATVM con respecto a otras estaciones cercanas.



(Sismo: 2015/09/13)

(Sismo: 2015/09/16)

A continuación, se ilustran los pasos mencionados para llevar a cabo la corrección en tiempo de la estación ATVM ocupando el sismo del 13 de septiembre y la estación ST03, lo mismo se realizó para cada sismo debido a que el retraso no fue constante.



Después se hicieron las correlaciones cruzadas de las codas de los sismos y se apilaron. Y finalmente se obtuvieron las curvas de dispersión como la siguiente:

