



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Perfil de velocidad de onda
de corte de la Ciudad de
México utilizando
interferometría sísmica**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Pedro Iván Martínez Robledo

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Jorge Aguirre González



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

Resumen

La exploración del subsuelo de la Ciudad de México es una tarea que se ha llevado a cabo con la finalidad de conocer la respuesta del terreno durante movimientos telúricos en zonas de vulnerabilidad sísmica cuya estructura geológica se compone superficialmente de numerosas capas finas de sedimentos arcillosos saturados con agua de origen lacustre y aluvial.

En este trabajo se complementa la investigación que se ha llevado a cabo en la Ciudad de México proponiendo un perfil de velocidad de onda de corte. La finalidad del perfil es caracterizar la variación de velocidad a profundidad en puntos cercanos a zonas donde se presentaron colapsos y daños estructurales en obras civiles.

Para lograr esto, se instrumentó una línea que atravesó la Ciudad de México con orientación NW-SE compuesta por nueve sismómetros triaxiales de banda ancha (30s – 100Hz). Se utilizaron siete días de registro continuo de ruido sísmico ambiental para el procesamiento de datos.

Con los datos obtenidos se utilizó el método del cálculo de correlaciones entre pares de estaciones de la componente radial de los registros para la recuperación de la función de Green que posteriormente fue sometida a un análisis tiempo-frecuencia para generar curvas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh.

Los fenómenos dispersivos fueron identificados en las curvas en un rango de periodos de 1 a 5 segundos. Las curvas de dispersión fueron invertidas para producir un modelo de velocidades de onda de corte generalizado de la cuenca de México que consta de cuatro capas y un semiespacio homogéneo con el que se alcanzó una profundidad aproximada de 2240 metros.

Abstract

The exploration of the subsoil of Mexico City is a task that has been carried out in order to know the response of the terrain during earthquakes in areas of seismic vulnerability whose geological structure is superficially composed of numerous thin layers of clay sediments saturated with water of lacustrine and alluvial origin.

This work complements the research that has been carried out in Mexico City proposing a shear wave velocity profile. The purpose of the profile is to characterize the variation of speed at depth in points close to areas where there were collapses and structural damage in civil works. To achieve this, a line that crossed the Mexico City with NW-SE orientation was composed of nine triaxial broad-band seismometers (30 s-100 Hz). Seven days of continuous recording of environmental seismic noise for data processing were used.

With the obtained data the method of the computation of correlations between pairs of stations of the radial component of the records was used for the recovery of the Green's function, that later was subjected to a time-frequency analysis to generate curves of group velocity of Rayleigh waves.

Dispersive phenomena were identified in the curves in a range of periods of 1 to 5 seconds. The dispersion curves were inverted to produce a model of generalized shear wave velocities of the Valley of Mexico Basin that consists of four layers and a homogeneous half-space with which an approximate depth of 2240 meters was reached.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma máter.

A la Facultad de Ingeniería, por mi instrucción profesional y personal.

Al Instituto de Ingeniería, por el apoyo brindado en la realización de este trabajo.

A la Unidad de Instrumentación Sísmica, por el compromiso con la sociedad y la adquisición de los datos utilizados en este trabajo.

Al Dr. Jorge Aguirre González, por su amistad, confianza y apoyo en todo momento.

A mis compañeros del Instituto de Ingeniería por su participación en la adquisición de datos.

A mis amigos de la Facultad, por apoyarme siempre en todo momento.

Este trabajo fue financiado por la Secretaría de Educación, Ciencia, Tecnología e Innovación (SECITI) en el proyecto denominado “*Sistema Integral de Monitoreo Sísmico y Generación de Mapas de Intensidades y Daños en Tiempo Real de la Ciudad de México*”, con número de convenio IISGCONV-181-2016, SECITI/073/2016, IISGCONV-181-2016/1 CM-SECITI/107/2017 y CM-SECITI/075/2018.

Para mi madre, por enseñarme a enfrentar las adversidades de la vida con amor y valentía.

Para mi padre, por transmitirme el sentido de responsabilidad y determinación.

Para mis hermanos, los tres juntos. Siempre.

Para Sofía, por su amor y paciencia.

Índice

Resumen.....	iii
Abstract.....	v
Agradecimientos.....	vii
Índice.....	ix
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Objetivos generales.....	4
1.2 Objetivos particulares.....	4
Capítulo 2. Marco teórico.....	5
2.1 Microtremores.....	5
2.1.1 Microtremores como un campo difuso.....	5
2.2 Ondas superficiales.....	6
2.2.1 Ondas Rayleigh.....	7
2.2.2 Ondas Love.....	8
2.3 Dispersión de ondas superficiales.....	9
2.3.1 Velocidad de fase y velocidad de grupo.....	11
2.3.2 Curvas de dispersión.....	14
2.4 Método de las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones.....	16
Capítulo 3. Zona de estudio y adquisición de datos.....	23
3.1 Ubicación.....	23
3.2 Marco geológico.....	24
3.2.1 Geología regional.....	24
3.2.2 Geología local.....	25
3.2.3 Estratigrafía.....	25
3.3 Zonificación geotécnica.....	28
3.4 Adquisición de datos.....	30
Capítulo 4. Procesamiento de datos.....	33
4.1 Pre procesamiento.....	33

4.2 Recuperación de la Función de Green	34
4.3 Análisis tiempo-frecuencia.....	36
4.4 Inversión de las curvas de dispersión	42
Capítulo 5. Resultados, discusión y conclusiones.....	47
5.1 Construcción del perfil de velocidad de onda de corte	47
5.2 Perfiles de velocidad de onda de corte e interpretación.....	48
5.3 Discusión de resultados	56
5.4 Conclusiones.....	62
Referencias	65
Anexo I. Funciones de Green recuperadas de las componentes radiales.....	69
Anexo II. Correlogramas y curvas de dispersión de velocidad de grupo.....	71
Anexo III. Mejores ajustes de la inversión de las curvas de velocidad de grupo	79
Anexo IV. Perfiles de velocidad de onda de corte.....	83
Anexo V. Perfiles de velocidad de onda P y densidad.....	91

Índice de figuras

<i>Figura 1 Representación gráfica de las ondas Rayleigh. El movimiento de partículas determinado por la onda de Rayleigh que viaja ocurre tanto en los planos vertical como horizontal. Imagen tomada de http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html.</i>	7
<i>Figura 2 Representación gráfica de las ondas Love. El movimiento de la partícula determinado por la onda Love que viaja se encuentra solo en el plano horizontal, transversalmente a la dirección de propagación. Tomada de http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html.</i>	8
<i>Figura 3 Geometría para ondas superficiales propagándose en un plano vertical conteniendo a la fuente y al receptor. Las ondas Rayleigh (P-SV) aparecen en la componente radial y transversal mientras que las ondas Love (SH) aparecen en la componente transversal (Stein & Wysession, 2003).</i>	9
<i>Figura 4 Representación gráfica de dos componentes, una de alta (izquierda) y otra de baja (derecha) frecuencia. La diferencia de sus longitudes de onda son la causa del muestreo que en el caso de las altas frecuencias sólo se puede profundizar en la primera capa a diferencia de las longitudes de onda largas que nos permiten un muestreo más profundo. Modificada de Moro (2014).</i>	10
<i>Figura 5 Comparación de la señal en tres tiempos donde se aprecia la diferencia de velocidades entre las ondas portadoras y las ondas modulantes. Modificada de Stein & Wysession (2003).</i>	13

Figura 6 Curva de dispersión donde se grafica la velocidad de fase contra la frecuencia. Modificada de Strobbia (2003).....	14
Figura 7 Curva de dispersión con distintos modos de propagación. Modificada de Strobbia (2003).	15
Figura 8 Análisis en 1D de interferometría de onda directa. (a) Una onda plana emitida por una fuente x_S en $x = x_S$ y $t = 0$. (b) La respuesta observada por x_A . (c) La respuesta observada por x_B . (d) La correlación cruzada entre x_A y x_B Tomada de (Wapenaar, 2010).....	17
Figura 9 Análisis en 1D de interferometría de onda directa. (a) Una onda plana emitida por una fuente x_S en $x = x_S$ y $t = 0$. (b) La respuesta observada por x_A . (c) La respuesta observada por x_B . (d) La correlación cruzada entre x_A y x_B Tomada de (Wapenaar, 2010).....	17
Figura 10 Geología de la cuenca de México (Mooser, 1996). Modificada de Juárez et al. (2016).....	23
Figura 11 Ubicación de la Ciudad de México en la Faja Volcánica Transmexicana. Modificada de Mooser (1987).	24
Figura 12 Mapa de zonificación geotécnica de la Ciudad de México. Modificada de Juárez et al. (2016). ..	29
Figura 13 Ubicación de los sensores en la Ciudad de México.....	31
Figura 14 Sismómetro de banda ancha Güralp CMG-6TD orientado hacia el norte magnético y conectado a una batería que funge como fuente de alimentación y a un dispositivo GPS.	32
Figura 15 Registro de ruido sísmico crudo (arriba) y registro de ruido sísmico corregido(abajo), sin media ni tendencia.	34
Figura 16 Interferograma del componente radial del par de estaciones LAX10 – LAX12 filtrado de 0.1 a 0.14Hz.	35
Figura 17 Curvas de dispersión del par de estaciones LAX10-LAX12 filtradas de 1 a 5 segundos. De lado izquierdo se encuentra la curva obtenida con el programa NDCP (Granados et al.,2017) donde las máximas amplitudes están representadas en color azul y de lado derecho la curva obtenida con el programa do_mft (Herrmann, 2013). donde las máximas amplitudes están representadas en color rojo.....	36
Figura 18 a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX10-LAX12. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes. b) Diagrama de dispersión velocidad-periodo la función de Green del componente radial de las estaciones LAX10-LAX12. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja gruesa con el programa NDCP.	38
Figura 19 Curvas de dispersión de los ocho pares de sensores graficadas en un rango de periodos de 1 a 7 segundos y un rango de velocidades de 100 a 1400 m/s.	39
Figura 20 Ubicación de las estaciones en el mapa de zonificación geotécnica de la Ciudad de México. La zona I está representada en color azul, la zona II en color amarillo y la zona III en color gris.	40
Figura 21 Inversión de la curva de dispersión de las estaciones LAX10-LAX12.	44
Figura 22 Perfil de velocidad de onda de corte de las estaciones LAX10-LAX12.	45
Figura 23 Configuración final del arreglo de sensores en la Ciudad de México.	47
Figura 24 Secciones geológicas de la Ciudad de México. A) Sección norte-sur. B) Sección este-oeste, norte. C) Sección este-oeste, sur (Modificada de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989).	48

Figura 25 a) Curva de dispersión de los pares LAX16-LAX17. En el recuadro amarillo se aprecian las máximas amplitudes de 1 a 1.67 segundos. b) Perfil de velocidad de onda de corte del pozo Roma-1 reportado por Santoyo et al. (1996).	50
Figura 26 Curva de dispersión del pozo Roma-1. El eje de las abscisas está en escala logarítmica.....	51
Figura 27 Secciones geológicas de la Ciudad de México A (superior) y B (inferior) con las proyecciones de línea de sensores con el perfil de velocidad de onda de corte. El perfil fue tomado y modificado de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989).	53
Figura 28 Sección geológica C de la Ciudad de México con las proyecciones de línea de sensores con el perfil de velocidad de onda de corte. El perfil fue tomado y modificado de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989).	54
Figura 29 Modelo interpolado de la cuenca del Valle de México. Las barras de color rojo indican la ubicación de los sensores. La línea blanca representa el basamento ingenieril.....	55
Figura 30 Superposición del perfil interpolado con la sección geológica A de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). b) Tabla con las capas del perfil interpolado y su interpretación geológica.	57
Figura 31 Comparación de los perfiles de velocidad de onda de corte. Se puede observar que en las capas intermedias las velocidades son similares.	59
Figura 32 Localización de la línea de sismómetros, la sección CIRE-MULU (Rivet et al., 2015) y el pozo Roma-1.	61

Índice de tablas

Tabla 1 Modelo inicial utilizado por (Shapiro et al., 2001).	43
Tabla 2 Modelo inicial combinado, este modelo fue utilizado para realizar la inversión.	43
Tabla 3 Comparación y similitudes en los espesores y velocidades entre el perfil de Rivet et al. (2015) y el modelo de velocidades de las estaciones LAX14-LAX16.	59
Tabla 4 Comparación y similitudes en los espesores y velocidades entre el pozo Tulyehualco-1 (Fabela-Rodríguez, 2009) y el modelo de velocidades de las estaciones LAX7-LAX8.	60
Tabla 5 Comparación y similitudes en los espesores y velocidades entre el pozo Mixuca-1 (Fabela-Rodríguez, 2009) y el modelo de velocidades de las estaciones LAX14-LAX16.	61

Capítulo 1. Introducción

Durante la construcción y la expansión de la Ciudad de México en la década de 1950, los ingenieros encargados de edificar las obras civiles se enfrentaron al desconocimiento de la cuenca en cuestiones geotécnicas, pero con la construcción del sistema de drenaje de la ciudad, la línea 1 del Sistema de Transporte Colectivo, Metro y las instalaciones olímpicas se incrementó el conocimiento del subsuelo del valle de México (Auvinet *et al.*, 2017).

Los resultados de los estudios geotécnicos someros realizados sobre la composición geológica de la cuenca determinaban capas de sedimentos aluviales y lacustres compuestos por cenizas volcánicas y fragmentos de rocas volcánicas basálticas que al meteorizarse generan arcillas altamente compresibles. Después del sismo del 19 de septiembre de 1985 se incrementaron las campañas de investigación con sondeos geotécnicos y pozos (sondeos profundos) perforados por PEMEX en varios puntos de la ciudad con el fin de comprender las propiedades dinámicas del subsuelo.

Con los resultados de los análisis petrofísicos combinados con los sondeos eléctricos verticales elaborados por CFE se logró hacer un mapa de zonificación geotécnica en el cual el subsuelo de la Ciudad de México se divide en tres zonas descubiertas por Raúl Marsal y Marcos Mazari que se incluyen en la versión actualizada de las Normas Técnicas Complementarias para Diseño y Construcción de Cimentaciones para la Ciudad de México (Juárez *et al.*, 2016):

- Zona I: Lomas, formadas por rocas o suelos firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre.
- Zona II: Transición, en la que los depósitos profundos se encuentran a 20 m de profundidad, o menos, que está constituida por estratos arenosos y limo arenosos intercalados con capas de arcilla lacustre.

- Zona III: Zona de ex lago compuesta por potentes depósitos de arcilla altamente compresible, separados por capas arenosas con contenido diverso de limo y arcilla.

Posterior al sismo de Michoacán ocurrido en 1985, los investigadores empezaron a tomar conciencia sobre los efectos locales de sitio en la Ciudad de México. Los efectos de sitio consisten en amplificaciones del movimiento sísmico generadas por irregularidades geológicas aunado a la presencia de capas de suelo y a la geometría irregular de las interfaces entre medios con distintas propiedades (Chávez-García & Montalva, 2014), especialmente en sedimentos blandos que se encuentran en ambientes lacustres y palustres (Zona III). La importancia del estudio de estos efectos reside en que una gran proporción de la población y de la infraestructura de la Ciudad de México está asentada sobre la Zona III.

El daño en las construcciones provocado por dichos efectos durante los movimientos fuertes es ampliamente estudiado y algunos autores señalan que se debe a una doble resonancia entre la estructura y los sedimentos lacustres alrededor de un periodo de 3 segundos (Romo & Seed , 1986). Bard (1988) generando sismogramas sintéticos propone que la amplificación y la duración de los movimientos fuertes es provocada por la presencia de una cuenca profunda cuyo periodo de resonancia también se encuentra en 3 segundos además del efecto de pequeñas y suaves variaciones de la estructura superficial puede producir efectos sorprendentes (Campillo *et al.*, 1989).

Para complementar la información obtenida por los autores mencionados en este proyecto, voy a recurrir a los métodos geofísicos de fuente pasiva. La ventaja de estos métodos recae en que son métodos indirectos, no invasivos que son adecuados para estudios urbanos y son económicamente viables en comparación de costos de los sondeos geotécnicos y a la perforación de pozos. Los métodos de fuente pasiva consisten en el registro de ruido sísmico ambiental o microtremores. Tras varios estudios sobre el origen de los microtremores se llegó a la conclusión de que en periodos largos ($T > 1$ s) los microsismos que en este trabajo serán nombrados

microtremores de origen natural son causa del oleaje y fenómenos meteorológicos, en cambio, cuando tenemos periodos cortos ($T < 1$ s) los microtremores son de origen antropogénico.

Para poder utilizar las técnicas de procesamiento de ruido sísmico se tiene la suposición que el campo de ondas del ruido sísmico está compuesto principalmente por ondas superficiales (Bard, 1999). Aunque también se sabe que existe la presencia de ondas de cuerpo y en el caso de las ondas superficiales, la presencia de modos fundamentales o superiores. Pero la proporción de los tipos de onda va a depender de las condiciones del sitio y las propiedades de la fuente (Bonney-Claudet, 2006).

La técnica de sísmica pasiva empleada en este trabajo es conocida como correlaciones cruzadas entre pares de estaciones o también interferometría sísmica (IS) y consiste en el cálculo de correlaciones cruzadas en el dominio del tiempo entre dos registros de ruido sísmico ambiental simultáneos o con codas de sismos (Campillo & Paul, 2003), (Shapiro & Campillo, 2004). Para este caso, utilizaré sólo el ruido sísmico ambiental porque tiene la ventaja de no depender de la ocurrencia de sismos y puede ser registrado en cualquier lugar continuamente.

Tanto los microtremores como las codas de los sismos son generados por las heterogeneidades en la litosfera. Se dice que el movimiento es parte de un campo difuso porque sus intensidades se comportan como fenómenos difusivos. Se ha demostrado que se puede obtener información coherente de la estructura de la Tierra cuando se tiene un campo difuso con la recuperación de la función de Green o respuesta impulsiva del sistema (Sánchez-Sesma, 2011), que a su vez nos brinda información de la propagación de ondas sísmicas en el medio.

En el capítulo dos se exponen algunos conceptos básicos para la elaboración de este trabajo, así como las bases teóricas y el desarrollo matemático del método de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones y su aplicación en la exploración sísmica pasiva.

Posteriormente, en el capítulo tres se muestra la ubicación, la geología regional y local que componen la cuenca del Valle de México además de la elaboración de los mapas de zonificación geotécnica en la Ciudad de México.

En el capítulo cuatro se revelan las técnicas de pre procesamiento y procesamiento de los datos, también la elaboración de las curvas de dispersión de velocidad de grupo con el análisis tiempo frecuencia y la inversión de estas curvas.

Para finalizar en el capítulo cinco se muestran los resultados obtenidos y se comparan los resultados con otro trabajo en la Cuenca de México utilizando el método de correlaciones entre pares de estaciones y se presentan las conclusiones y las recomendaciones de este proyecto.

1.1 Objetivos generales

- Elaborar un perfil de velocidad de onda de corte con la finalidad de conocer las variaciones de velocidad en la cuenca de México.
- Comparar el perfil resultante con las compilaciones geológicas del Valle de México y demás investigaciones relacionadas.

1.2 Objetivos particulares

- Utilizar el método de correlaciones entre pares de estaciones utilizando las componentes radiales para caracterizar los contrastes de velocidad de la Cuenca de México a una profundidad de hasta 3 kilómetros y así proponer un nuevo modelo de velocidad de onda de corte.

Capítulo 2. Marco teórico

2.1 Microtremores

Los microtremores de causa natural son vibraciones naturales y constantes que ocurren en la superficie de la Tierra y su origen, dependiendo si es de bajo periodo o de largo periodo se clasifica según Bard (1999):

- En periodos largos, debajo de 0.3 hasta 0.5 Hz los microtremores son causa del oleaje a largas distancias y a fenómenos meteorológicos en el océano.
- En periodos intermedios, entre 0.3–0.5 Hz y hasta 1 Hz generalmente hablando los microtremores son principalmente producidos por el oleaje costero y corrientes de viento.
- A partir de 1 Hz los microtremores tienen origen antropogénico ya que las fuentes son el tránsito de autos y la actividad industrial entre otras.

Se ha demostrado que los microtremores están compuestos en su mayoría de ondas superficiales (Rayleigh y Love) y en su minoría de ondas de cuerpo (P y S). El porcentaje de ondas de cuerpo y ondas superficiales, así como de la presencia de modos superiores en el caso de las ondas superficiales va a depender de las condiciones del sitio y las propiedades de la fuente (Bonney-Claudet, 2006).

2.1.1 Microtremores como un campo difuso

Si consideramos un medio elástico, heterogéneo y anisótropo en el cual fuentes aleatorias generan ondas sísmicas con diferentes amplitudes y fases que viajan en todas las direcciones, dan lugar a un medio con múltiples difracciones

(Sánchez-Sesma *et al.*, 2011) con las cuales se forma un campo difuso. Para este caso, el campo de los microtemores es considerado como un campo difuso, ya que con estos campos se puede utilizar el ruido de las ondas difusivas para obtener ondas directas entre dos puntos de la superficie terrestre (Campillo & Paul, 2003).

2.2 Ondas superficiales

Existen dos tipos de ondas sísmicas, las ondas de cuerpo que se propagan dentro de un medio y las ondas superficiales que se propagan en la parte somera de dicho medio (Moro, 2014). Hablando de la corteza terrestre la energía de las ondas superficiales se concentra cerca de la superficie. Como resultado de la propagación geométrica, su energía se propaga bidimensionalmente y decae con la distancia r desde la fuente aproximadamente como r^{-1} , mientras que la energía de las ondas de cuerpo se propagan tridimensionalmente y decaen aproximadamente como r^{-2} . Por lo que, a largas distancias desde la fuente, las ondas superficiales son prominentes (Stein & Wysession, 2003). Algunas características de las ondas superficiales son descritas por Dal Moro (2015):

- Si consideramos una fuente en la superficie, la energía convertida en ondas Rayleigh es predominante (67%) con respecto a la energía que se convierte en ondas P (7%) y S (26%).
- Las ondas Rayleigh y Love son consideradas como ondas superficiales porque su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad, por lo tanto, el movimiento inducido por su paso es limitado a una porción somera.
- Sólo porque la energía de las ondas superficiales está confinada a las capas someras, mientras las ondas se alejan de la fuente (atenuación geométrica), su amplitud disminuye fundamentalmente a la raíz cuadrada de la distancia desde la fuente.

2.2.1 Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh son una combinación de ondas P y SV que al viajar inducen un movimiento elíptico retrógrado cuya amplitud decrece exponencialmente con la profundidad, éstas ondas se mueven a lo largo del plano radial (Figura 3) y debido a su movimiento retrógrado, el movimiento de la partícula es en la dirección opuesta a la dirección de propagación (Figura 1).

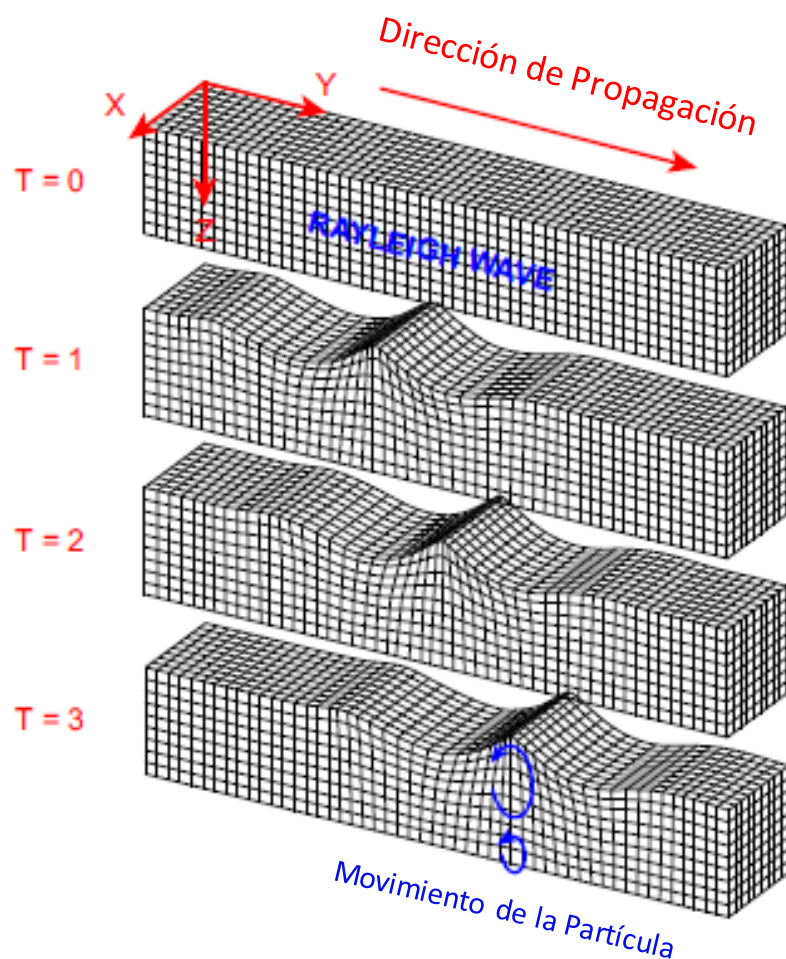


Figura 1 Representación gráfica de las ondas Rayleigh. El movimiento de partículas determinado por la onda de Rayleigh que viaja ocurre tanto en los planos vertical como horizontal. Imagen tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

2.2.2 Ondas Love

Las ondas Love son el resultado de ondas SH atrapadas cerca de la superficie. Son más simples que las ondas Rayleigh porque sólo se mueven en el plano horizontal (Figura 3), el movimiento de la partícula es perpendicular a la dirección de propagación (Figura 2).

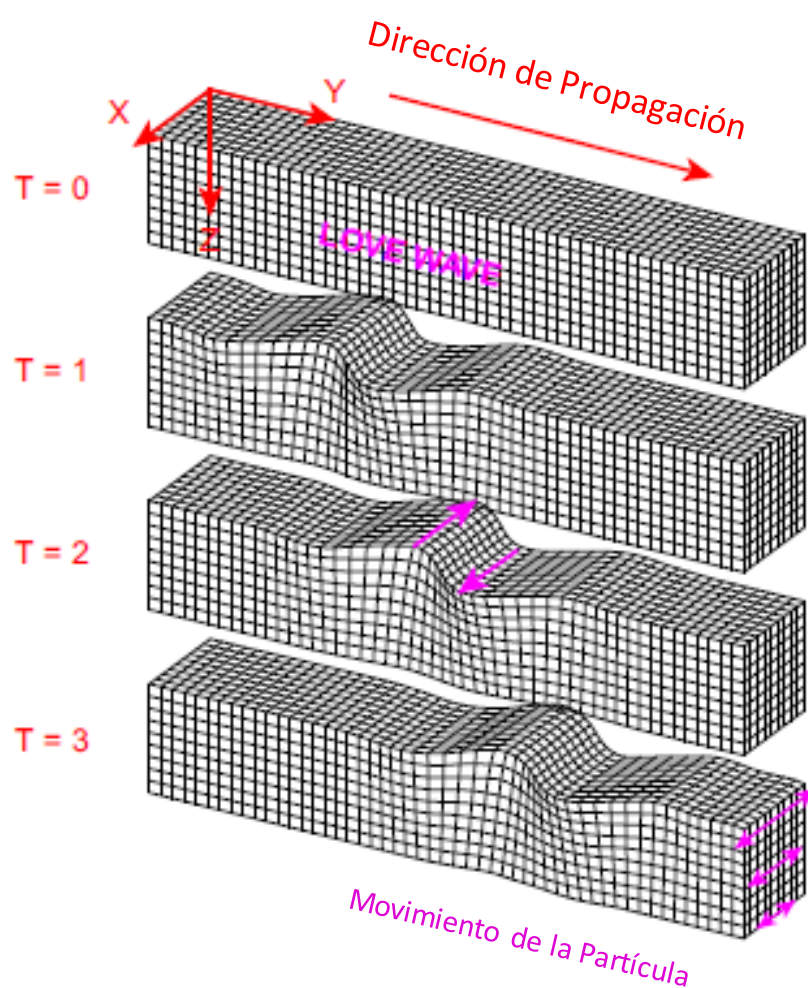


Figura 2 Representación gráfica de las ondas Love. El movimiento de la partícula determinado por la onda Love que viaja se encuentra solo en el plano horizontal, transversalmente a la dirección de propagación. Tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

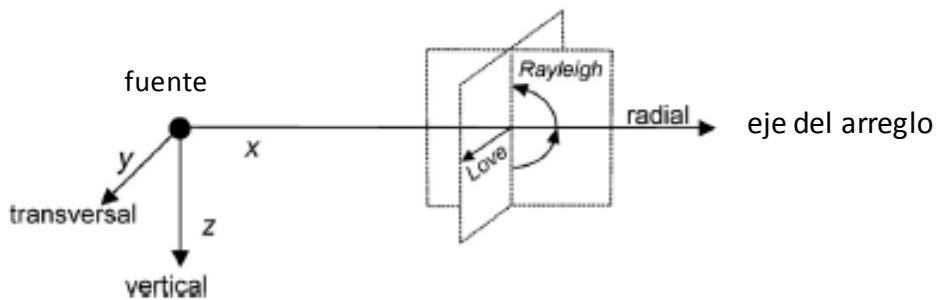


Figura 3 Geometría para ondas superficiales propagándose en un plano vertical conteniendo a la fuente y al receptor. Las ondas Rayleigh (P-SV) aparecen en la componente radial y transversal mientras que las ondas Love (SH) aparecen en la componente transversal (Stein & Wysession, 2003).

2.3 Dispersión de ondas superficiales

Es útil distinguir dos tipos de dispersiones. El caso de la luz, donde las frecuencias viajan a distintas velocidades a través de un lente o un prisma. Éste fenómeno es conocido como dispersión física y ocurre en la Tierra, pero con un efecto menor (Stein & Wysession, 2003).

Es bien conocido que una ondícula sísmica es el resultado de muchas componentes (frecuencias) que, al unirse, generan una ondícula específica que puede ser descrita en términos de su espectro de amplitud y de fase. El punto crucial sobre la propagación de ondas superficiales es que la propagación de un solo componente (su frecuencia) que compone la ondícula sísmica que viaja, depende de las propiedades del medio desde la superficie hasta la profundidad que es proporcional a la longitud de onda de esa componente específica (Moro, 2014). La relación fundamental que describe la propagación de una oscilación y por consiguiente, representa el enlace entre la longitud de onda λ , la frecuencia f , y la velocidad de propagación v es:

$$\lambda = \frac{v}{f}. \quad (1)$$

Cuando trabajamos con ondas superficiales debemos de considerar que la porción de subsuelo que influye en la propagación de una componente dada (tanto en velocidad como amplitud) es más o menos $\lambda/3$ (aproximación de estado fijo). La consecuencia de utilizar esta regla empírica es que la ondícula sísmica está formada por un rango de componentes (las aplicaciones geotécnicas con las que comúnmente nos enfrentamos cuando trabajamos con ondas superficiales se encuentran en un rango de frecuencias de 4 – 50 Hz), entonces será posible describir el medio hasta una profundidad que depende de las longitudes de ondas más largas posibles para considerarse con suficiente precisión (Moro, 2014).

En la Figura 4 se ilustra este concepto: las componentes de baja frecuencia muestrean el subsuelo a mayor profundidad mientras que las componentes de alta frecuencia son influidas sólo por las capas más someras.

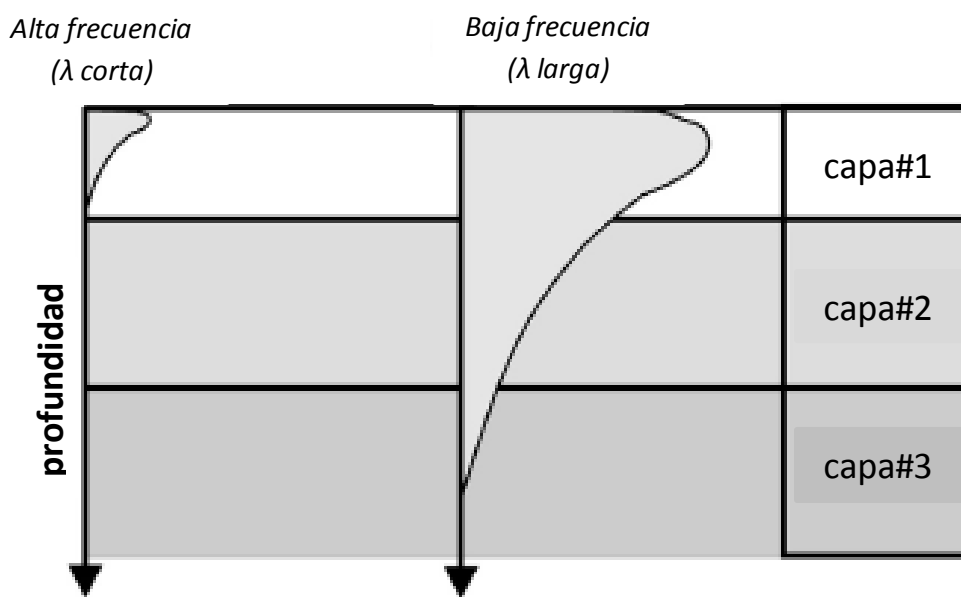


Figura 4 Representación gráfica de dos componentes, una de alta (izquierda) y otra de baja (derecha) frecuencia. La diferencia de sus longitudes de onda son la causa del muestreo que en el caso de las altas frecuencias sólo se puede profundizar en la primera capa a diferencia de las longitudes de onda largas que nos permiten un muestreo más profundo. Modificada de Moro (2014).

2.3.1 Velocidad de fase y velocidad de grupo

Si consideramos dos ondas planas con la misma amplitud, pero diferentes frecuencias y números de onda:

$$y_1(x, t) = Ae^{i(\omega_1 t - k_1 x)} \quad (2)$$

y

$$y_2(x, t) = Ae^{i(\omega_2 t - k_2 x)}, \quad (3)$$

donde $k_1 = k_0 + \delta k$, $k_2 = k_0 - \delta k$, $\omega_1 = \omega_0 + \delta \omega$ y $\omega_2 = \omega_0 - \delta \omega$ están definidos como la diferencia de los promedios de k y ω . La superposición de estas ondas es:

$$y(x, t) = A[e^{i(\delta \omega t - \delta k x)} + e^{-i(\delta \omega t - \delta k x)}]e^{i(\omega_0 t - k_0 x)}, \quad (4)$$

que es igual a:

$$2A \cos(\delta \omega t - \delta k x) e^{i(\omega_0 t - k_0 x)}. \quad (5)$$

Si δk y $\delta \omega$ son pequeñas, el factor exponencial de la ecuación (5) representa una onda similar a y_1 y y_2 que se propaga a una velocidad $c = \omega_0 / k_0$, conocida como velocidad de fase. Esta es la velocidad de propagación de una superficie con fase constante, porque:

$$\omega_0 t - k_0 x = \text{constante}, \quad (6)$$

después, al derivar encontramos:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\omega_0}{k_0} = c, \quad (7)$$

como ω_0 y k_0 son los promedios de ω y k que son arbitrarias. Podemos definir una expresión general

$$c = \frac{\omega}{k}. \quad (8)$$

El factor coseno de la ecuación (5) representa a una onda que se propaga con una velocidad U dada por

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} = \frac{d\omega}{dk} = c + k \frac{dc}{dk}. \quad (9)$$

En la ecuación (9) la segunda igualdad es válida en el límite donde $\delta\omega$ y δk tienden a cero. La última igualdad es obtenida a través de la ecuación (8). Cuando dc/dk es igual a cero, $U = c$. En otros casos U puede ser mayor o menor que c .

La dispersión es normal cuando $U < c$ y anómala cuando $U > c$. En sismología el término “dispersión normal” es utilizado cuando la velocidad de grupo incrementa con el periodo (o la longitud de onda). El caso opuesto es llamado “dispersión inversa”. Si sustituimos U y c en la ecuación (5), obtenemos

$$y = 2A \cos[\delta k (Ut - x)] e^{ik_0(ct-x)}. \quad (10)$$

La onda propagándose con velocidad c es conocida como portadora debido a la presencia del término δk , esta onda es modulada por la onda U ya que varía más despacio que la onda portadora (Figura 5). La porción de la onda portadora entre dos ceros consecutivos de la onda de modulación (onda U) u onda envolvente, constituye un grupo o paquete, por consiguiente, U es llamada velocidad de grupo (Pujol, 2003).

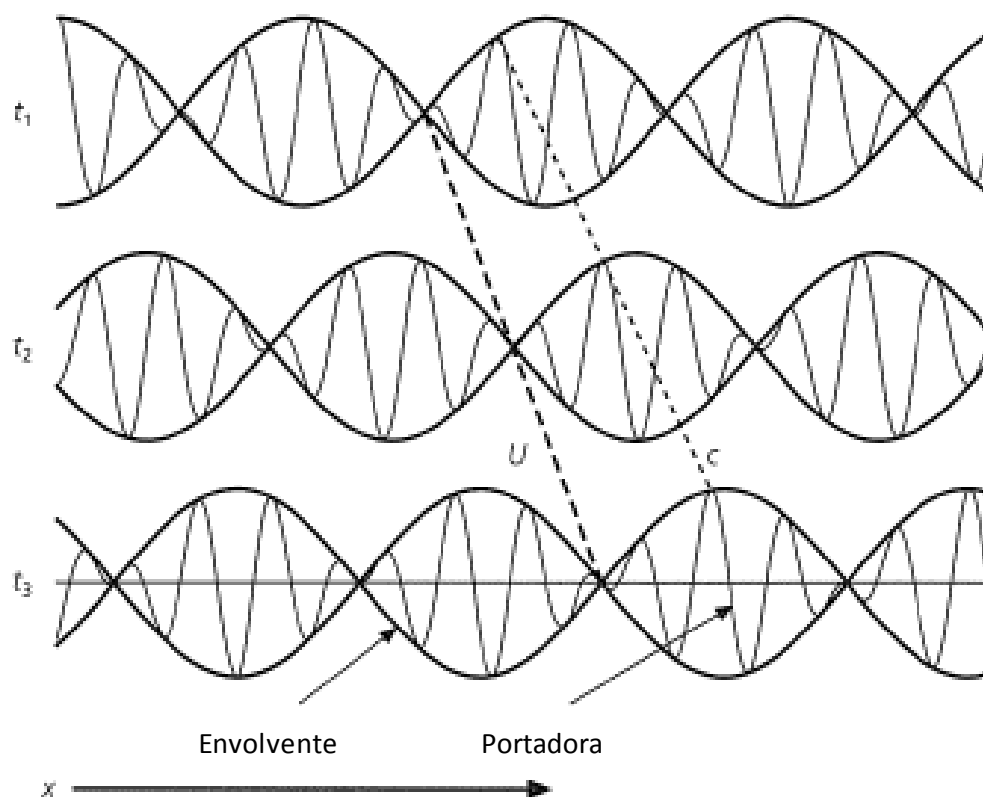


Figura 5 Comparación de la señal en tres tiempos donde se aprecia la diferencia de velocidades entre las ondas portadoras y las ondas modulantes. Modificada de Stein & Wyssession (2003).

2.3.2 Curvas de dispersión

La propagación de ondas superficiales en medios estratificados muestra un comportamiento dispersivo. La dispersión es el fenómeno en el cual los componentes de un paquete de ondas viajan de distintas frecuencias, viajan a velocidades diferentes. Esto depende meramente de la configuración estratigráfica del subsuelo.

Las curvas de dispersión son una representación gráfica de las propiedades dispersivas modales de un medio estratificado en una relación velocidad-frecuencia, es decir, la variación de velocidad en función de la frecuencia (Figura 6). Esto es de gran utilidad para estimar las propiedades del subsuelo.

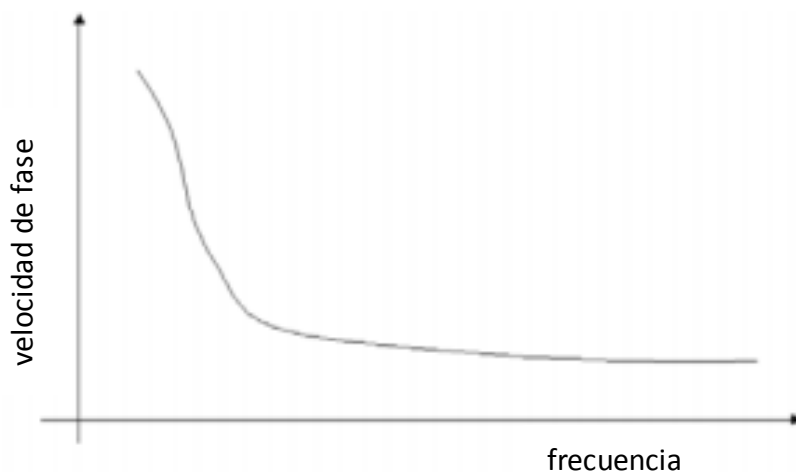


Figura 6 Curva de dispersión donde se grafica la velocidad de fase contra la frecuencia. Modificada de Strobbia (2003).

Anteriormente al analizar la dispersión de ondas en medios estratificados se asumía que las características de dispersión correspondían al modo fundamental de las ondas Rayleigh, pero la realidad es que no necesariamente se trata del modo fundamental, también pueden existir modos superiores o incluso, modos múltiples (Tokimatsu, 1992).

Por lo tanto, son posibles diferentes velocidades de fase en cada frecuencia, cada una de ellas correspondiente a un modo de propagación, y los diferentes modos se pueden exhibir simultáneamente (Strobbia, 2003).

Los modos superiores, a excepción del primer modo, sólo existen arriba de su frecuencia de corte, que para cada modo es el límite frecuencia más bajo en el que puede existir (Figura 7). En las bajas frecuencias, por debajo de la frecuencia de corte del segundo modo, sólo el primer modo existe y se denomina modo fundamental.

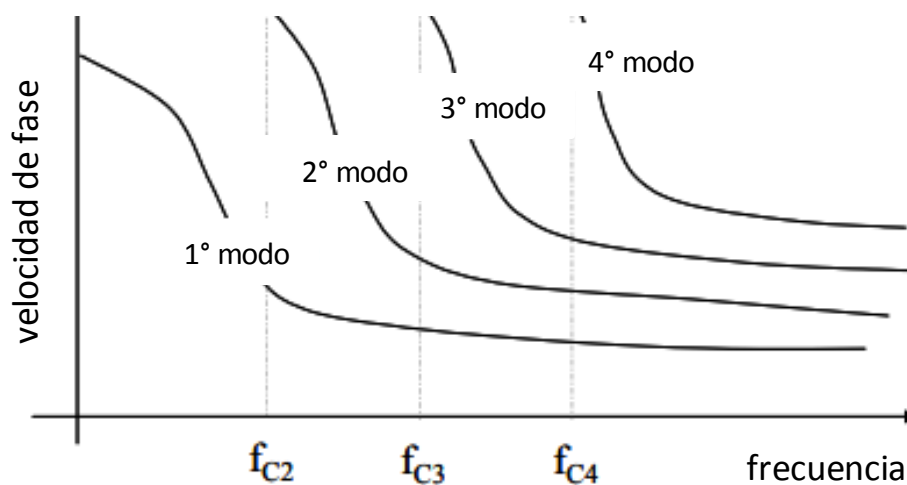


Figura 7 Curva de dispersión con distintos modos de propagación. Modificada de Strobbia (2003).

Las curvas de dispersión pueden ser obtenidas a partir de diferentes técnicas de exploración sísmica, ya sea utilizando métodos de fuente activa (MASW, SASW, etc.) así como métodos de fuente pasiva (H/V, SPAC, REMI).

Para este trabajo se utilizó el método del cálculo de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones, que es un método de exploración que utiliza grabaciones de ruido sísmico ambiental. En el siguiente subcapítulo se abordarán las bases teóricas del método.

2.4 Método de las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones

El método de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones o también conocido como interferometría sísmica (IS) consiste en el principio de generar respuestas sísmicas de fuentes virtuales correlacionando datos sísmicos de receptores ubicados en diferentes ubicaciones.

Existen dos ramas en la IS, una de ellas es la interferometría sísmica de fuente controlada que utiliza fuentes artificiales como vibradores y explosivos para generar ondas sísmicas.

En este trabajo voy a utilizar la otra rama de la IS denominada interferometría sísmica pasiva y consiste en la recuperación de la respuesta de las ondas superficiales con ruido sísmico ambiental superponiendo fuentes no correlacionadas simultáneamente.

La respuesta obtenida al calcular la correlación cruzada entre dos receptores en un medio heterogéneo puede ser interpretada como la respuesta registrada si la fuente estuviera en el lugar de un receptor del par. Esto es conocido como la conjetura de Claerbout (Curtis, 2006) y dicha respuesta es una función de Green (FG) convolucionada con una ondícula (Wapenaar, 2010).

En la Figura 8a se muestra una onda plana que viaja sobre el eje x , emitida por una fuente en $x = x_S$ y $t = 0$, además de 2 receptores x_A y x_B . Cuando la onda pasa por el receptor x_A la Figura 8b muestra la respuesta que se puede expresar como $G(x_A, x_S, t)$ que es la función de Green que representa la perturbación emitida por la fuente y percibida por el receptor. En la Figura 8c es lo mismo que el Figura 8b pero para el receptor x_B por lo que su función de Green es $G(x_B, x_S, t)$.

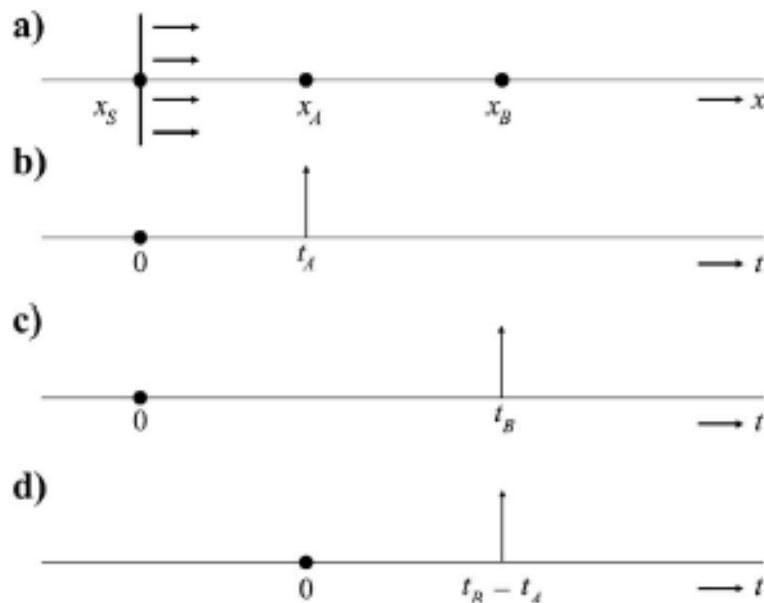


Figura 8 Análisis en 1D de interferometría de onda directa. (a) Una onda plana emitida por una fuente x_S en $x = x_S$ y $t = 0$. (b) La respuesta observada por x_A . (c) La respuesta observada por x_B . (d) La correlación cruzada entre x_A y x_B . Tomada de (Wapenaar, 2010).

Para éste ejemplo, se considera la fuente como un impulso cuya respuesta en los receptores x_A y x_B también será un impulso que es recibido en un tiempo t_A para el receptor x_A expresado como $t_A = (x_A - x_S)/c$ y para el receptor x_B en un tiempo t_B expresado como $t_B = (x_B - x_S)/c$. Por lo tanto, podemos definir las funciones de Green para ambos receptores como

$$G(x_A, x_S, t) = \delta(t - t_A) \quad (11)$$

y

$$G(x_B, x_S, t) = \delta(t - t_B), \quad (12)$$

donde $\delta(t)$ es la función Delta de Dirac, que representa el impulso que se utilizó como fuente. Cuando se calcula la correlación cruzada entre el receptor x_A y x_B , podemos notar que las señales recibidas comparten una ruta de rayo común de x_S a x_B como se observa en la Figura 8a, esto produce la cancelación de la correlación cruzada, dejando la ruta restante de x_A y x_B .

Entonces la respuesta entre los receptores x_A y x_B nos representan un impulso recibido en x_B en el tiempo $t_B - t_A$ (Figura 8d) y con esta configuración creamos una fuente virtual en el receptor x_A , esto se puede escribir de la forma $G(x_B, x_A, t)$ (Wapenaar, 2010).

La correlación cruzada entre las respuestas registradas en x_A y x_B es expresada como

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t). \quad (13)$$

El operador asterisco denota una convolución en tiempo, pero la inversión del tiempo en la segunda función de Green convierte la convolución en una correlación definida como

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = \int G(x_B, x_S, t + t') G(x_A, x_S, t') dt', \quad (14)$$

al resolver la integral, el resultado es la función de Green propagándose de x_A y x_B y lo podemos escribir

$$G(x_B, x_S, t) * G(x_A, x_S, -t) = G(x_B, x_A, t). \quad (15)$$

Para el caso cuando otra fuente, llamada x'_S genera un impulso que se propaga de manera inversa, del receptor x_B hacia el receptor x_A la función de Green se expresa como

$$G(x_B, x'_S, t) * G(x_A, x'_S, -t) = G(x_B, x_A, -t). \quad (16)$$

Si combinamos las ecuaciones (15) y (16) obtenemos

$$G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^{(i)}, t) * G(x_A, x_S^{(i)}, -t), \quad (17)$$

donde $x_S^{(i)}$ para $i = 1, 2$, representa a x_S y a x'_S respectivamente. En la ecuación (17) se considera la suma de los efectos de las dos fuentes impulsivas, entonces las correlaciones cruzadas de ambas fuentes se calculan por separado y posteriormente, los resultados obtenidos se suman.

Cuando la fuente no es un impulso y está definida por una ondícula $s(t)$, entonces las respuestas en x_A y x_B pueden ser escritas como $u(x_A, x_S, t) = G(x_A, x_S, t) * s(t)$ y $u(x_B, x_S, t) = G(x_B, x_S, t) * s(t)$ respectivamente. Si $S_S(t)$ es la autocorrelación de la ondícula, entonces la correlación cruzada entre $u(x_A, x_S, t)$ y $u(x_B, x_S, t)$ será igual a la parte derecha de la ecuación (15) convolucionada con $S_S(t)$ (Wapenaar, 2010) esto se puede escribir como

$$G(x_B, x_A, t) * S_S(t) = u(x_B, x_S, t) * u(x_A, x_S, -t). \quad (18)$$

Como en el caso anterior, al tener dos fuentes actuando en ambos lados del arreglo de receptores, el cálculo de las correlaciones cruzadas se realiza por separado y finalmente, se suman los resultados. Para fuentes transitorias ondiculares $s(t)$, lo anterior puede ser descrito con la siguiente ecuación:

$$\{G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)\} * S_S(t) = \sum_{i=1}^2 u(x_B, x_S^{(i)}, t) * u(x_A, x_S^{(i)}, -t). \quad (19)$$

Cuando se trata de fuentes de ruido la situación cambia. Si consideramos dos fuentes que actúan simultáneamente llamadas $N_1(t)$ y $N_2(t)$ en x_S y x'_S respectivamente. Las respuestas en x_A y x_B están dadas por $u(x_A, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_A, x_S^{(i)}, t) * N_i(t)$ y $u(x_B, t) = \sum_{j=1}^2 G(x_B, x_S^{(j)}, t) * N_j(t)$ respectivamente.

Asumimos que las fuentes de ruido no están correlacionadas, así $\langle N_j(t) * N_i(-t) \rangle = \delta_{ij} S_N(t)$, donde δ_{ij} corresponde a la delta de Kroenecker y la notación $\langle * \rangle$ representa el promedio del conjunto. Para las correlaciones cruzadas de las respuestas en x_A y x_B podemos escribir

$$\langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle = \left\langle \sum_{j=1}^2 \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^{(j)}, t) * N_j(t) * G(x_A, x_S^{(i)}, -t) * N_i(-t) \right\rangle, \quad (20)$$

es igual a

$$\langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_S^{(i)}, t) * G(x_A, x_S^{(i)}, -t) * S_N(t). \quad (21)$$

Si combinamos la ecuación (21) con (17), obtenemos finalmente

$$\{G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t) * S_N(t)\} = \langle u(x_B, t) * u(x_A, -t) \rangle. \quad (22)$$

La expresión (22) nos dice que la correlación cruzada entre dos campos observados en x_A y x_B , cada uno de los cuales es la superposición de los campos de ruido propagándose hacia la derecha o hacia la izquierda, con esto obtenemos la función de Green entre x_A y x_B mas su versión invertida en tiempo convolucionada con la autocorrelación del ruido.

La teoría y el desarrollo matemático fueron extraídos de (Wapenaar *et al.*, 2010). Para más información acerca del tema se recomienda leer más artículos del autor.

Capítulo 3. Zona de estudio y adquisición de datos

3.1 Ubicación

El lugar donde se obtuvieron los datos fue la Ciudad de México, ubicada en la Cuenca de México y comprendida entre los paralelos 19°15' y 19°45' y los meridianos 98°45' y 99°15', cuenta con área aproximada de 1485 km² y una elevación promedio de 2240 metros sobre el nivel del mar.

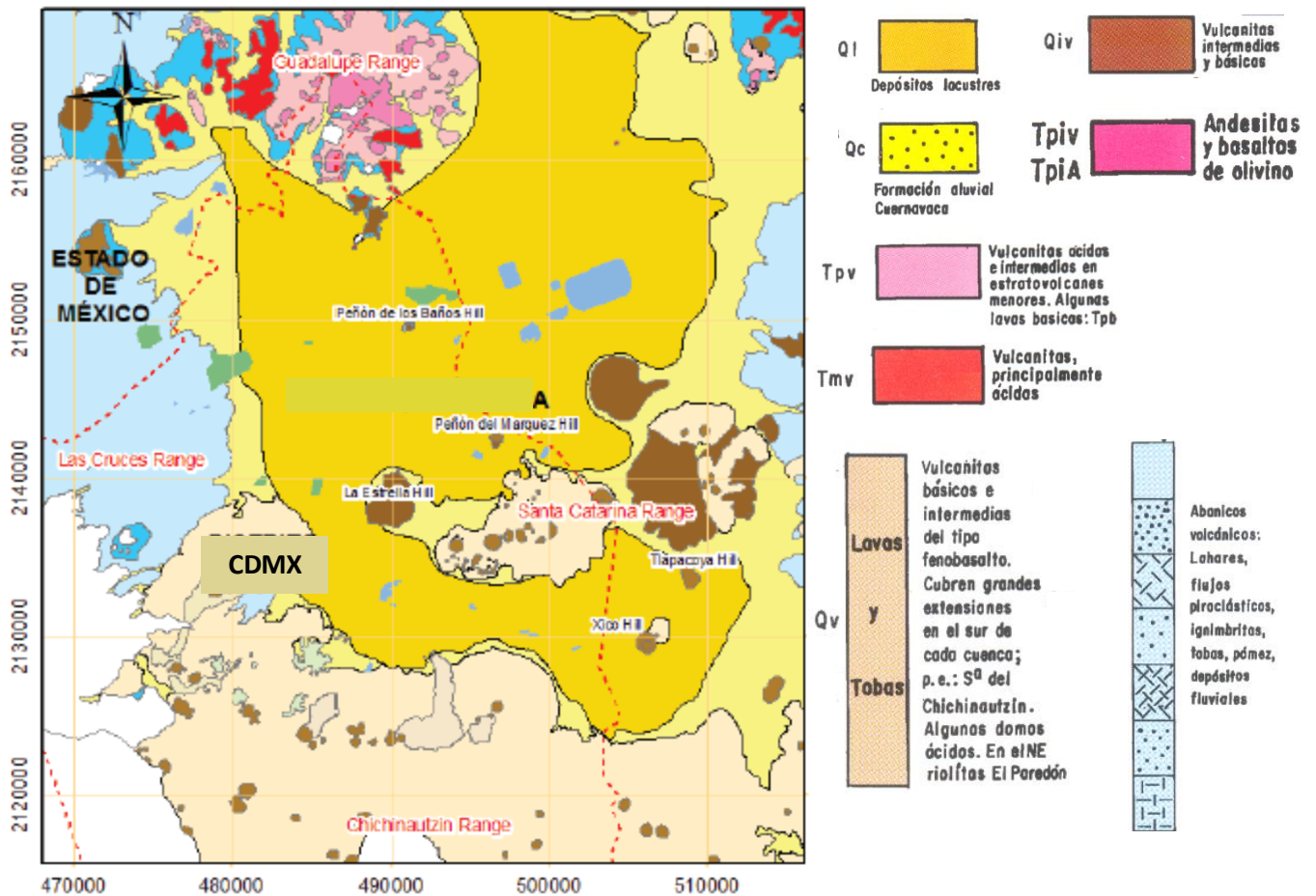


Figura 10 Geología de la cuenca de México (Mooser, 1996). Modificada de Juárez et al. (2016).

3.2 Marco geológico

3.2.1 Geología regional

La cuenca de México se encuentra en la parte central de la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana. Esta provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud que oscila entre los 80 y 230 km, se distribuye con una dirección preferencial E-W y está compuesta aproximadamente por 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La cuenca de México es ocupada por el Estado de México y la Ciudad de México, abarcando un área aproximada de 9600 km^2 . La cuenca es limitada por elevaciones topográficas como la Sierra de las Cruces al oeste, la Sierra de Santa Catarina al oeste, la Sierra de Chichinautzin al sur y finalmente al norte con la Sierra de Guadalupe (Juárez *et al.*, 2016).



Figura 11 Ubicación de la Ciudad de México en la Faja Volcánica Transmexicana. Modificada de Mooser (1987).

3.2.2 Geología local

La cuenca de México es endorreica y pertenece a las planicies escalonadas que forman parte de la Faja Volcánica Transmexicana, es una extensa altiplanicie lacustre con altitud promedio de 2240 m.s.n.m. (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989). La geología de la cuenca de México está compuesta en la parte central por depósitos arcillosos lacustres que están rodeados por depósitos aluviales que también se extienden por debajo de los depósitos lacustres (Juárez *et al.*, 2016). Al norte de la cuenca, la Sierra de Guadalupe está dispuesta por estratovolcanes de composición dacítica y andesítica. En la parte oeste, la Sierra de las Cruces está constituida por una cadena de volcanes que dieron lugar a la formación de abanicos volcánicos compuestos por depósitos piroclásticos (tobas).

En el este de la ciudad se localiza la Sierra de Santa Catarina, compuesta por una serie de volcanes cuyos productos hacia la cuenca fueron coladas de lava por lo que se encuentran interestratificadas entre depósitos aluviales y lacustres. En el límite sur de la cuenca esta la Sierra de Chichinautzin que es un extenso campo de volcanes cuyos productos volcánicos formaron un inmenso bloque de coladas de lava que separaron la Cuenca de México del Valle de Cuernavaca (Juárez *et al.* 2016).

3.2.3 Estratigrafía

Vázquez-Sánchez (1989) propone una estratigrafía del subsuelo de la Ciudad de México utilizando una compilación de interpretaciones geológicas, así como información recabada a través de pozos de explotación de la Comisión de Aguas del Valle de México (ahora CONAGUA), perforaciones exploratorias profundas realizadas por PEMEX y SHCP, sondeos eléctricos verticales y perfiles de sísmica de refracción elaborados por CFE. La columna estratigráfica de Vázquez-Sánchez (1989) se muestra a continuación:

- *Formación Morelos (Km)*

Constituye una interestratificación de potentes capas de caliza y dolomías diagenéticas con nódulos de chert (Arce *et al.*, 2019), concordantes a anhidritas laminares subyacentes depositadas durante el Albiano-Cenomaniano Temprano (100-112 Ma) en una extensa plataforma marina, se supone que el miembro evaporítico se extiende hacia el subsuelo de la Cuenca de México tiene un espesor aproximado de 900 metros.

- *Formación Cuautla (Kc)*

Está conformada por calizas principalmente calcarenitas de estratificación gruesa, con abundantes biostromas de rudistas. Las diferencias de altitud de la Formación Cuautla pueden ser atribuidas al desplazamiento de las fallas del Terciario y Cuaternario y/o al peso litoestático de las rocas del Cenozoico.

- *Formación Mexcala (Kmx)*

Compone una interestratificación gradual rítmica de grauvacas (turbiditas) compuestas por lutitas y areniscas (Arce *et al.*, 2019), calizas con abundantes foraminíferos y radiolarios. La Formación Mexcala se depositó en aguas someras durante el Coniaciano-Campaniano (65-85 Ma) que se originó como posible levantamiento y erosión del arco magmático del Cretácico, localizado en ese entonces en el borde occidental del continente.

- *Grupo Balsas (Teob)*

Consta de un conglomerado oligomítico calizo generalmente compacto, con matriz limosa-arcillosa cementada por calcita y óxido de fierro, de interestratificación masiva. Estas capas conglomeráticas se interdigitan y están cubiertas por una secuencia formada por capas deleznable de arcilla, limo y arena; localmente estos depósitos clásticos contienen interestratificaciones de yeso y caliza lacustre lenticulares, además de derrames lávicos basálticos y en la parte superior se presentan intercalaciones de toba riolítica. Esto fue depositado en el Eoceno (33.7-54.8 Ma) (Arce *et al.*, 2019).

- *Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano (Tomv)*

Constituyen secuencias de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobaceas y aglomerados dacíticos. Estos depósitos piroclásticos están en la parte superior, interestratificados y/o cubiertos por derrames lávicos con ignimbritas de composición riolítica (Arce *et al.*, 2019). Estas secuencias volcánicas contienen capas de clastos aluviales lo que indica el tiempo de reposo en la actividad volcánica.

- *Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv)*

Se les llama así a las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas del Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano (5.3-23.8 Ma) (Arce *et al.*, 2019). Estas rocas están constituidas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas que en algunos lugares se encuentran interestratificadas por brechas volcánicas. Las lavas observadas son: Andesitas de lamprobolita o de augita, pórfidos dacíticos, tobas cristalinas andesíticas y andesitas de hiperstena.

- *Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tppc)*

Se designa con este nombre a los depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno. Constituye gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica, fueron acumulados fluvialmente en amplios valles socavados en rocas preexistentes y están interdigitados con rocas volcánicas, localmente se intercalan tobas de grano fino y lapillicas pumíticas e igualmente se tienen tierra diatomea, arcillas, caliza lacustre y travertino. En el subsuelo de la porción meridional de la cuenca dichos depósitos constan de tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas.

- *Formación El Pino (Qpp)*

Formada por secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, de caída, formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli. Los derrames lávicos reconocidos son de andesita-basáltica de olivino y los andesíticos de anfíbol.

- *Depósitos aluviales (Qal)*

Material clástico fluvial acumulado simultáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario, se encuentran extensamente distribuidos, rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc). En las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado compuesto por fragmentos con tamaño de grava, arena, limos y arcilla.

- *Depósitos lacustres (Qla)*

Se agrupan en esta unidad los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra de Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre. Durante las perforaciones penetraron arcillas con intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas líticas consolidadas.

3.3 Zonificación geotécnica

Los sondeos geotécnicos realizados después del sismo de 1985 por empresas públicas y privadas fueron ingresados a un sistema llamado *sistema de información geográfica para sondeos geotécnicos* (GIS-GB) por sus siglas en inglés. Utilizando la geoestadística, se puede estimar el valor de una propiedad de interés en puntos en el medio donde no hay una medición. Entonces se pueden interpolar los datos para poder crear una perforación virtual, secciones transversales o configuraciones de un estrato por debajo del suelo.

Utilizando los sondeos geotécnicos del sistema (GIS-GB) compuesto por más de 10000 sondeos, se puede realizar una zonificación del Valle de México empleando estimadores estadísticos lineales, sin sesgo y con una varianza mínima. Esta técnica es llamada Best Linear Umbiased Estimation o BLUE (Juárez *et al.*, 2016).

Con los resultados obtenidos se pudo elaborar un mapa de zonificación geotécnica (Figura 12), que está contenido y donde se toman en cuenta los criterios de las Normas Técnicas Complementarias para el diseño y Construcción de Cimentaciones (NTCDCC) y del reglamento de construcciones del Distrito Federal (RCDF) (GDF,2004c) ahora Ciudad de México y se definen las siguientes zonas (Auvinet *et al.*, 2017):

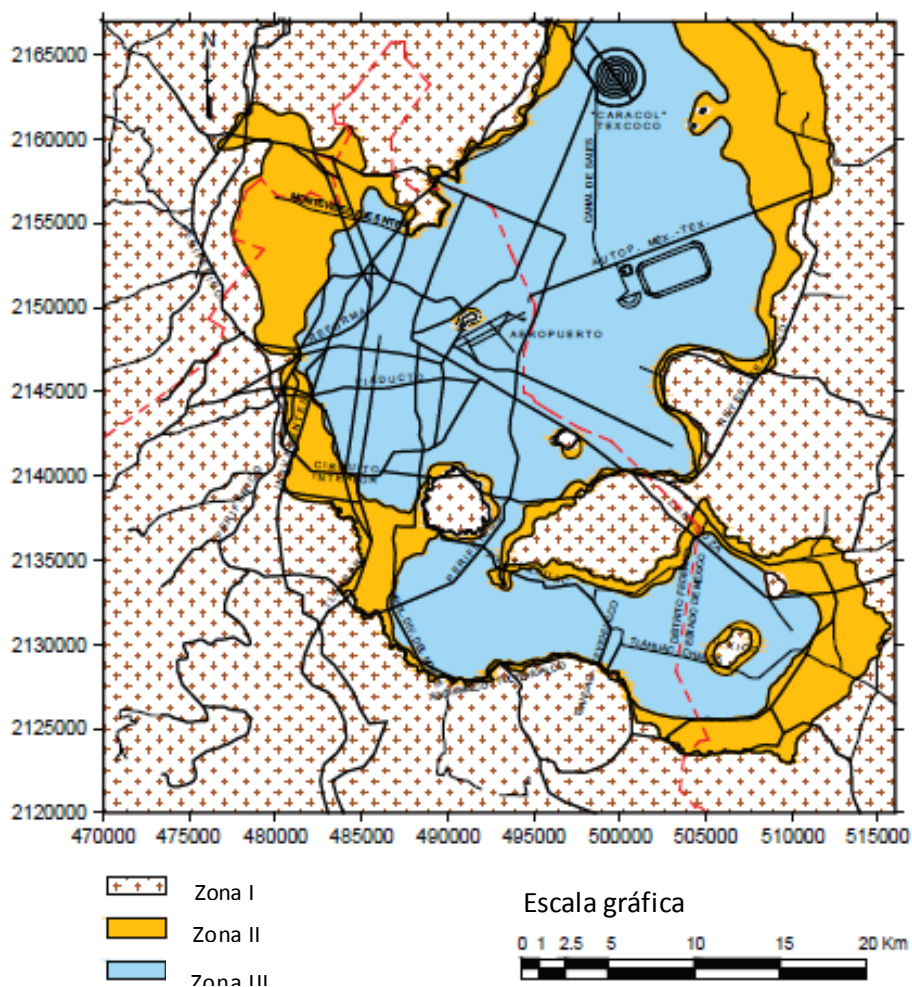


Figura 12 Mapa de zonificación geotécnica de la Ciudad de México. Modificada de Juárez *et al.* (2016).

Zona I, Lomas:

Subzona Ia, Lomeríos: Formada por rocas o suelos firmes depositados fuera del ambiente lacustre que corresponden a las serranías de la zona.

Subzona Ib, Aluvial: Integrada por estratos arenosos y limo arenosos intercalados con capas de arcilla altamente resistentes que se encuentran en las planicies elevadas de la zona, donde regularmente no llegaba el nivel de los antiguos lagos.

Zona II, Transición:

Subzona IIa, Transición alta: Formada por estratos de arcilla lacustre con espesores menores a 2.5m.

Subzona IIb, Transición baja: Formada por estratos de arcilla lacustre con espesores mayores que 2.5m y menores que 20m. Es importante señalar que en esta zona se requiere mayor atención para el diseño y construcción de cimentaciones.

Zona III, Lago: Integrada por potentes depósitos de arcilla altamente compresibles, separados por capas arenosas con limo y arcilla. El espesor puede ser superior a 50m.

3.4 Adquisición de datos

El día 21 de septiembre la Unidad de Instrumentación Sísmica (IINGEN) realizó la instalación de 15 estaciones llamadas LAX (Línea Auxiliar) instrumentadas con sismómetros triaxiales Güralp® CMG-6TD de banda ancha (30s-100Hz) (Figura 13) dispuestos en un arreglo lineal con orientación NW-SE y una longitud de 57.73km. De sur a norte, este arreglo parte del poblado de San Bartolomé en la alcaldía de Milpa Alta, CDMX y finaliza en el municipio de Cuautitlán Izcalli, Edo. Mex. La separación mínima entre los sensores es de 1800m y la máxima es de 13,300 m y su ubicación se puede observar en la Figura 12.

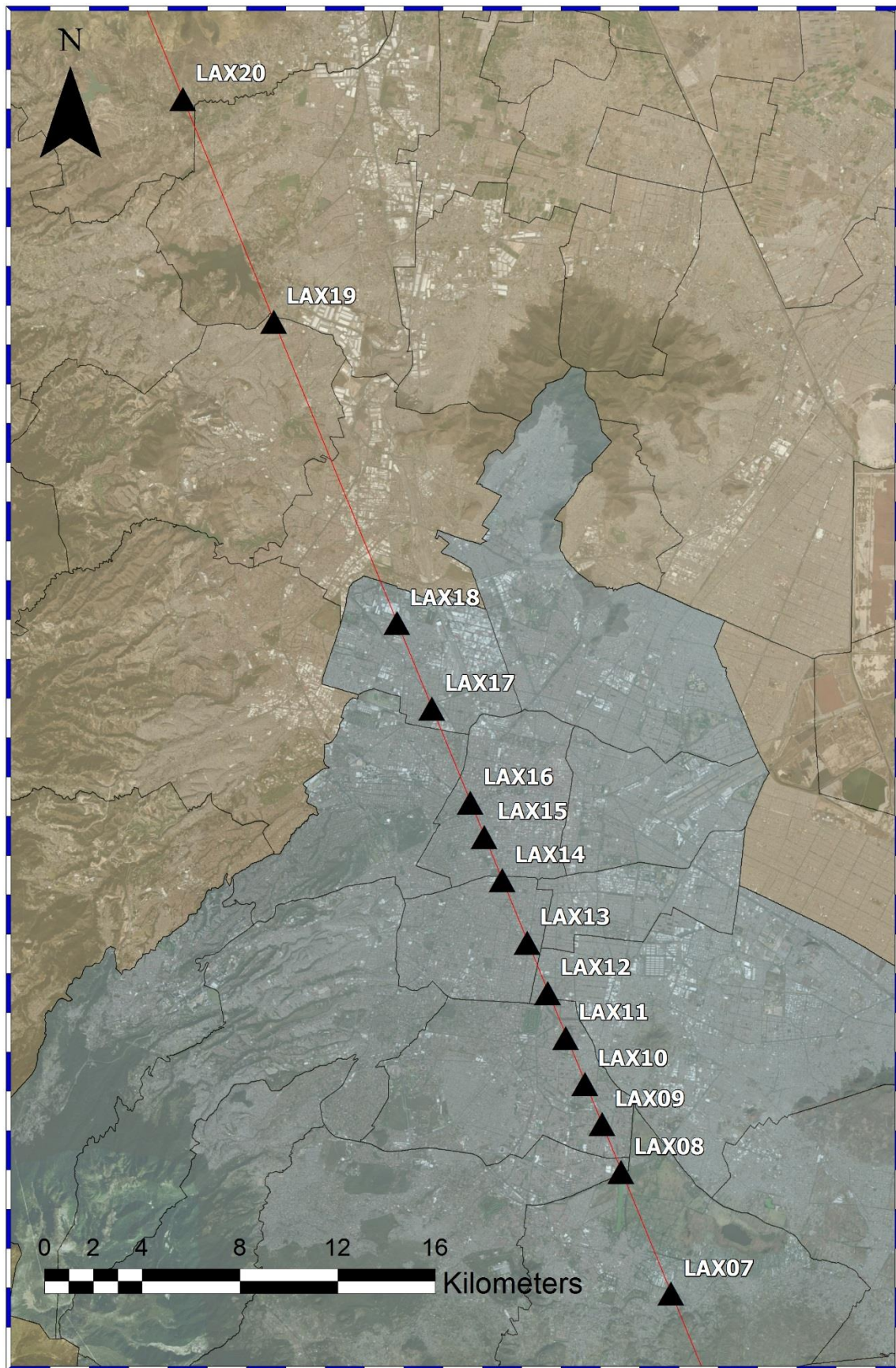


Figura 13 Ubicación de los sensores en la Ciudad de México.

Esta línea con estaciones de sismómetros fue instalada con el propósito de detectar réplicas derivadas del sismo del 19 de septiembre de 2017 ocurrido en los límites estatales del estado de Morelos y Puebla. A pesar de la pronta reacción de la Unidad de Instrumentación Sísmica (IINGEN) lamentablemente sólo se pudo recuperar una réplica de una magnitud muy baja por lo que solo se utilizó el ruido sísmico ambiental para elaborar la estructura de velocidades.

Los sensores se instalaron entre el día 20 y 21 de septiembre de 2017 y se retiraron el día 30 de septiembre. Los equipos estuvieron grabando sincronizadamente desde el día 22 hasta el 29 de septiembre, por lo que existen 168 horas de registro continuo con un muestreo de 0.01 Hz o 100 muestras por segundo.



Figura 14 Sismómetro de banda ancha Güralp® CMG-6TD orientado hacia el norte magnético y conectado a una batería que funge como fuente de alimentación y a un dispositivo GPS.

Capítulo 4. Procesamiento de datos

4.1 Pre procesamiento

La aplicación de correcciones instrumentales permite convertir las unidades de salida de los sismómetros en unidades físicas de desplazamiento, velocidad o aceleración. La corrección instrumental compensa el sistema de grabación, incluido el sismómetro y el digitalizador. Es importante conocer todos estos componentes para poder realizar una corrección instrumental precisa (Haney *et al.*, 2012).

Para este caso, se utilizó la función del software SAC (Goldstein & Snoke, 2005) llamada TRANSFER. Esta función realiza una deconvolución a partir de la división espectral del sismograma entre la función de respuesta en frecuencia del instrumento de registro.

Asumimos los registros sísmicos como series temporales estacionarias y aleatorias, es decir, la media y la variabilidad son constantes a lo largo del tiempo que están compuestas por fluctuaciones causadas por sucesos impredecibles y no periódicos, por lo que debemos de remover las componentes de la serie de tiempo observada (sismograma) como la media, que al removerla se elimina el valor promedio de la amplitud de la señal.

Cuando removemos la tendencia se anula el cambio a largo plazo de la media y se identifica como un movimiento suave de la serie a largo plazo. Los comandos en SAC (Goldstein & Snoke, 2005) para realizar estas operaciones se invocan con la sintaxis RMEAN y RTREND.

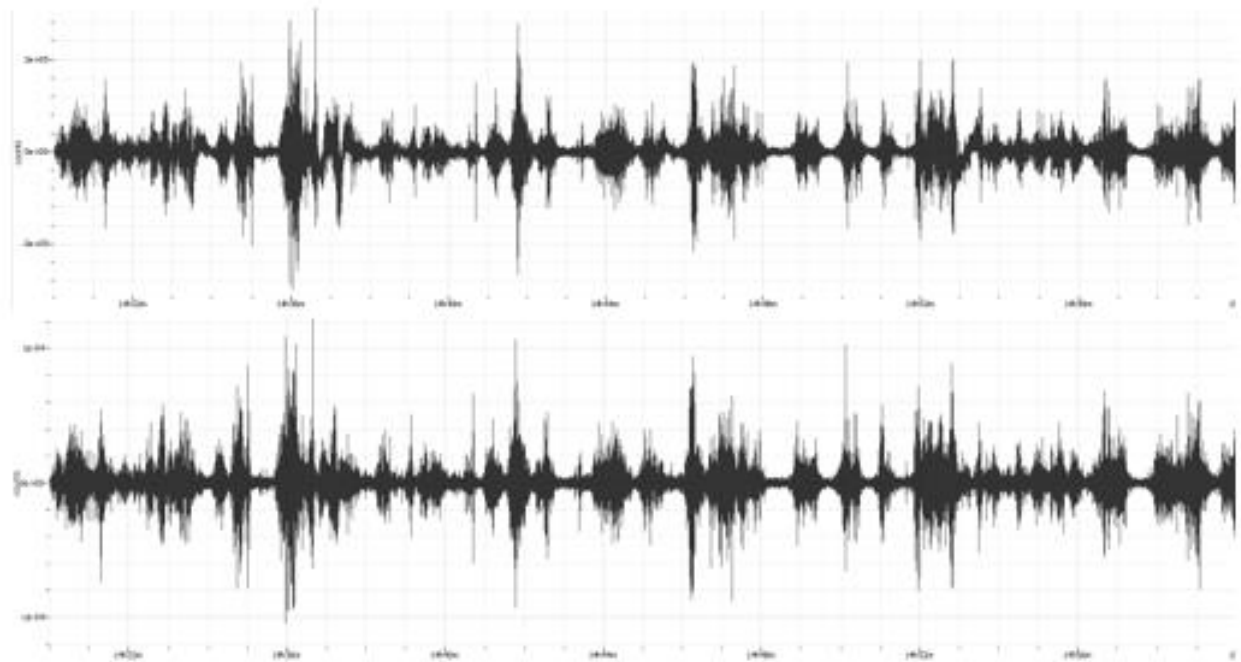


Figura 15 Registro de ruido sísmico crudo (arriba) y registro de ruido sísmico corregido (abajo), sin media ni tendencia.

4.2 Recuperación de la Función de Green

El cálculo de las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones se efectuó con la ayuda de una paquetería elaborada por el Dr. Robert Herrmann (Herrmann, 2013) llamada *noise*. La paquetería consta de tres programas que serán descritos a continuación:

DOCORR: Este script realiza las correlaciones cruzadas y debe de ser adaptado para funcionar correctamente con las características de nuestros datos (duración del registro, muestreo y ubicación en la memoria local).

Primero hace una preparación de los datos cambiando el sistema de referencia cardinal ZNE (vertical, Norte-Sur y Este-Oeste) al sistema de referencia ZRT (vertical, radial y transversal).

También se encarga de aplicar una normalización en frecuencia también llamada blanqueamiento espectral, con la cual se enfatiza la banda del ruido sísmico y se eliminan las fuentes monocromáticas (Bensen *et al.*, 2007). Posteriormente calcula las correlaciones cruzadas de todas las horas de grabación y las almacena en una carpeta.

DOSTACK: Este script apila las funciones de Green resultantes del programa anterior, en total fueron 168 correlaciones cruzadas apiladas (Figura 16). En el Anexo I se encuentran las ocho funciones de Green obtenidas.

DOITALL: Este programa automatiza el proceso para todos los archivos en la carpeta de datos.

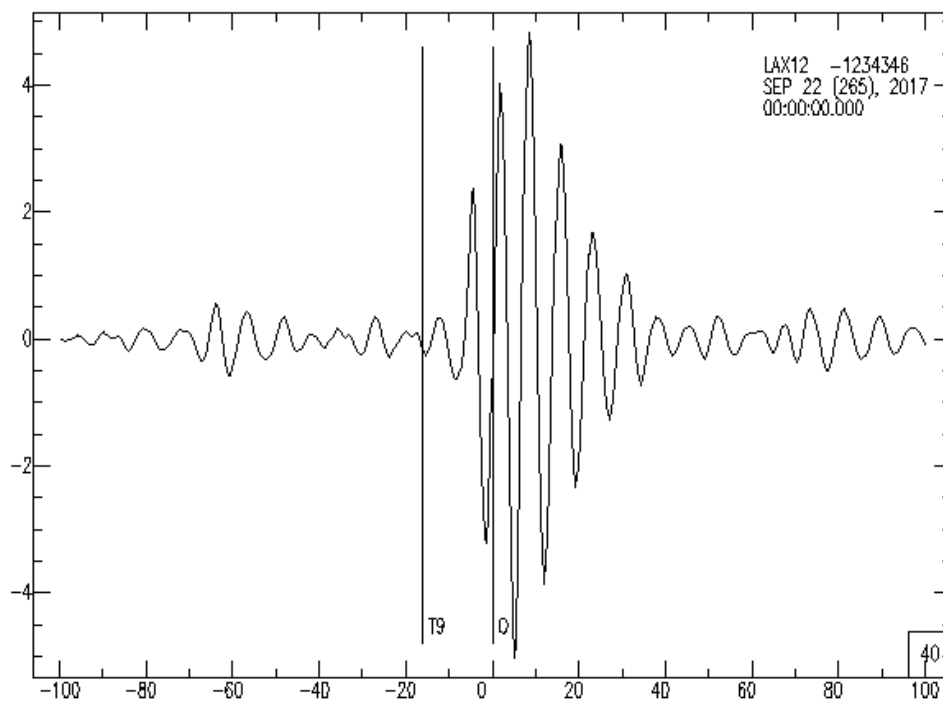


Figura 16 Interferograma del componente radial del par de estaciones LAX10 – LAX12 filtrado de 0.1 a 0.14Hz.

4.3 Análisis tiempo-frecuencia

Para calcular la velocidad de grupo de la dispersión del modo fundamental de las ondas Rayleigh se emplearon los programas de análisis tiempo-frecuencia *do_mft* (Herrmann, 2013) y NDCP (Granados *et al.*, 2017).

El programa *do_mft* calcula las curvas de velocidad de grupo multiplicando el espectro complejo de la señal de entrada, que en este caso es la función de Green por un filtro Gaussiano con distintas frecuencias centrales que son elegidas por el usuario. Al resultado de esta convolución se le aplica la transformada inversa de Fourier. Esto a su vez produce una serie de amplitudes máximas claramente visibles, que se correlacionan con la llegada del grupo de ondas.

Este programa cuenta con un sistema de seleccionado de máximas amplitudes automático que fue aprovechado para obtener las curvas de velocidad que fueron invertidas. Debido a que la visualización de la curva de dispersión es muy pobre con el programa *do_mft* en las frecuencias cercanas a 1 Hz. Se optó por utilizar el programa NDCP con la finalidad de complementar el seleccionado de máximas amplitudes en las frecuencias cercanas a 1Hz.

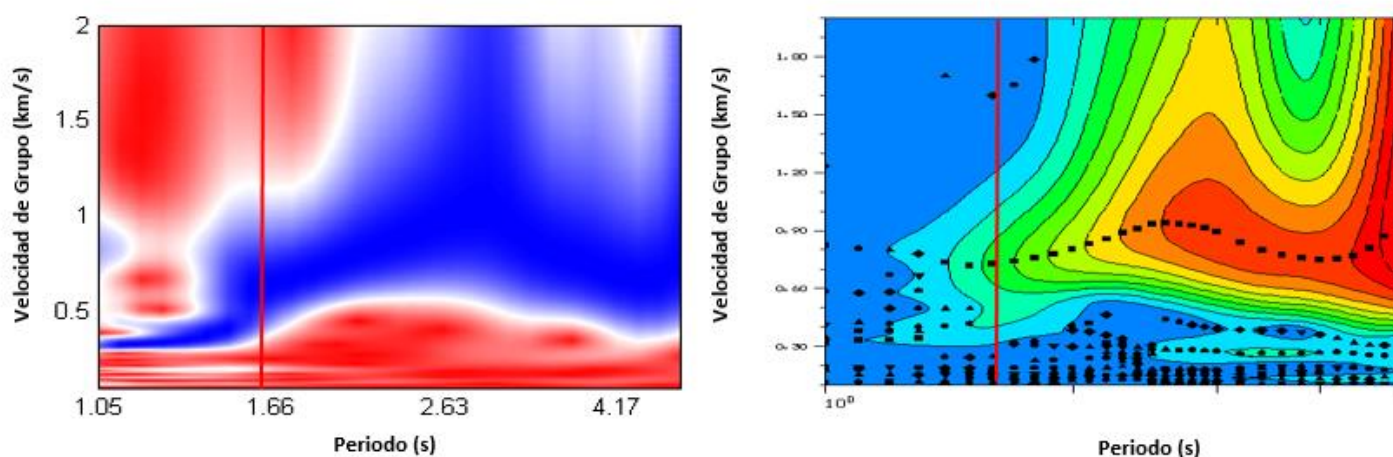


Figura 17 Curvas de dispersión del par de estaciones LAX10-LAX12 filtradas de 1 a 5 segundos. De lado izquierdo se encuentra la curva obtenida con el programa NDCP (Granados *et al.*, 2017) donde las máximas amplitudes están representadas en color azul y de lado derecho la curva obtenida con el programa *do_mft* (Herrmann, 2013). donde las máximas amplitudes están representadas en color rojo.

En la Figura 17 se puede observar las diferencias entre los dos programas de análisis tiempo-frecuencia. En rango de periodos de 1 a 1.6 segundos, el programa *do_mft* no es sensible para observar la dispersión como el programa NDCP.

El programa *do_mft* está basado en el análisis FTAN (Dziewonski, 1969) que consiste en la convolución del espectro complejo de la señal de entrada con una función Gaussiana. En el programa NDCP la señal de entrada es tratada por dos filtros Butterworth, uno pasa-alta y otro pasa-bajas. Este programa elabora las curvas de dispersión calculando la envolvente de las formas de onda con la transformada de Hilbert, que produce un adelanto de su fase de $\pi/2$ radianes.

Así como el filtro Gaussiano, el filtro Butterworth es de fase cero por lo que no existe distorsión en la señal y es aplicable para el análisis tiempo-frecuencia. La diferencia de los dos programas radica en la aplicación. El filtro Gaussiano es útil para visualizar la dispersión en bajas frecuencias, mientras que el filtro Butterworth funciona para visualizar las máximas amplitudes en altas frecuencias.

Debido a esto, se utilizó el programa NDCP para obtener la curva de dispersión en un rango de 1 a 1.6 s que fue complementada por la curva obtenida por el programa *do_mft*. Para el programa NDCP las funciones de Green fueron filtradas en un rango de 1 a 5 segundos, con un ancho de 0.07 Hz y un avance de 0.025 Hz. El orden del filtro fue 10. Para el programa *do_mft* las funciones de Green fueron filtradas en el mismo rango.

En la Figura 18b se muestra un diagrama de dispersión velocidad de grupo-periodo definida entre 1 y 5 segundos (1 – 0.2 Hz) y 0.1 a 2 km/s. El seleccionado de máximas amplitudes fue obtenido con dos programas. La línea amarilla representa la curva obtenida con el programa *do_mft* y la línea naranja la curva obtenida con el programa NDCP. Las dos líneas conforman la curva de dispersión que será invertida. En total fueron calculadas ocho curvas de dispersión de la componente radial que se pueden consultar en el Anexo II.

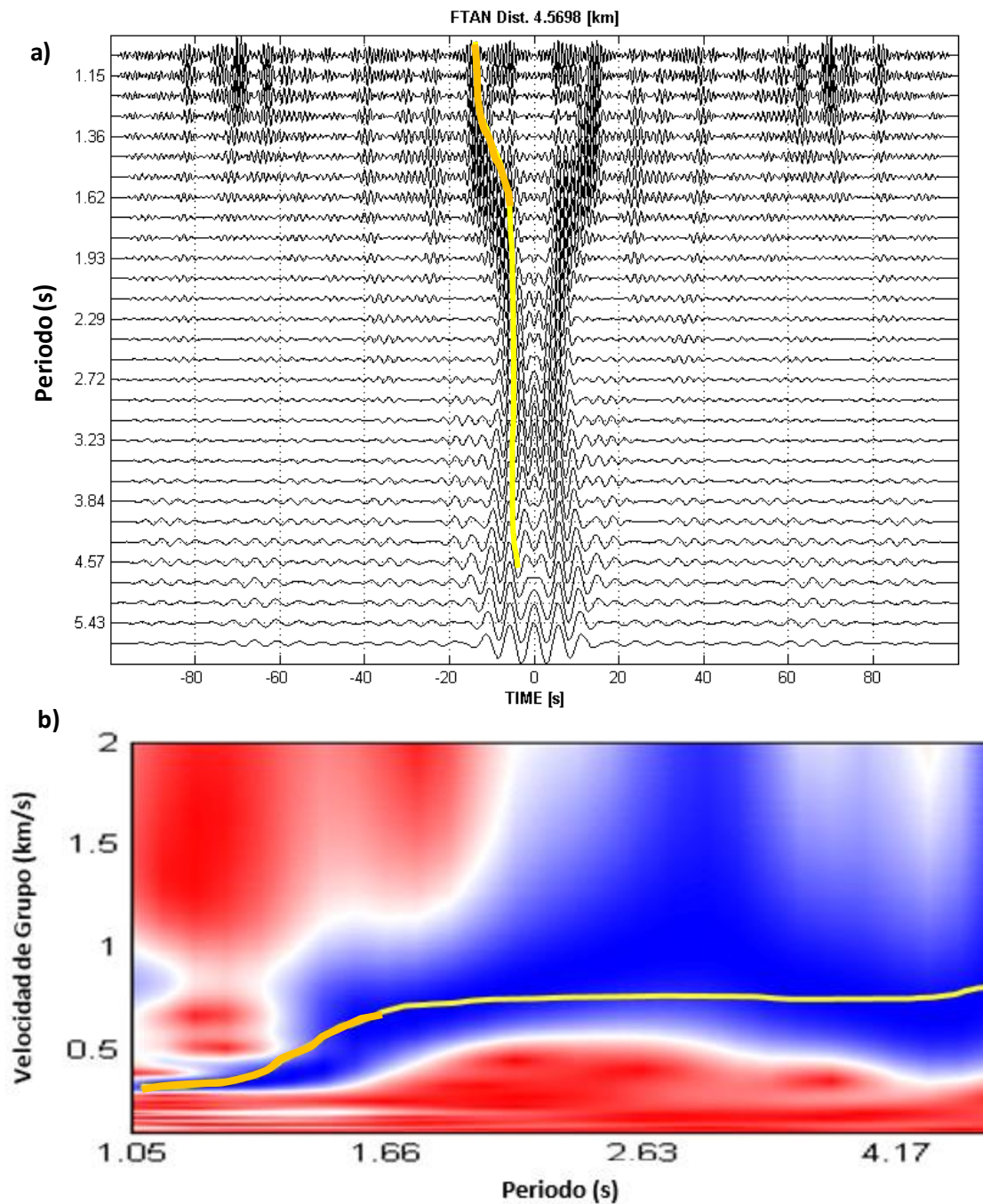


Figura 18 a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX10-LAX12. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes. b) Diagrama de dispersión velocidad-periodo la función de Green del componente radial de las estaciones LAX10-LAX12. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja gruesa con el programa NDCP.

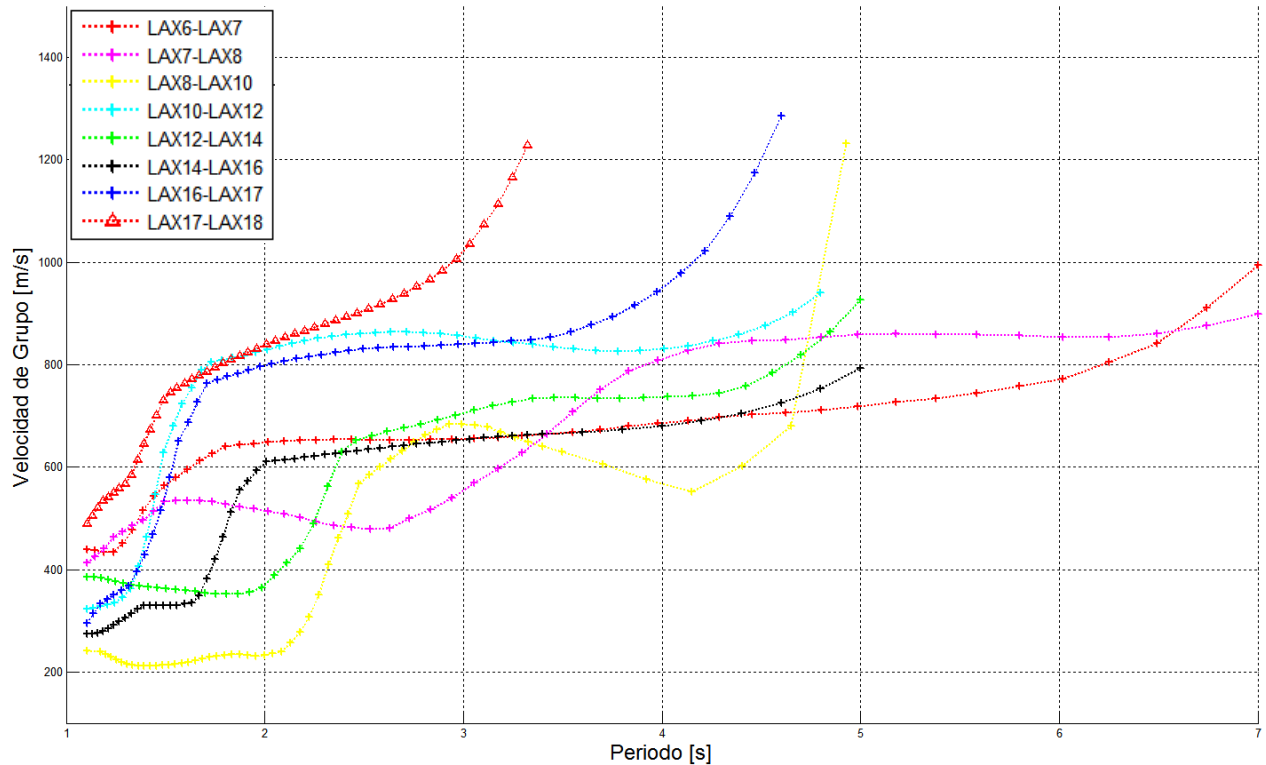


Figura 19 Curvas de dispersión de los ocho pares de sensores graficadas en un rango de periodos de 1 a 7 segundos y un rango de velocidades de 100 a 1400 m/s.

En la Figura 19 se muestran las 8 curvas de dispersión obtenidas con los pares contiguos de sensores. Se puede observar el cambio de velocidades en las curvas de dispersión. Esto es debido a que la línea de sensores que atraviesa la ciudad pasa por las tres zonas geotécnicas (zona I, zona II y zona III).

En la zona de ex-lago (Figura 20) se muestran velocidades de 200 a 400 m/s en un intervalo de 1 a 2 segundos. Esto es debido a que el contenido de agua en los estratos de la cuenca, así como su distribución espacial no es homogénea (Auvinet *et al.*, 2017). En la zona de lomas se reportan velocidades entre 600 y 800 m/s en los mismos periodos.

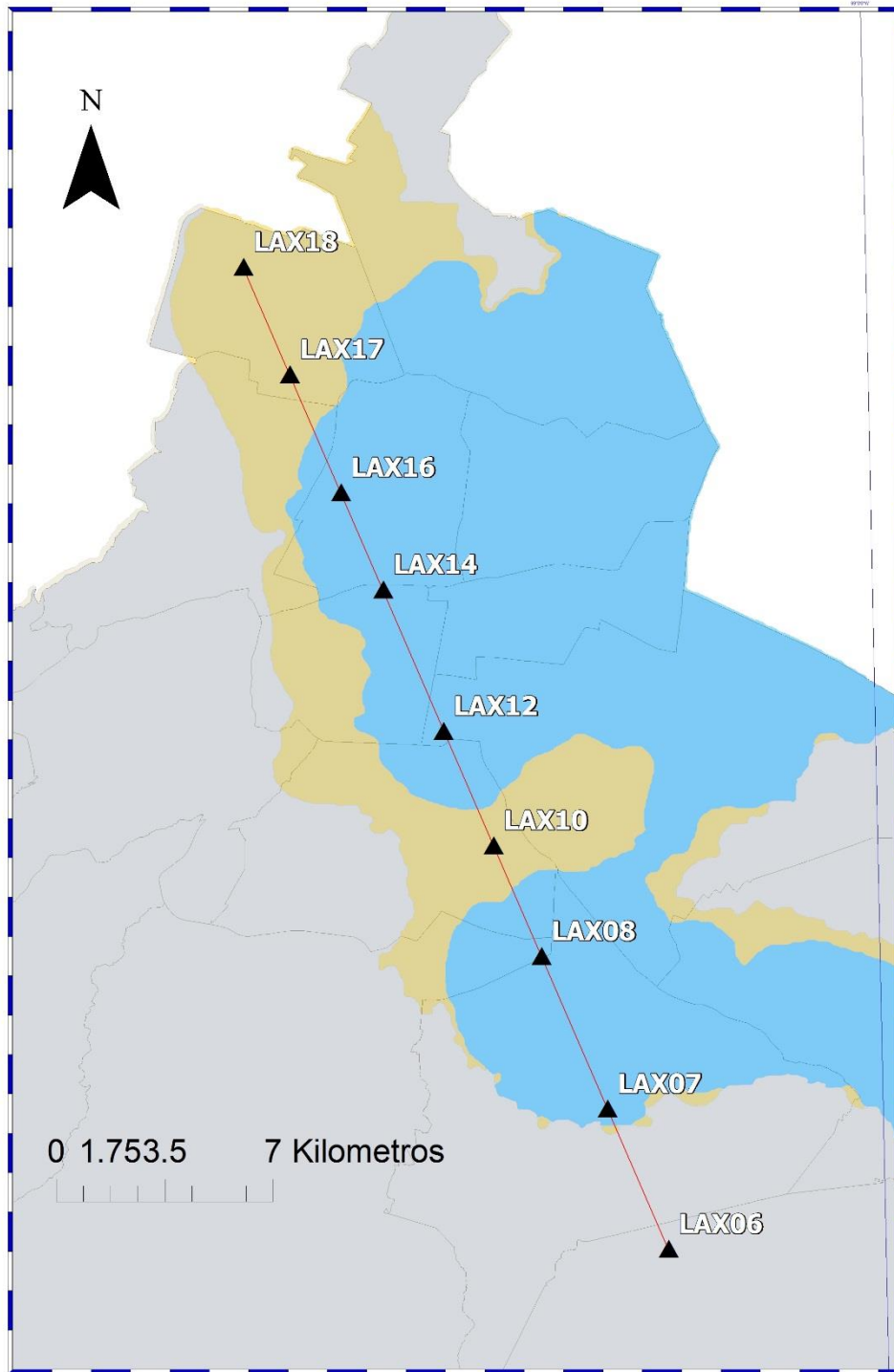


Figura 20 Ubicación de las estaciones en el mapa de zonificación geotécnica de la Ciudad de México. La zona I está representada en color azul, la zona II en color amarillo y la zona III en color gris.

La forma de torcedura y meseta en las curvas de dispersión son comunes en las zonas profundas de los lagos (Lomnitz *et al.*, 1999). Este comportamiento es debido al acoplamiento del modo fundamental con modos superiores en el periodo fundamental del sitio en suelos arcillosos.

Sin embargo, para que exista un modo superior, la frecuencia debe alcanzar cierto valor llamado frecuencia de corte. Esto significa que los modos superiores existen en frecuencias más altas que en las que está el modo fundamental (Pujol, 2003). Para las curvas de dispersión obtenidas los modos superiores deberán existir en frecuencias superiores a 1 Hz.

Al caracterizar una estructura de velocidades es importante identificar el modo dominante de las ondas superficiales. Puede tratarse de un modo fundamental que se propaga dentro de las arcillas. A su vez, puede ser de un modo superior que penetra más profundamente que las arcillas.

Montalvo *et al.* (2001) calcularon funciones de transferencia teóricas para varios modelos geológicos y estudiaron la respuesta del suelo en distintos sitios utilizando cocientes espectrales. El grado de incertidumbre en los datos en relación con los eigenfunciones probadas para varios modelos de velocidad y de onda indican que aún no existe evidencia suficiente para discriminar los modos superiores.

4.4 Inversión de las curvas de dispersión

La resolución del problema inverso consiste en resolver los parámetros de un modelo a partir de los parámetros observados, siguiendo lo anterior con las curvas de dispersión obtenidas podemos generar un modelo de velocidades de onda de corte a profundidad a partir de la inversión de estas curvas.

Para invertir las curvas de dispersión se utilizó el software HV-Inv (García-Jerez & Piña-Flores, 2016). Este software cuenta con un repertorio de algoritmos de optimación local y global, en este caso voy a utilizar el método de optimación local de Nelder-Mead también llamado Simplex Downhill.

El método de Nelder-Mead es un método heurístico que minimiza cualquier función n-dimensional que en este caso son las curvas de dispersión a partir de un punto inicial estimativo que es el modelo de velocidades inicial. Este método busca los valores que minimizan la función objetivo en un hiperespacio paramétrico (Martínez-González, 2001).

Este método fue utilizado debido a que consiste en encontrar valores que mejoren la función objetivo. Este método no realiza muchas evaluaciones de la función objetivo por iteración, esto minimiza el tiempo de cómputo. Por lo que la minimización de la función objetivo sin restricciones resulta efectiva para este trabajo.

El modelo de velocidades que se empleó para realizar la inversión de los datos partió del modelo de velocidades utilizado por Shapiro (2001) (Tabla 1) combinado con un modelo de velocidades de la cuenca basado en la columna estratigráfica propuesta por (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989) (Tabla 2). Aunque las propiedades petrofísicas no sean homogéneas en la cuenca se planteó un modelo general de 4 capas y un semiespacio.

Espesor (km)	v_p (km/s)	v_s (km/s)	Densidad (gcm^{-3})
0.3	2	0.4	2.05
0.20	2.5	0.8	2.05
2.0	3.0	1.7	2.20
5.0	5.28	3.05	2.40
12	5.71	3.30	2.40

Tabla 1 Modelo inicial utilizado por Shapiro et al. (2001).

Espesor (km)	v_p (km/s)	v_s (km/s)	Densidad (gcm^{-3})
0.6	1.05	0.45	2.0
0.4	2.3	0.95	2.5
0.85	3.0	1.4	2.5
1.5	4.4	2.1	2.6
12	4.6	2.3	3.4

Tabla 2 Modelo inicial combinado, este modelo fue utilizado para realizar la inversión.

Cómo ejemplo se muestra la inversión de la curva de dispersión del par de estaciones LAX10-LAX12. Se invirtió la curva en un rango de frecuencia de 0.2 a 0.66 Hz. En la Figura 21 se puede observar con una línea roja el mejor ajuste y con una línea negra, la curva de dispersión ingresada. Las demás curvas se pueden consultar en el Anexo III.

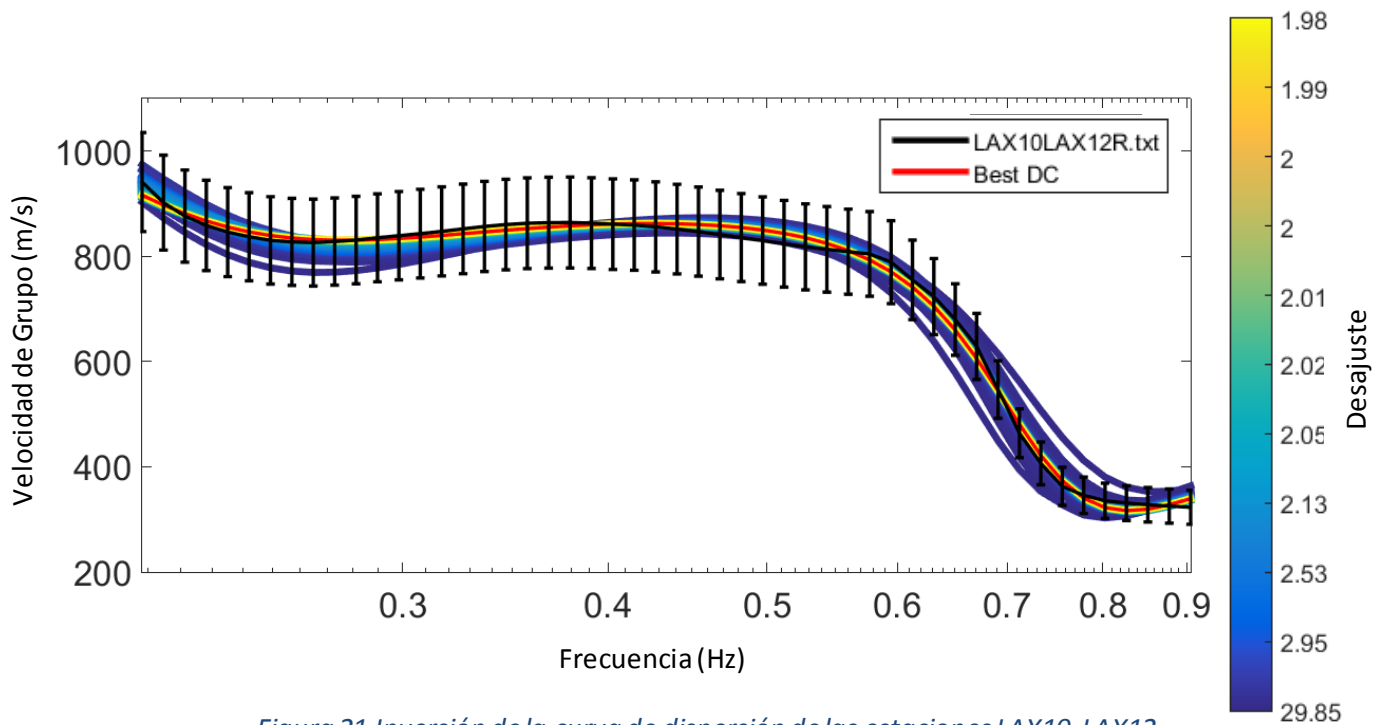
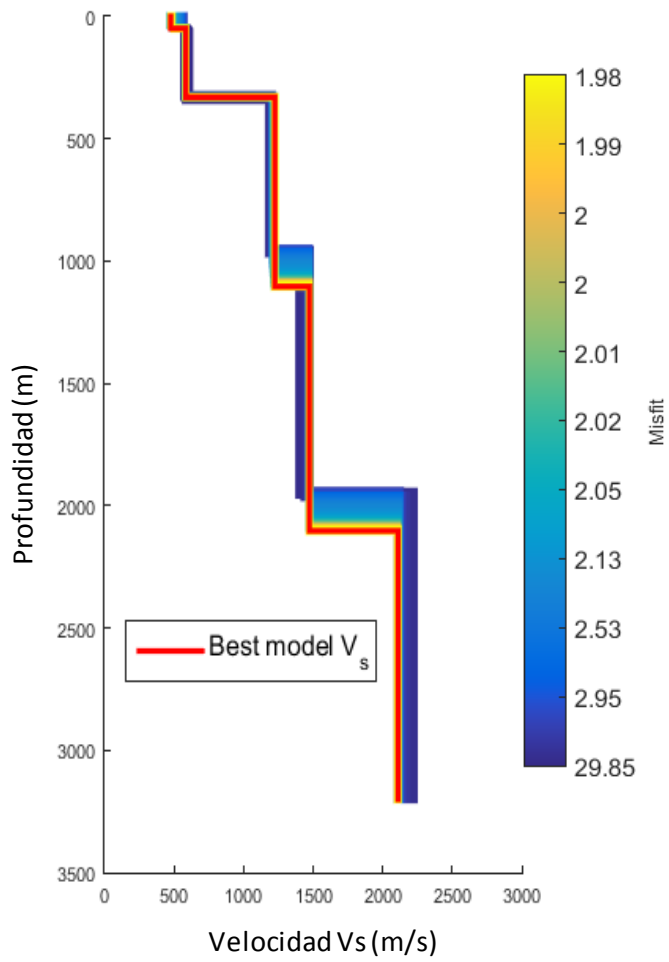


Figura 21 Inversión de la curva de dispersión de las estaciones LAX10-LAX12.

En esta curva fueron requeridas al menos 1600 iteraciones para obtener el mejor desajuste, esto está ilustrado en las líneas de colores que muestran con colores fríos los desajustes mayores y con colores cálidos. Los desajustes menores también mostrados en una escala porcentual.

En la Figura 21 se muestra el perfil de velocidad de onda de corte invertido. El mejor modelo es representado con una línea roja, la escala de colores y porcentual es la misma que en la figura pasada. Se puede ver que con los datos de la curva el modelo profundiza hasta 3000 m. Posteriormente en el capítulo siguiente se dará una interpretación geológica con los perfiles resultantes de la inversión.

Los demás perfiles de velocidad se pueden consultar en el Anexo IV. Para mayor información del software HV Inv y su repertorio de métodos de optimación, se recomienda consultar el artículo de García-Jeréz *et al.* (2016).



Capa	LAX10-LAX12	
	V_s (m/s)	h(m)
1	480	50
2	580	280
3	1220	770
4	1470	1000
5	2110	-

Figura 22 Perfil de velocidad de onda de corte de las estaciones LAX10-LAX12.

Capítulo 5. Resultados, discusión y conclusiones

5.1 Construcción del perfil de velocidad de onda de corte

En la Figura 23 se muestran las estaciones utilizadas para construir el perfil de velocidad de onda de corte. Se tomó en cuenta que el espaciamiento entre los sensores fuera similar con una distancia promedio de 4 km. Para eso, se omitieron algunas estaciones y el arreglo final se observa en la Figura 22. El “barrido” para la formación del perfil consistió en utilizar el primer par de la línea y utilizar el segundo sensor de ese par como primer miembro del siguiente par y así sucesivamente hasta completar los 9 sensores del perfil.

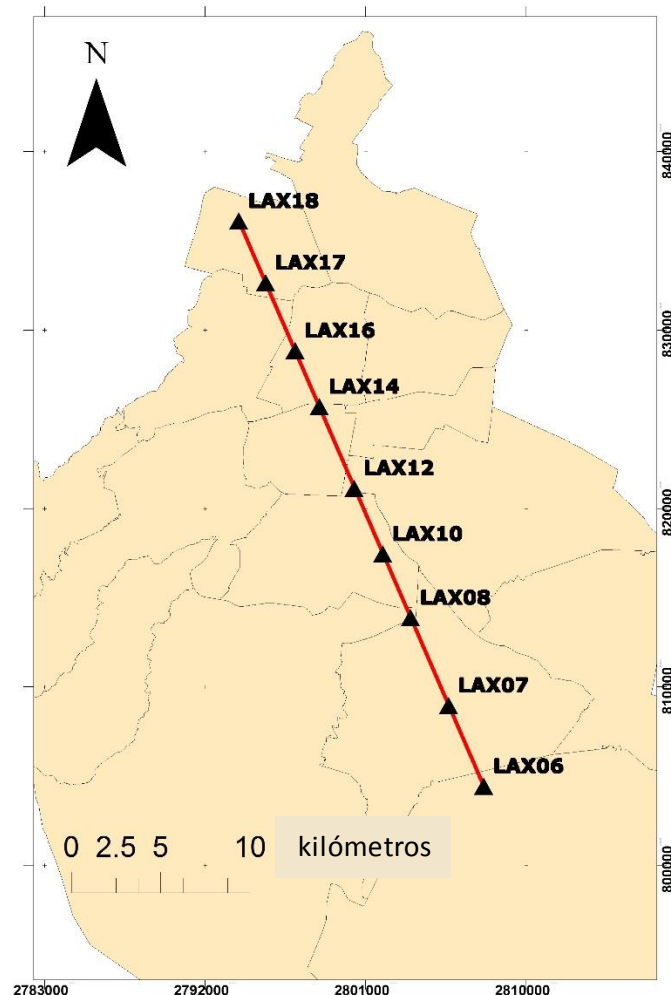


Figura 23 Configuración final del arreglo de sensores en la Ciudad de México.

5.2 Perfiles de velocidad de onda de corte e interpretación

Los modelos de velocidad de onda de corte obtenidos tras la inversión de las curvas de dispersión fueron superpuestos en las secciones geológicas propuestas por (Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989). Las orientaciones de las secciones geológicas no corresponden con la orientación de la línea de sensores, por lo que sólo se muestra la proyección de las estaciones en dichas secciones. En la Figura 24 se muestran las secciones utilizadas en color verde.

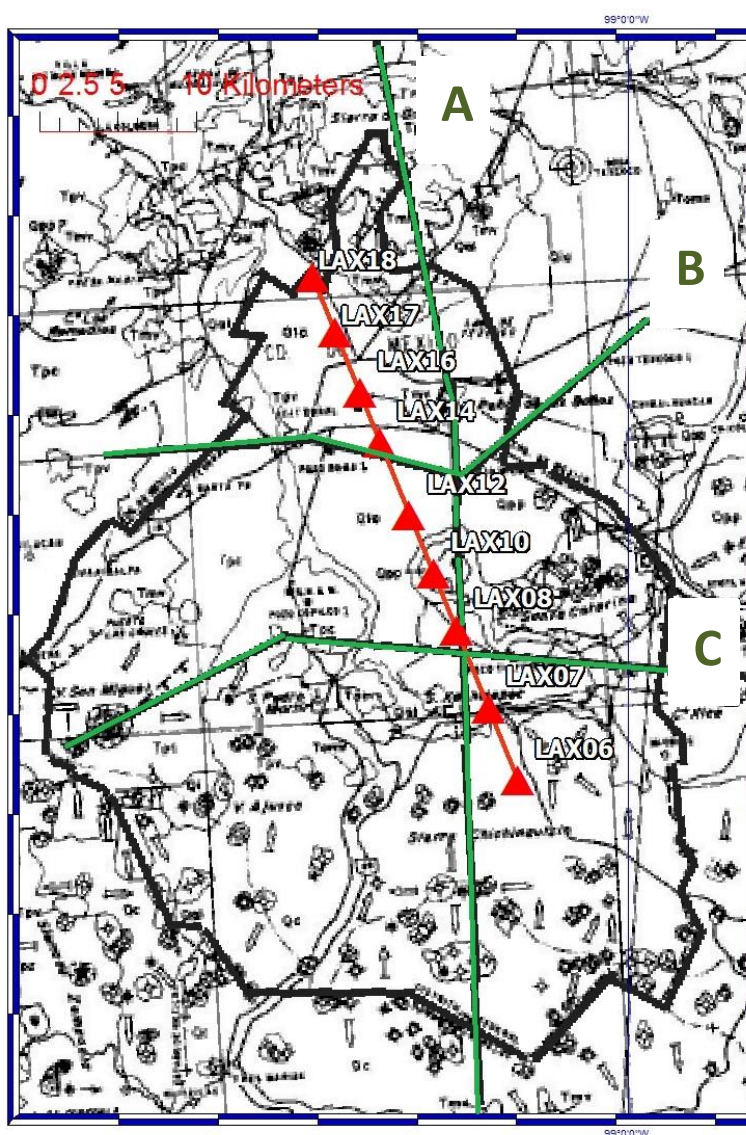
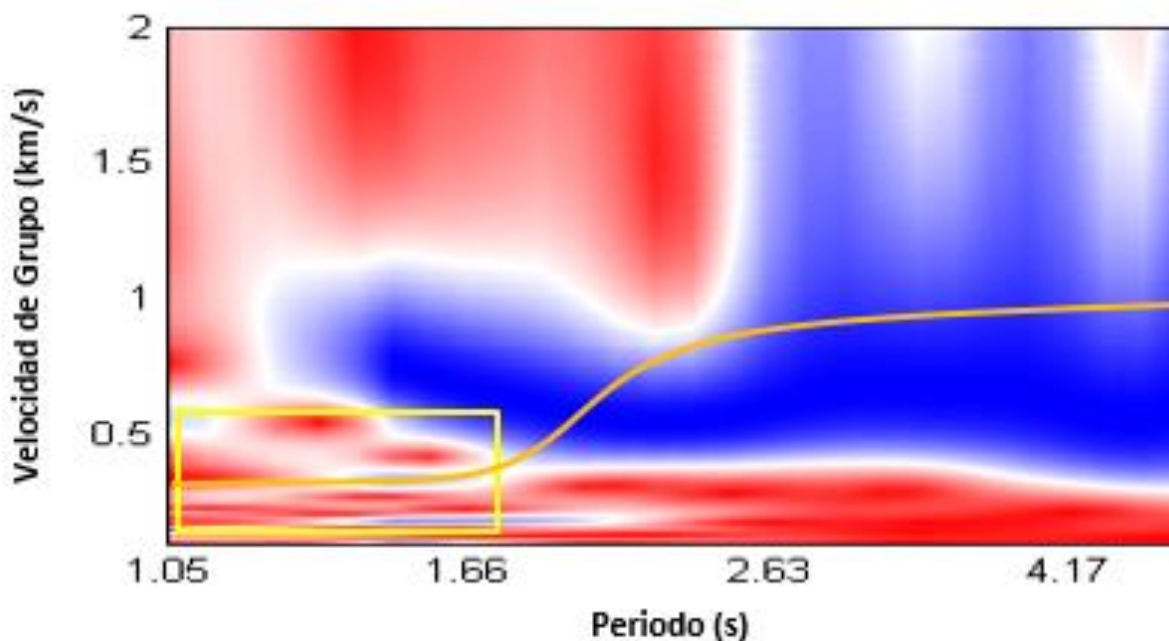


Figura 24 Secciones geológicas de la Ciudad de México. A) Sección norte-sur. B) Sección este-oeste, norte. C) Sección este-oeste, sur (Modificada de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera, 1989).

En la Figura 27 se muestran los perfiles de velocidad entre las proyecciones de las estaciones de la línea de sensores en los tres perfiles geológicos. Se puede observar que la mayoría de los contactos geológicos se acoplan bien a los contrastes de velocidad de los perfiles salvo en algunas profundidades donde se encuentran ligeras discrepancias.

Con respecto al perfil LAX14-LAX16, la curva de dispersión sugiere velocidades de hasta 800 m/s en los periodos cercanos a 1 segundo (Figura 25a). Aun así, Santoyo *et al.* (1996) reportan en el pozo Roma-1 velocidades que parten de 80 hasta 400 m/s en los primeros 60 metros.

a)



b)

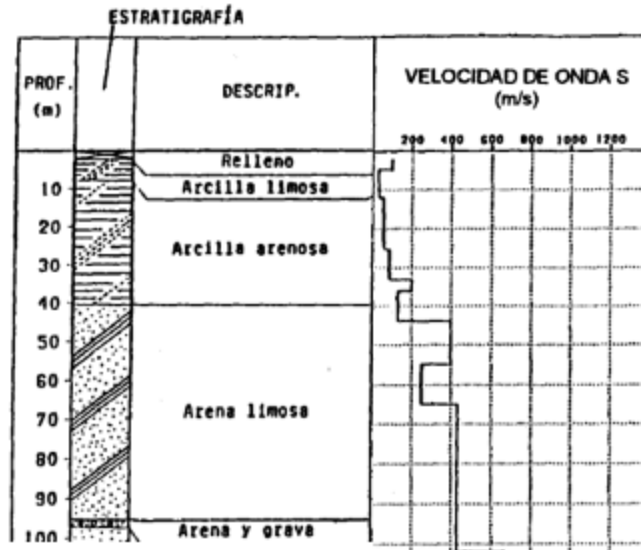


Figura 25 a) Curva de dispersión de los pares LAX16-LAX17. En el recuadro amarillo se aprecian las máximas amplitudes de 1 a 1.67 segundos. b) Perfil de velocidad de onda de corte del pozo Roma-1 reportado por Santoyo et al. (1996).

Para obtener un modelo de velocidad coherente con la zona, se extrajeron los máximos de amplitud del diagrama de dispersión en la zona mostrada en el recuadro amarillo de la Figura 25a. En el diagrama de dispersión no se definen bien los máximos de amplitud. Para verificar la existencia de velocidades bajas se obtuvo la curva de dispersión del pozo Roma-1 (Figura 25b) con ayuda del software *gplivemodel* de Geopsy®.

Este software calcula una curva de dispersión teórica ingresando parámetros como el número de capas, los espesores, las velocidades de onda P y S y las densidades. En la Figura 26 se muestra la curva de dispersión del pozo y se puede observar que de 1 a 1.6 segundos la velocidad incrementa de 200 a 500 m/s. Esta curva es superpuesta en el diagrama de dispersión de la Figura 25b para comprobar la existencia de velocidades bajas.

La información del pozo Roma-1 es fiable debido a la cercanía que tiene con respecto a la línea formada por el par de sensores. El pozo se encuentra ubicado sobre la avenida Álvaro Obregón esquina con avenida Cuauhtémoc. Eso quiere decir que dista aproximadamente 40 metros de la línea entre las estaciones LAX14-LAX16

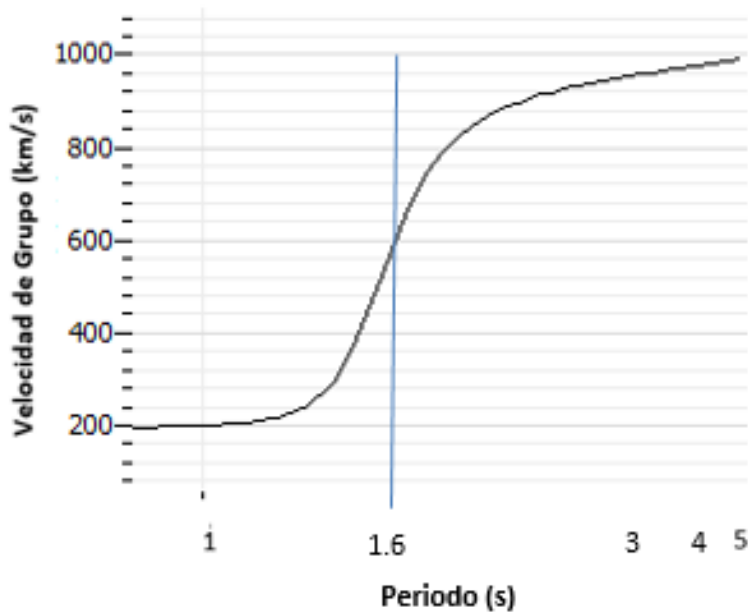


Figura 26 Curva de dispersión del pozo Roma-1. El eje de las abscisas está en escala logarítmica.

En los perfiles de velocidad calculados (Figura 27), la capa somera de sedimentos lacustres y aluviales oscila entre 14 a 59 metros en la zona sur del perfil (entre las estaciones LAX6-LAX10). La parte más gruesa de la capa somera con un espesor de aproximadamente 60 metros se encuentra entre las estaciones LAX14 y LAX16. Ubicadas entre los límites de la alcaldía de Benito Juárez y la alcaldía de Cuauhtémoc.

En la segunda capa existe una interestratificación de las unidades *El Pino* y *Qpp*. La combinación de los depósitos de aluvión con lentes de fragmentos piroclásticos y las secuencias de composición basáltica andesítica forman una capa con un espesor promedio de 281 metros y un rango de velocidades de 350 a 820 m/s.

En la tercera capa de todos los perfiles se observa que hay un potente estrato de entre 700 a 1000 metros de espesor en un rango de velocidad de 700 a 1700 m/s. Seguido a esta, se encuentra la cuarta capa con un espesor promedio de 1220 metros y un rango de velocidades de 951 a 1652 m/s. Estas capas sobrepuestas en la sección

geológica atraviesan las litologías *Tppc* y *Tmv*, esto se debe a que ambas son secuencias que contienen tobas y brechas volcánicas que están interestratificadas con derrames lávicos de composición andesítica y dacítica.

La diferencia radica en que la unidad *Tmv* es de origen volcánico formado en el Mioceno Medio y Tardío y la unidad *Tppc* está formada por depósitos aluviales derivados de la actividad volcánica del Mioceno y el Plioceno acompañadas por flujos piroclásticos.

El contacto con las calizas de la formación Morelos y la formación Cuautla se encuentra en una profundidad aproximada entre 2500 y 3000 metros y está en un rango de velocidades entre 1200 y 2500m/s. En la Figura 21a se muestra que, como en los perfiles de velocidad de todos los pares, la última capa que corresponde al semiespacio homogéneo no presenta un contacto aproximado con la litología que está descrita en la sección (calizas de la Formación Morelos).

En los resultados, el contacto debería existir a una profundidad de aproximadamente 3000 metros desde la superficie. Pero como se menciona anteriormente, las secciones geológicas no están orientadas sobre el arreglo de sensores. Aun así, las proyecciones de los perfiles de velocidad sobre la sección ayudan mucho para correlacionar la configuración geológica del subsuelo con los perfiles de velocidad calculados.

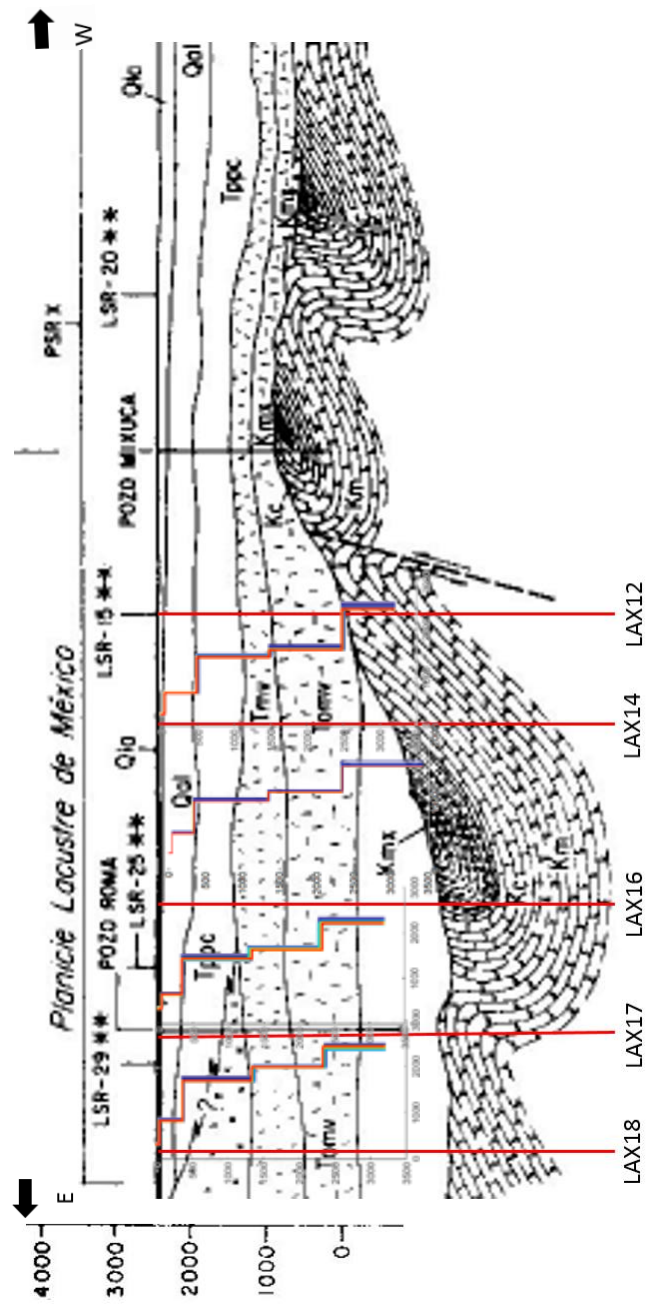
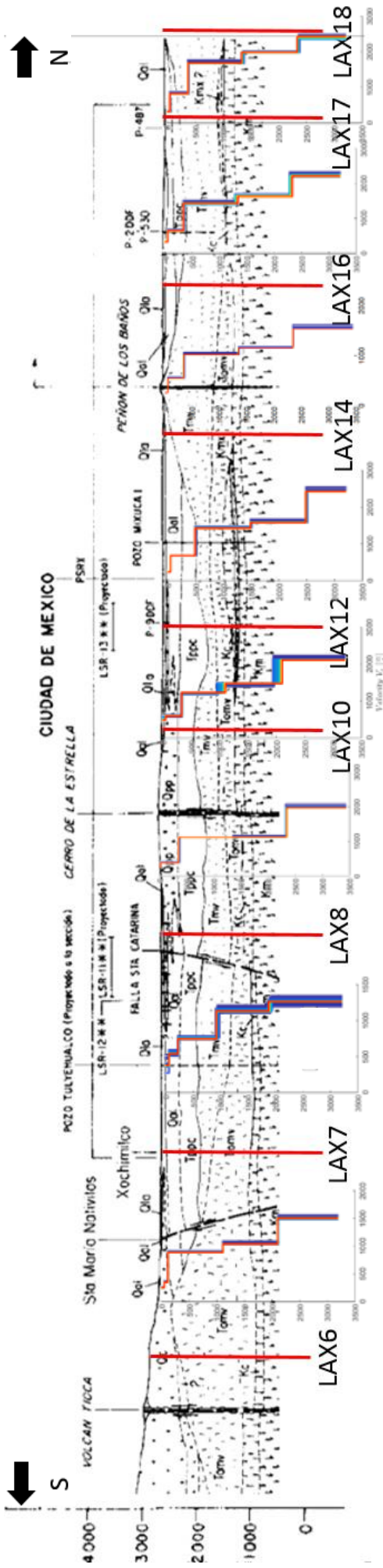


Figura 27 Secciones geológicas de la Ciudad de México A (superior) y B (inferior) con las proyecciones de línea de sensores con el perfil de velocidad de onda de corte. El perfil fue tomado y modificado de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989).

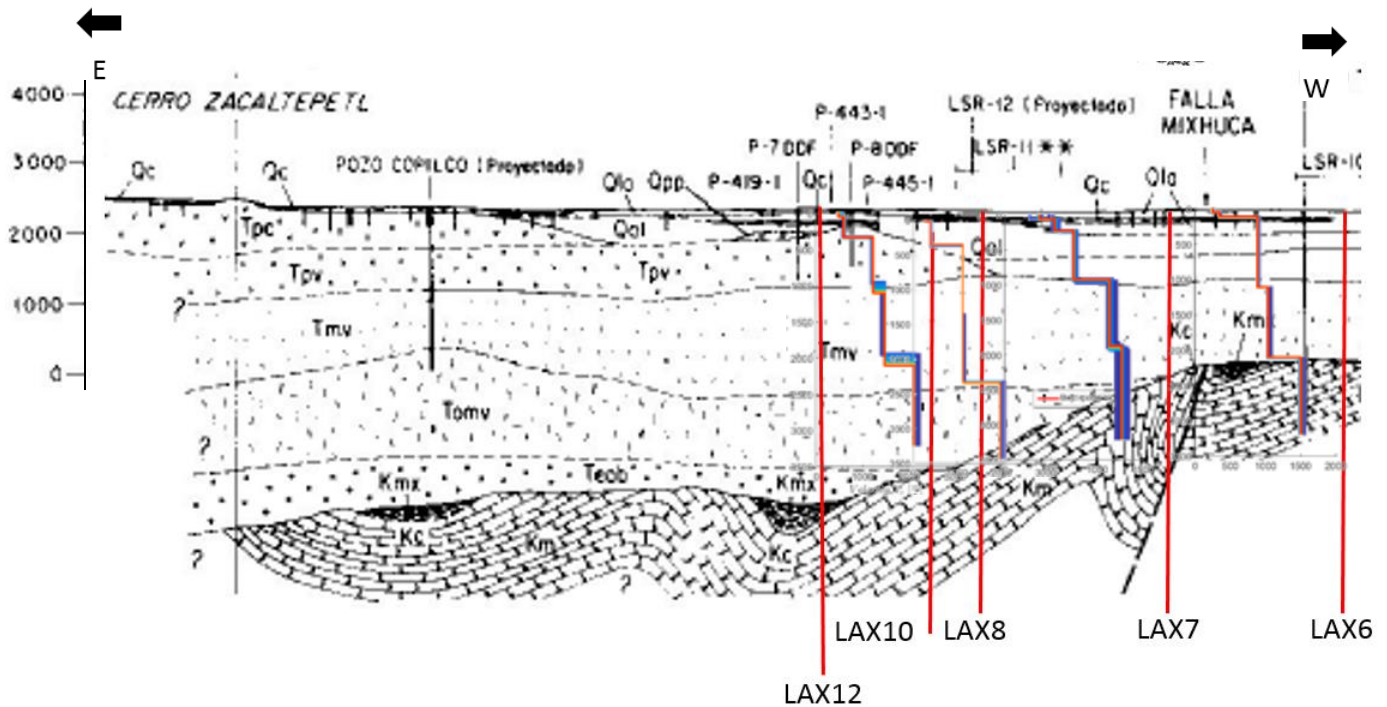


Figura 28 Sección geológica C de la Ciudad de México con las proyecciones de línea de sensores con el perfil de velocidad de onda de corte. El perfil fue tomado y modificado de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989).

Para tener una visualización propia del perfil (Figura 27), se utilizó el software SURFER™ para interpolar todos los perfiles de velocidad de la línea de estudio. El método que se utilizó fue *natural neighbor*. Este funciona hallando el subconjunto de muestras de entrada más cercano a un punto de consulta y aplica ponderaciones sobre estas basándose en áreas proporcionales para interpolar un valor.

El método del *natural neighbor* tiene la característica de que es local, por lo que no infiere tendencias ni produce picos o depresiones y suaviza la interpolación excepto en las ubicaciones de las muestras de entrada.

En la Figura 29 se muestran picos en las zonas donde están situados en su mayoría donde están los sensores. Si el perfil que obtenemos se encuentra teóricamente en medio de los sensores, los extremos de cada perfil generarán un pico debido a que los espesores y las velocidades varían en cada perfil por lo tanto son tomados en cuenta como muestras de entrada.

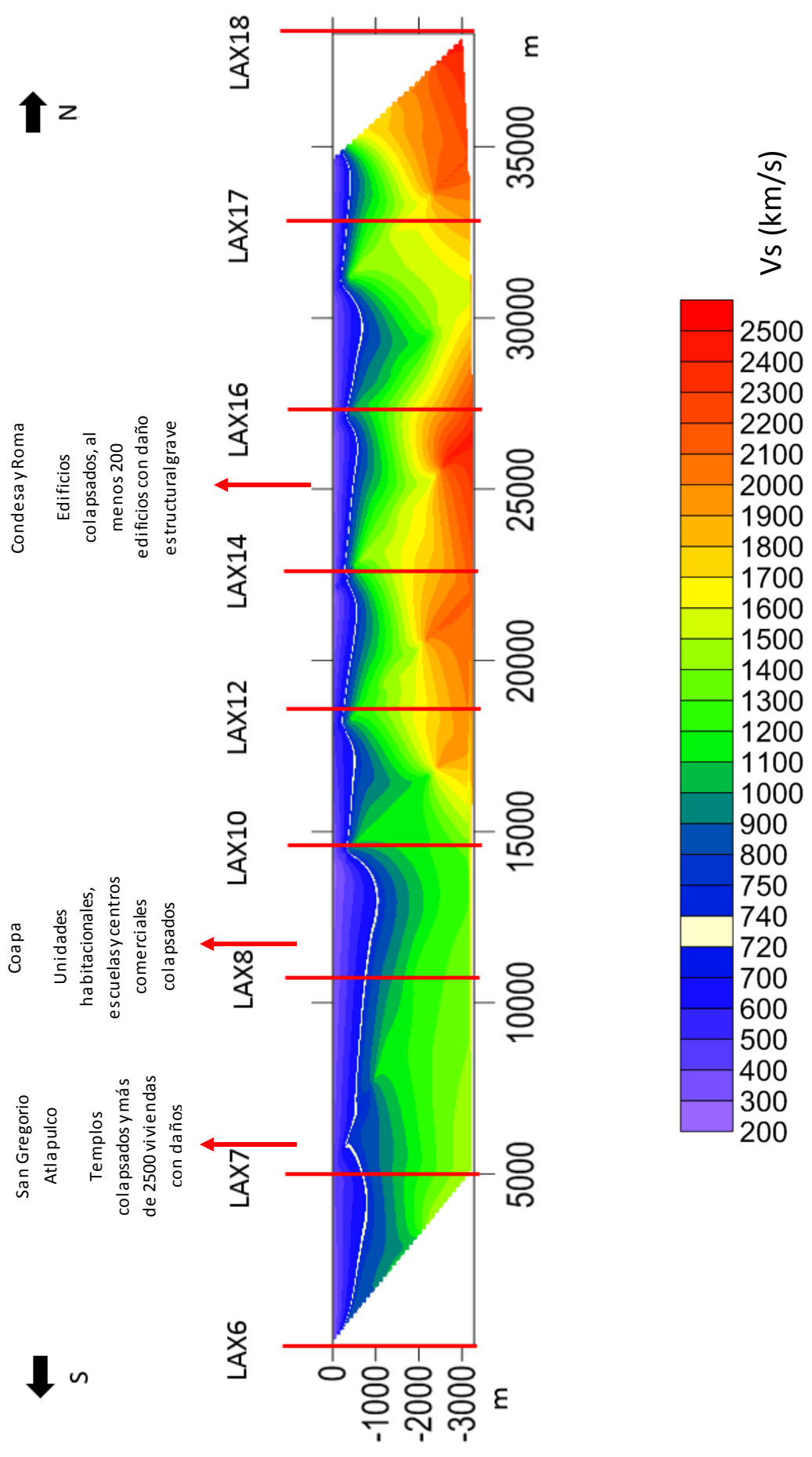


Figura 29 Modelo interpolado de la cuenca del Valle de México. Las barras de color rojo indican la ubicación de los sensores. La línea blanca representa el basamento ingenieril.

5.3 Discusión de resultados

La recuperación de la función de Green utilizando el método de correlaciones cruzadas entre pares de estaciones es ampliamente utilizado en la exploración sísmica. Este método ha sido utilizado en diversas investigaciones para conocer las propiedades de las ondas difusas (que son solución de la ecuación de difusión) (Campillo & Paul, 2003) así como para conocer la estructura de la Tierra (Shapiro & Campillo, 2004) y ha arrojado buenos resultados.

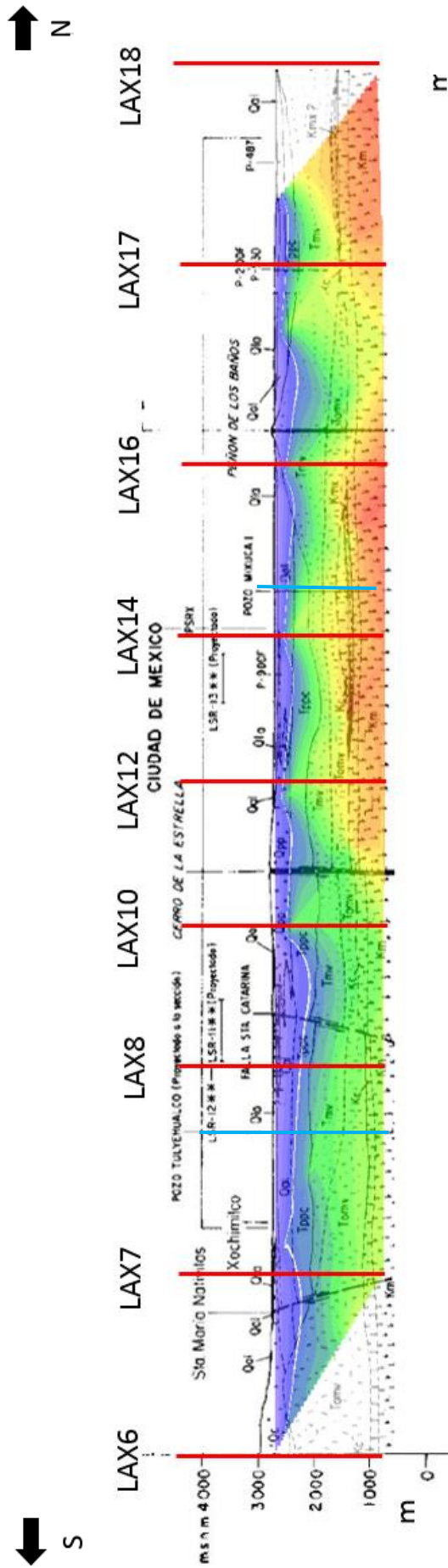
En este trabajo se utilizó la componente radial para calcular las correlaciones cruzadas. Usualmente en la obtención de la función de Green se utilizan las componentes verticales debido a que no hay necesidad de realizar una rotación de componentes y se garantiza la recuperación de ondas Rayleigh. A su vez al realizar una rotación de componentes y utilizando la componente radial también se recuperan ondas Rayleigh.

Las características dispersivas del medio que se observan en las curvas obtenidas muestran velocidades bajas en las altas frecuencias (cerca de 1 Hz) de aproximadamente 250 m/s. El comportamiento de las curvas en el rango de frecuencias de 0.2 a 0.66 Hz sugiere un incremento en la velocidad que no sobrepasa los 1.3 km/s. Los modelos de velocidad obtenidos a través de la inversión de las curvas de dispersión están compuestos por 4 capas y un semiespacio homogéneo.

En la Figura 30b se muestra una tabla con los espesores y la velocidad de cortante. Esto se puede correlacionar con la composición geológica de la cuenca descrita por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), en la cual los materiales de baja velocidad en las capas someras corresponden a arcillas saturadas de agua combinadas con sedimentos aluviales.

Por otra parte, el incremento gradual de velocidad corresponde a los estratos tobas, brechas volcánicas de composición dacítica y arcillas depositadas en conjunto con las coladas de lava hasta llegar a las calizas plegadas de la formación Morelos (Figura 27 y 28).

a)



b)

Capa	Espesor (m)		Velocidad (m/s)		Interpretación litológica
	Espeor mínimo (m)	Espeor máximo (m)	Velocidad mínima (m/s)	Velocidad máxima (m/s)	
1	14.41	60	240	754.3	Sedimentos lacustres (arcilla, limo y arenas) y aluviales con lentes de piroclásticos
2	62.25	500	347.6	820.4	Depósitos piroclásticos y clásticos fluviales interdigitados con unidades volcánicas
3	702.5	1000	747.1	1685	Coladas de lava de composición andecítica-riolítica
4	951.6	1652	1038	2143	Secuencias de tobas, brechas volcánicas con derrames lávicos
5	∞	∞	1268	2576	Calizas fosilíferas y dolomías interestratificadas

Figura 30 Superposición del perfil interpolado con la sección geológica A de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989). b) Tabla con las capas del perfil interpolado y su interpretación geológica.

Con respecto al párrafo anterior, en la Figura 30 se pueden observar dos depresiones. Una depresión se encuentra en la región sur del perfil, entre las estaciones LAX7 a LAX10 que se encuentran localizadas en la alcaldía de Xochimilco.

La zona donde se encuentra la depresión sur abarca desde la laguna de Caltongo hasta la colonia Culhuacán. Estos lugares reportaron colapsos y daños estructurales en construcciones de hasta 4 niveles. Por otro lado, en la depresión norte se encuentran las colonias Doctores, Roma Sur, Roma Norte y Condesa. Este lugar sufrió el mayor número de colapsos, edificios con riesgo de colapso y daños estructurales en edificios de hasta 5 niveles.

En la Figura 29 se muestra que en las zonas donde se presentaron daños. Existe una relación entre los daños ocasionados por el sismo y la profundidad del basamento ingenieril. El basamento ingenieril es la capa donde la velocidad de propagación de las ondas de cortante vale al menos 720 m/s (CFE, 2008). En los perfiles obtenidos el basamento ingenieril se encuentra a una profundidad promedio de 300 metros. Esto es debido a que la separación entre los sensores no permite una definición a detalle de las capas someras. A pesar de esto, el perfil es buen indicador para profundizar la investigación de las zonas indicadas en el futuro.

La geología de la Ciudad de México es heterogénea tanto en la superficie como a profundidad, por lo tanto, se comparó una parte de los resultados de Rivet *et al.* (2015), quienes realizan algunos perfiles de velocidad de onda de corte utilizando correlaciones cruzadas entre pares de estaciones. Las estaciones son pertenecientes a los experimentos MASE (MesoAmerica Seismic Experiment) y VMEX (Valley of Mexico Experiment).

En ese trabajo la autora correlaciona y apila hasta 2 años de registros de ruido sísmico ambiental que dieron como resultado una función de Green. Con la cual se observaron los fenómenos dispersivos en un rango de periodo de 1 a 3 segundos, en contraste con los 7 días de grabación en este trabajo. Se ha demostrado que aproximadamente con 60 horas de grabación continua el margen de error de los resultados al utilizar sismómetros de banda ancha ronda por el 0.01% (Dionicio-Sánchez, 2019).

En la Figura 31 se hace la comparación de uno de los perfiles obtenidos por Rivet *et al.* (2015). La estructura de velocidades comparada fue entre el par LAX14-LAX16 y el par de estaciones CIRE-MULU (Rivet *et al.*, 2015).

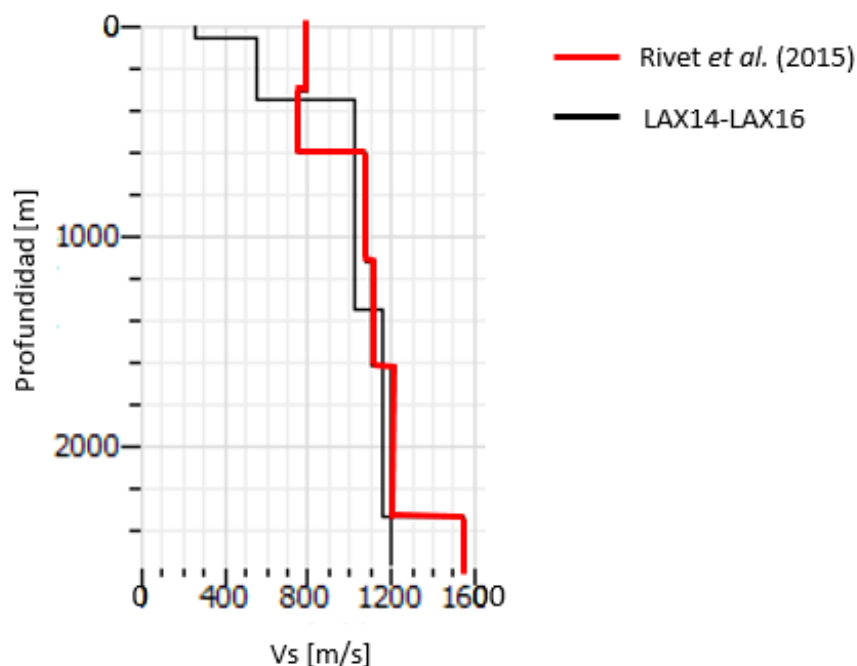


Figura 31 Comparación de los perfiles de velocidad de onda de corte. Se puede observar que en las capas intermedias las velocidades son similares.

En los dos perfiles se observan las similitudes de la primera y segunda además de la tercera y cuarta capa del perfil de Rivet *et al.* (2015) con la segunda y tercera capa del perfil del par de estaciones LAX14-LAX16 respectivamente. Las similitudes en el espesor y la velocidad pueden observarse claramente en la Tabla 3.

Capa	Rivet <i>et al.</i> (2015)		LAX14-LAX16	
	Vs(m/s)	h(m)	Vs(m/s)	h(m)
1	830	300	260	60
2	750	300	550	500
3	1080	515	1023	1000
4	1100	500	1160	1000
5	1200	500	1541	-

Tabla 3 Comparación y similitudes en los espesores y velocidades entre el perfil de Rivet *et al.* (2015) y el modelo de velocidades de las estaciones LAX14-LAX16.

En la Figura 30 se muestran las proyecciones de dos pozos perforados por PEMEX en color cian. Son los pozos Tulyehualco-1 y Mixuca 1 con los cuales se realizó una comparación de velocidad de onda de corte.

Con los pozos perforados por PEMEX (1988), Fabela-Rodríguez (2009) muestra los modelos de velocidad de onda S encontrados. Los modelos de velocidad de los pozos Tulyehualco-1 y Mixuca-1 son comparados con los modelos obtenidos de los pares LAX7-LAX8 y LAX14-LAX16 respectivamente.

Capa	Pozo Tulyehualco-1		LAX7-LAX8	
	Vs(m/s)	h(m)	Vs(m/s)	h(m)
1	80	100	370	60
2	600	300	540	160
3	1000	500	750	700
4	3000	-	1140	950
5	-	-	1270	-

Tabla 4 Comparación y similitudes en los espesores y velocidades entre el pozo Tulyehualco-1 (Fabela-Rodríguez, 2009) y el modelo de velocidades de las estaciones LAX7-LAX8.

En la Tabla 4 se muestra la comparación entre los perfiles del Pozo Tulyehualco-1 y LAX7-LAX8. Se observa que la segunda y tercera capa de los modelos de velocidad tienen características similares. Es importante señalar que se trata de una proyección del pozo sobre el perfil geológico y por ende del perfil de velocidad elaborado. Aun así, se muestra que existe una continuidad en esas dos capas como se muestra en la Tabla 5. En ésta se comparan los perfiles del Pozo Mixuca-1 y el perfil LAX14-LAX16.

Las discrepancias de velocidad después de la tercera capa son desconocidas ya que no se cuenta con información disponible para realizar la comparación. Las diferencias de velocidad de las capas superficiales del modelo obtenido y los trabajos realizados anteriormente sugieren heterogeneidades laterales en la cuenca.

Capa	Pozo Mixuca-1		LAX14-LAX16	
	Vs(m/s)	h(m)	Vs(m/s)	h(m)
1	80	50	260	60
2	700	450	550	500
3	1000	500	1020	1000
4	3000	-	1160	1000
5	-	-	2570	-

Tabla 5 Comparación y similitudes en los espesores y velocidades entre el pozo Mixuca-1 (Fabela-Rodríguez, 2009) y el modelo de velocidades de las estaciones LAX14-LAX16.

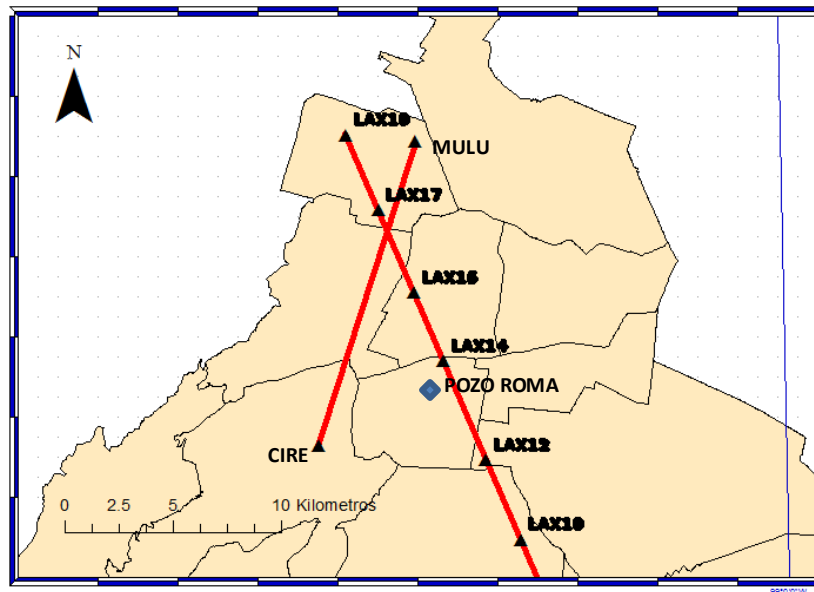


Figura 32 Localización de la línea de sismómetros, la sección CIRE-MULU (Rivet et al., 2015) y el pozo Roma-1.

5.4 Conclusiones

En cuanto al método utilizado, se logró recuperar la función de Green con la componente radial de 168 horas de registro continuo de ruido sísmico ambiental. Con el análisis tiempo-frecuencia se observaron los fenómenos dispersivos en un rango de periodo de 1 a 5 segundos. Posteriormente, con la inversión de las curvas de dispersión se obtuvieron los modelos con los que se construyó el perfil de velocidad de onda de corte.

Se obtuvieron 8 modelos de velocidad de onda de corte que fueron ensamblados para generar un perfil que cruza la cuenca de México. Con este perfil se logró caracterizar numéricamente la estructura de velocidades hasta una profundidad de 2440 metros. La distribución de las capas someras depende de la localización del arreglo. Como se muestra anteriormente, la comparación con estas capas difiere.

Esto se puede explicar debido a que la distribución de los estratos de sedimentos lacustres y aluviales no es uniforme en toda la cuenca. Así como las propiedades petrofísicas (porosidad, contenido de arcilla, saturación de agua, densidad, etc.) pueden variar de un punto a otro en el arreglo de sensores y en los perfiles comparados.

Para mitigar la incertidumbre se recomienda disminuir la distancia entre los sensores para poder tener una mejor resolución del perfil. Además de utilizar un mayor número de sensores para poder obtener más información y detallar con precisión la estructura de velocidades en la cuenca.

La variación de velocidad fue correlacionada con las secciones geológicas propuestas por Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989) (Figura 27). Las capas someras de la cuenca presentan un rango de velocidades entre 240 y 750 m/s que corresponden a sedimentos lacustres y aluviales que están interestratificados con depósitos piroclásticos (Arce *et al.*, 2019).

Para las capas intermedias las velocidades corresponden geológicamente a productos volcánicos de cuatro periodos (Eoceno, Mioceno, Plioceno y Pleistoceno) (Arce *et al.*, 2019) cuyas velocidades están en un rango de 800 a 1700 m/s. En cuanto a las capas profundas las velocidades varían entre 1270 y 2580 m/s que le atañen a rocas calcáreas.

Aunque la sección geológica no tiene la misma orientación del perfil de velocidad, nos aporta una buena referencia con respecto a la estratigrafía de la cuenca. Las variaciones de velocidad son congruentes con la composición de los estratos, desde las capas superficiales hasta las profundas.

Los modelos de velocidad fueron comparados con trabajos realizados en la cuenca obtenidos con métodos directos e indirectos. Se muestran similitudes en las capas intermedias de los modelos de velocidad y notables diferencias en la parte superficial. Aunque los modelos comparativos se encuentren cercanos al perfil de velocidad, las discrepancias sugieren cambios en la composición litológica de las capas superficiales.

Se recomienda una instrumentación más densa para obtener un mayor nivel de detalle. Aun así, la interferometría de sismica pasiva ha demostrado ser una técnica económica, de fácil instalación y fiable en la estimación de modelos de propagación de ondas superficiales y en la construcción de estructuras de velocidad de onda de corte.

Referencias

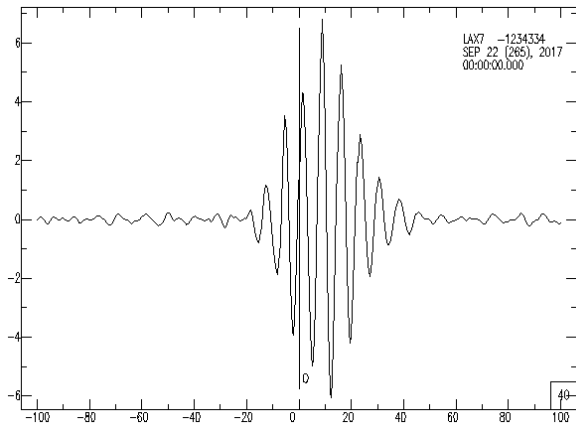
- Arce, J., Layer, P., Macías, J., Morales-Cacique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, F., & Vásquez-Serrano, A. (2019). Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Maps*, 1744-5647.
- Auvinet, G., Méndez, E., & Juárez, M. (2017). *El subsuelo de la Ciudad de México*. México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bard, P. (1999). Microtremor measurements: A tool for site effect estimation? *The effects of surface geology on seismic motion*, 1251-1279.
- Bard, P., Campillo, M., Chávez-García, F., & Sánchez-Sesma, F. (1988). A theoretical investigation of large and small-scale amplification effects in the Mexico City valley. *Earthquake Spectra*, 608-633.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moschetti, M., . . . Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int*, 1239-1260.
- Bonnefoy-Cludet, S., Cotton, F., & Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies, a literature review. *Earth-Science Reviews*, 205-227.
- Campillo, M., Sánchez-Sesma, F., & Aki, K. (1989). Influence of small lateral variations of a soft superficial layer. *Journal of Soil Dynamics Earthquake Engineering*.
- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. *Science*, 547-549.
- CFE. (2008). *Manual de diseño de obras civiles: Diseño por sismo*. México: Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Morelos.
- Chávez-García, F., & Montalva, G. (2014). Site effects for Geotechnical Engineers, case study ar Parkway valley. *Obras y Proyectos*, 6-30.
- Cordero Calle, S. (2003). Deconvolución de Sismogramas digitales por división espectral filtrado inverso y simulación de sismogramas digitales. *Compendio de Trabajos de Investigación*, 131-146.
- Corporation, Y. A., & Santoyo, M. (1996). *Estudios del subsuelo en el Valle de México*. México: Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). Seismic interferometry - turning noise into signal. *The Leading Edge*, 1082-1092.

- Dionicio-Sánchez, J. (2019). Ciente espectral V/H como indicador en la presencia de fluidos: Aplicación a un conjunto masivo de datos de ruido sísmico para una zona al oriente del país. *Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. México.*
- Dziewonski, A., Bloch, S., & Landisman, M. (1969). A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 427-444.
- Fabela-Rodríguez, O. (2009). *Modelado tridimensional de las estructuras geológicas de la cuenca de México y su influencia en la propagación de ondas sísmicas usando el método de las diferencias finitas*. México: Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- García-Jerez, A., Piña-Flores, J., Sánchez-Sesma, F., Luzón, F., & Pertou, M. (2016). A computer code for forward computation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption. *Computers & Geosciences*, 67-78.
- Goldstein, P., & Snoke, A. (2005). "SAC Availability for the IRIS Community". *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 227-283.
- Granados, I., Caló, M., & Ramos, V. (2017). NOISY DISPERSION CURVE PICKING (NDCP): A Matlab package for fully a controlled seismic surface wave picking. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2017*.
- Herrmann, R. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seism. Res. Lett.* 84, 1081-1088.
- Juárez, M., Auvinet, G., & Méndez, E. (2016). Geotechnical Zoning of Mexico Valley Subsoil. *Ingeniería Investigación y Tecnología*, 297-308.
- Lomnitz, C., Flores, J., Novaro, O., Seligman, T., & Esquivel, R. (1999). Seismic Coupling of Interface Modes in Sedimentary Basins: A Recipe for Disaster. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 14-21.
- M. Haney, M., Power, J., West, M., & Michaels, P. (2012). Causal Instrument Corrections for Short-Period and Broadband Seismometers. *Seismological Research Letters*, 834-845.
- Martínez-González, J. (2001). Optimización y ajuste de parámetros mediante el método simplex (Nelder-Mead). *1a Reunión de Usuarios de EcosimPro, UNED*.
- Montalvo-Arrieta, J., Reinoso, E., Aguirre, J., & Sánchez-Sesma, F. (2003). Comment on 'evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the valley of Mexico by Shapiro et al. (2001)'. *Geophys. J. Int.*, 1-7.

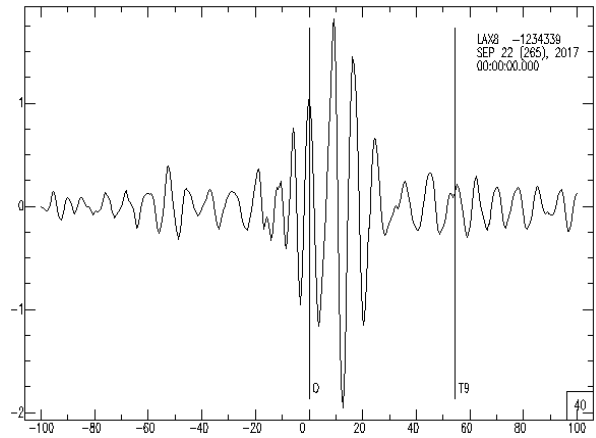
- Mooser, F., & Ramírez, M. (1987). Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, tectónica y vulcanotectónica. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*.
- Moro, G. D. (2014). *Surface Wave Analysis for Near Surface Applications*. ELSEVIER.
- Piña-Flores, J. (2015). Cálculo e inversión de cociente H/V a partir de ruido ambiental. *Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, México*.
- Pujol, J. (2003). *Elastic Wave Propagation and Generation in Seismology*. UK: Cambridge University Press.
- Rivet, D., Campillo, M., Sánchez-Sesma, F., Shapiro, N., & Singh, S. (2015). Identification of surface wave higher modes using a methodology based on seismic noise and coda waves. *Geophysical Journal International*, 856-868.
- Romo, M., & Seed, H. (1986). Analytical Modeling of Dynamic Soil Response in Mexico Earthquake of September 19th 1985. *Proceedings of International Conference on the 1985 Mexico Earthquake*, (págs. 148-162). Mexico City.
- Sánchez-Sesma, F. (2011). Campos difusos de Ondas Sísmicas en Medios Estratificados. *Sismociones Libres*, (pág. 1). Ciudad de México.
- Sánchez-Sesma, F., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., . . . Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for layered medium. *Geophysical Journal International*, 221-225.
- Santoyo, M., Yamashita Architects & Engineers Inc., & Oyo Corporation. (1996). *Estudios de subsuelo en el Valle de México*. México: Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Shapiro, N., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*.
- Shapiro, N., Singh, S., Almora, D., & Ayala, M. (2001). Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico. *Geophys. J. Int.*, 517-527.
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. UK: Blackwell Publishing.
- Strobbia, C. (2003). Surface Wave Methods: Acquisition, processing and inversion. *Tesis de Doctorado, Politecnico di Torino*.
- Tokimatsu, K., Tamura, S., & Kojima, H. (1992). Effects of Multiple Modes on Rayleigh Wave Dispersion Characteristics. *J. Geotech. Engrg.*, 1529-1543.
- Vázquez-Sánchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 133-190.

Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry. *Geophysics*, 75A195-75A209.

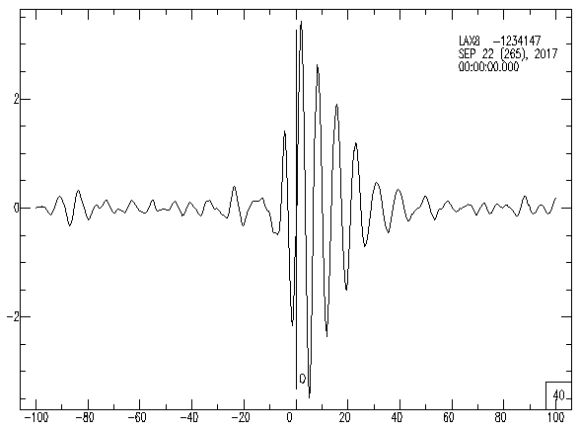
Anexo I. Funciones de Green recuperadas de las componentes radiales



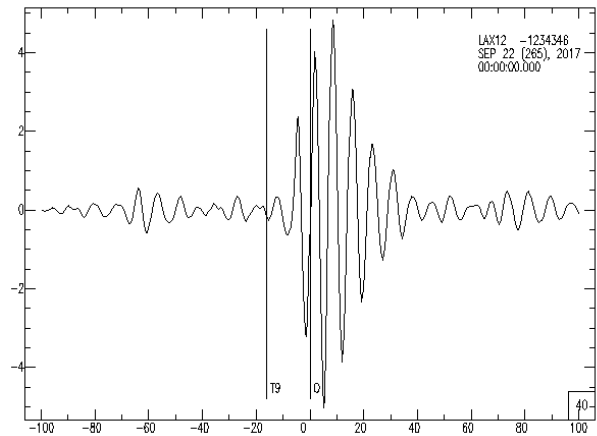
Función de Green del par de estaciones LAX6-LAX7 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.



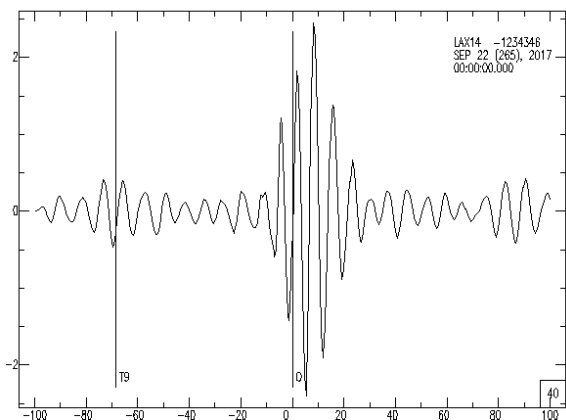
Función de Green del par de estaciones LAX7-LAX8 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.



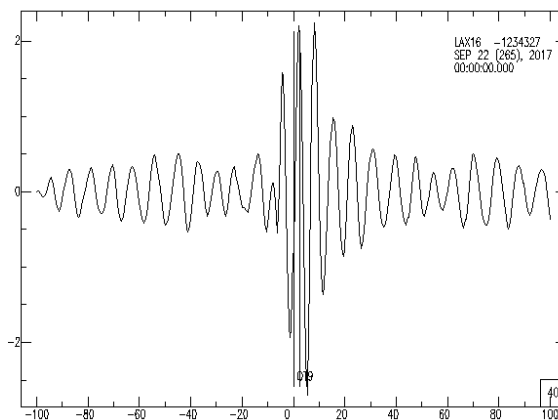
Función de Green del par de estaciones LAX8-LAX10 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.



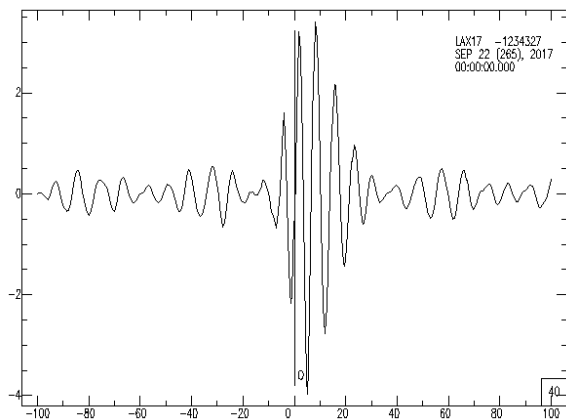
Función de Green del par de estaciones LAX10-LAX12 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.



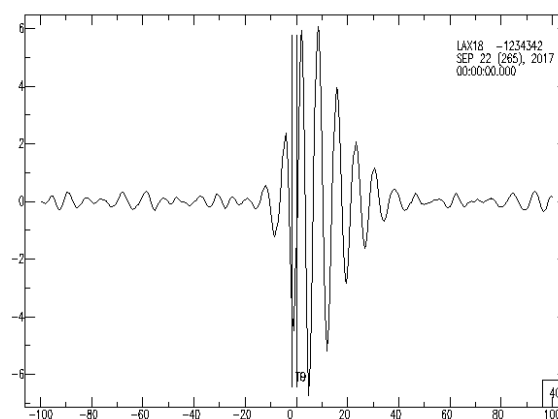
Función de Green del par de estaciones LAX12-LAX14 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.



Función de Green del par de estaciones LAX14-LAX16 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.

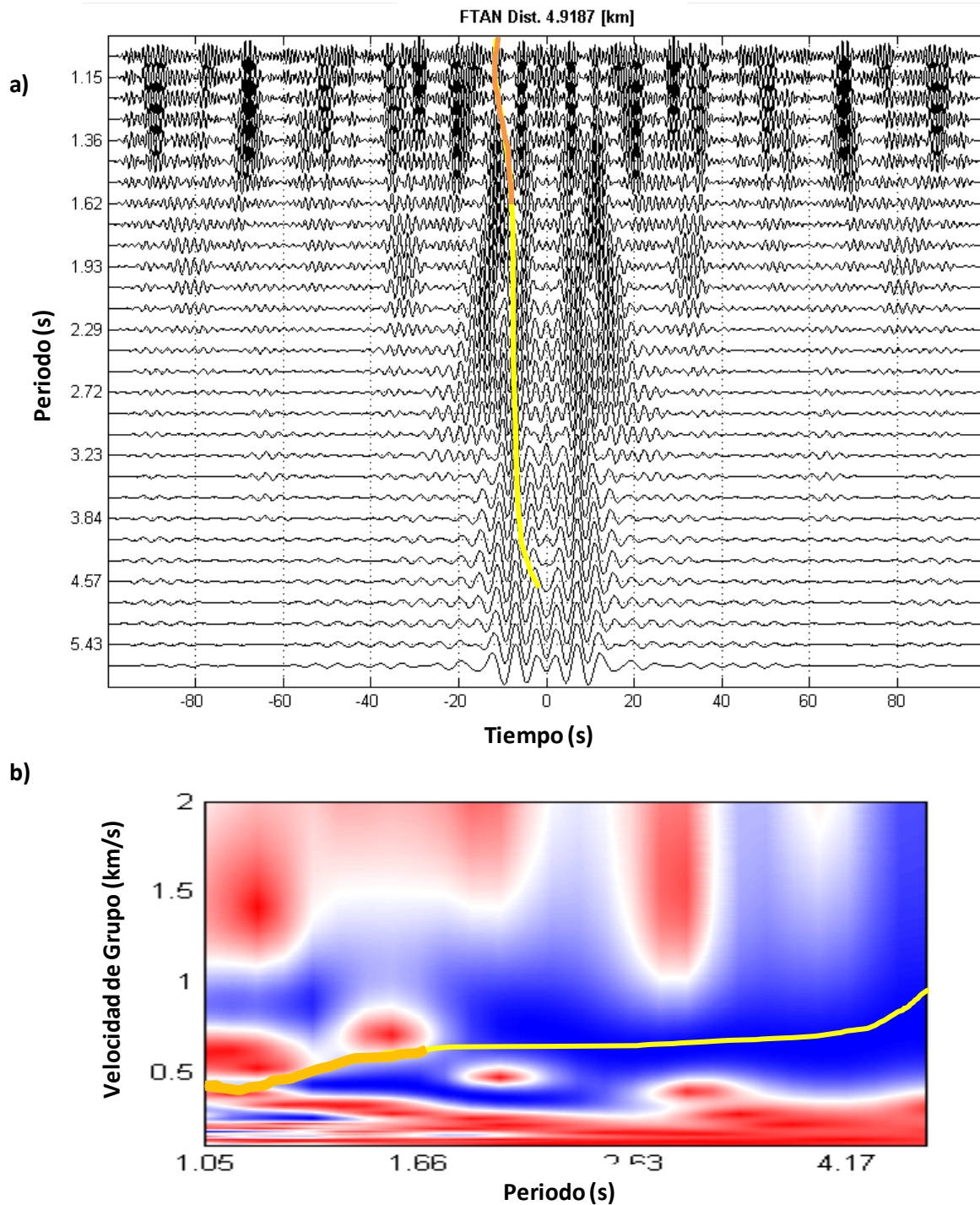


Función de Green del par de estaciones LAX16-LAX17 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.

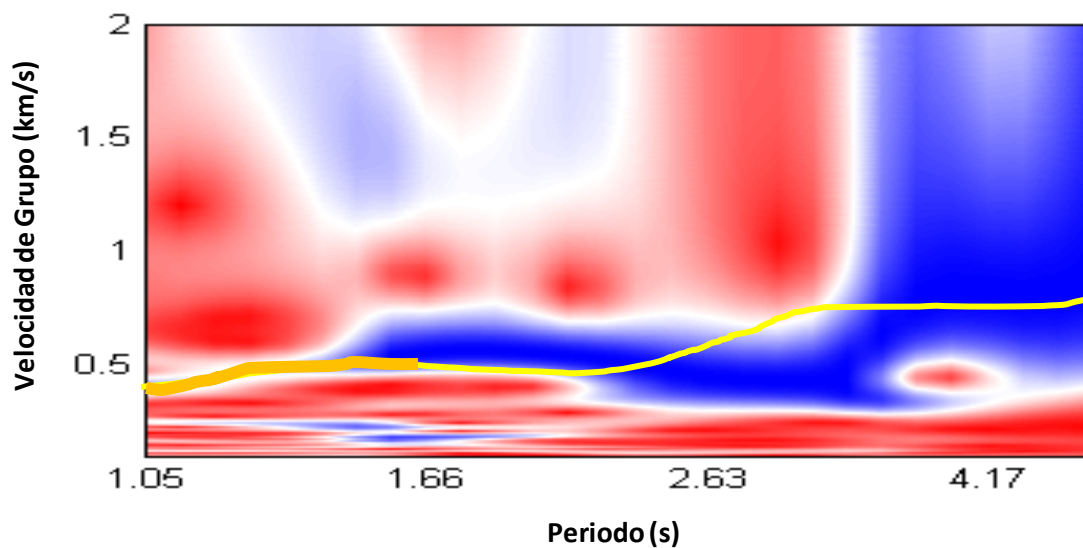
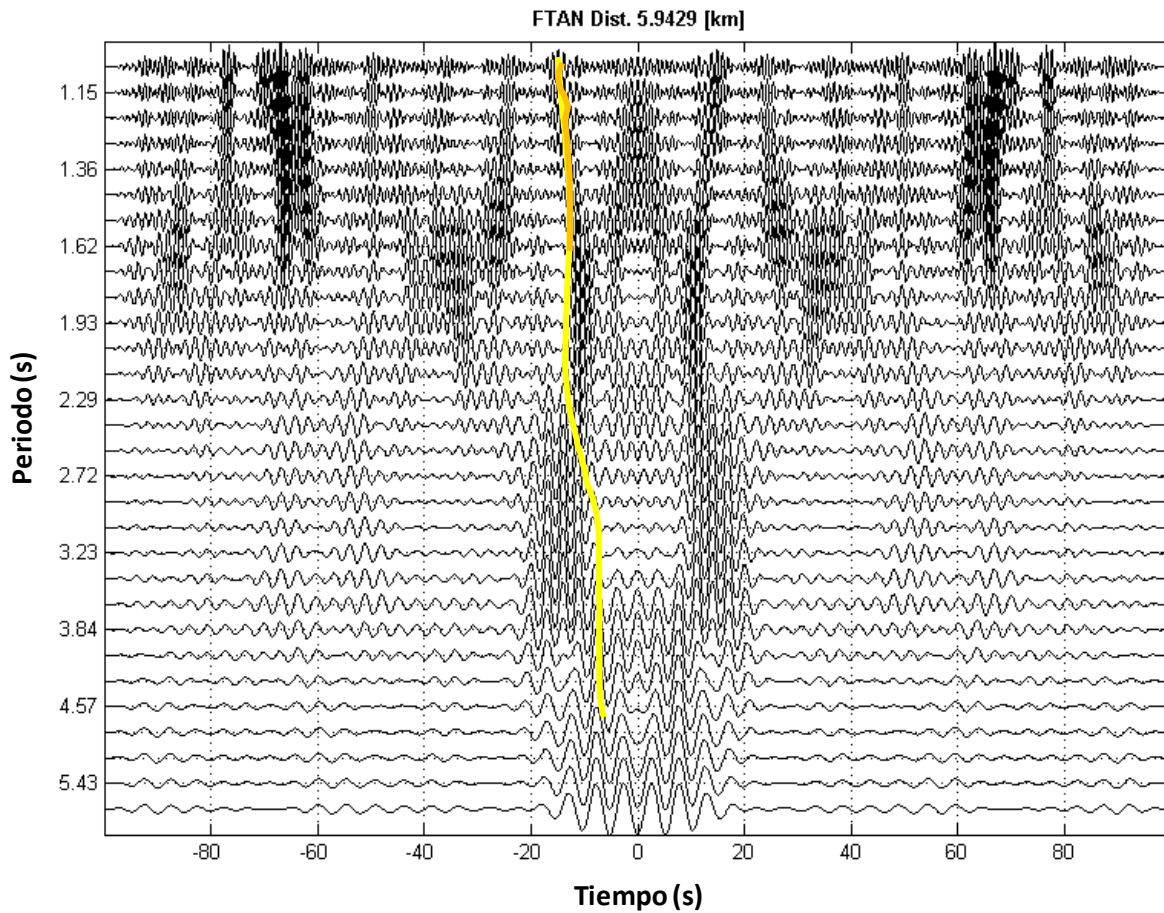


Función de Green del par de estaciones LAX17-LAX18 filtrada de 0.1 a 0.14 Hz.

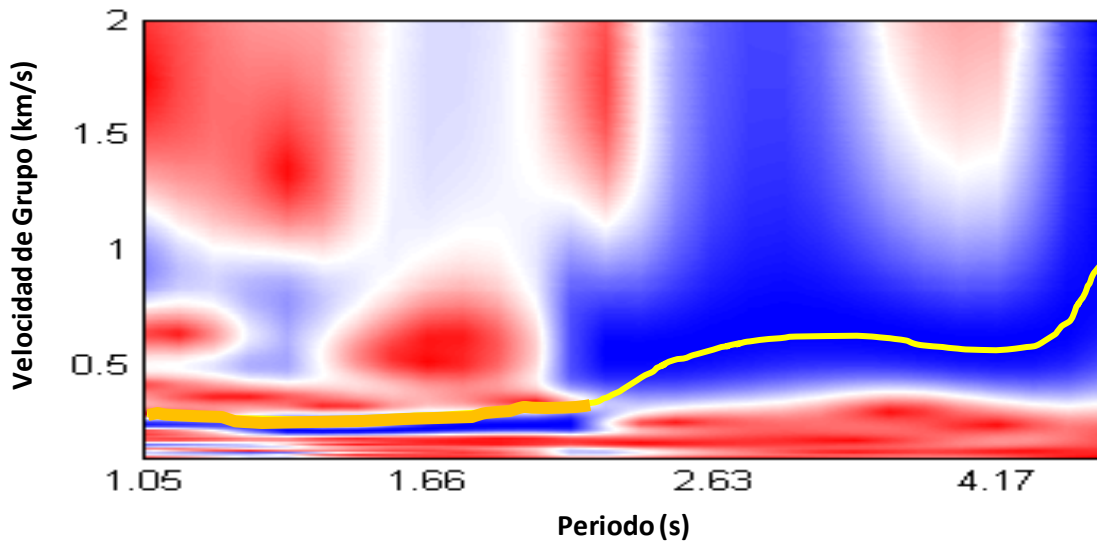
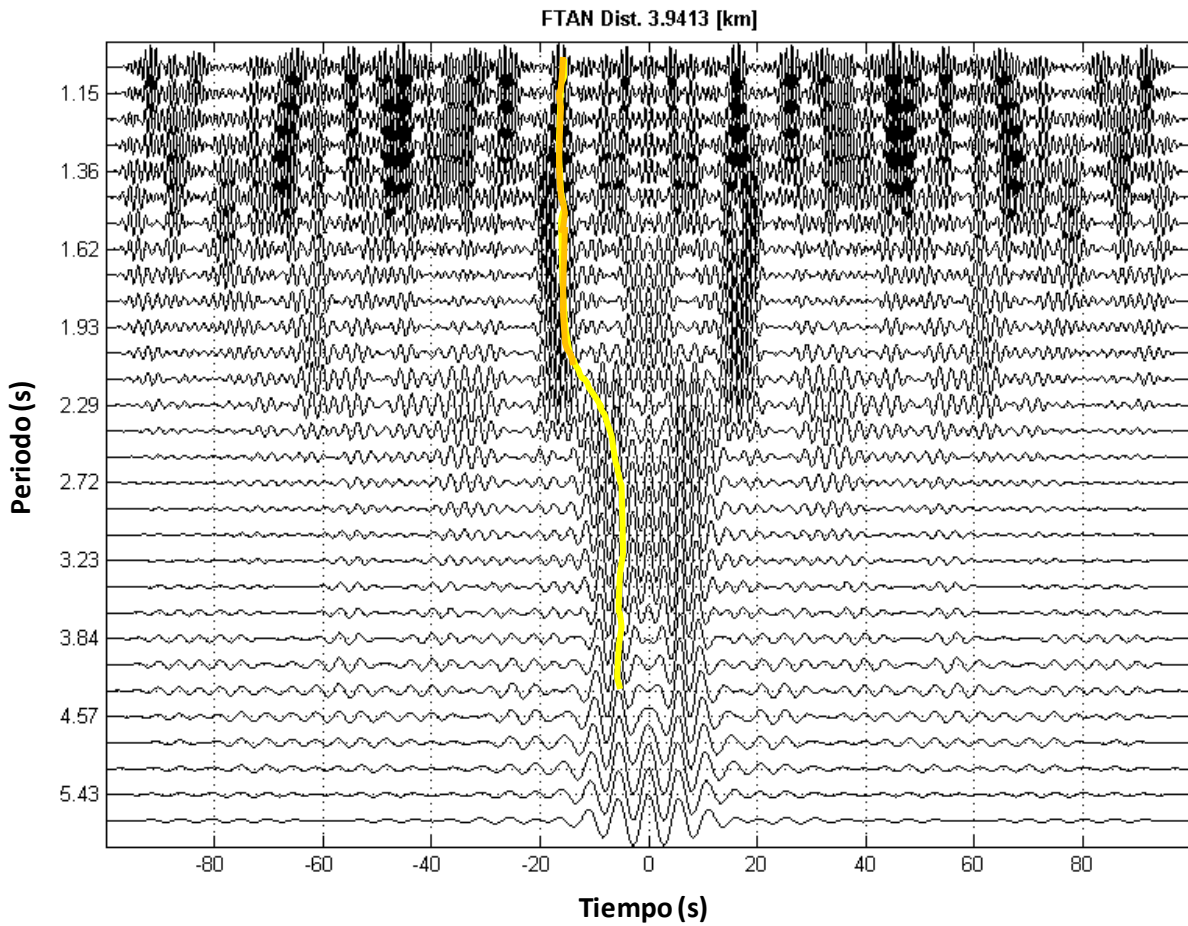
Anexo II. Correlogramas y curvas de dispersión de velocidad de grupo



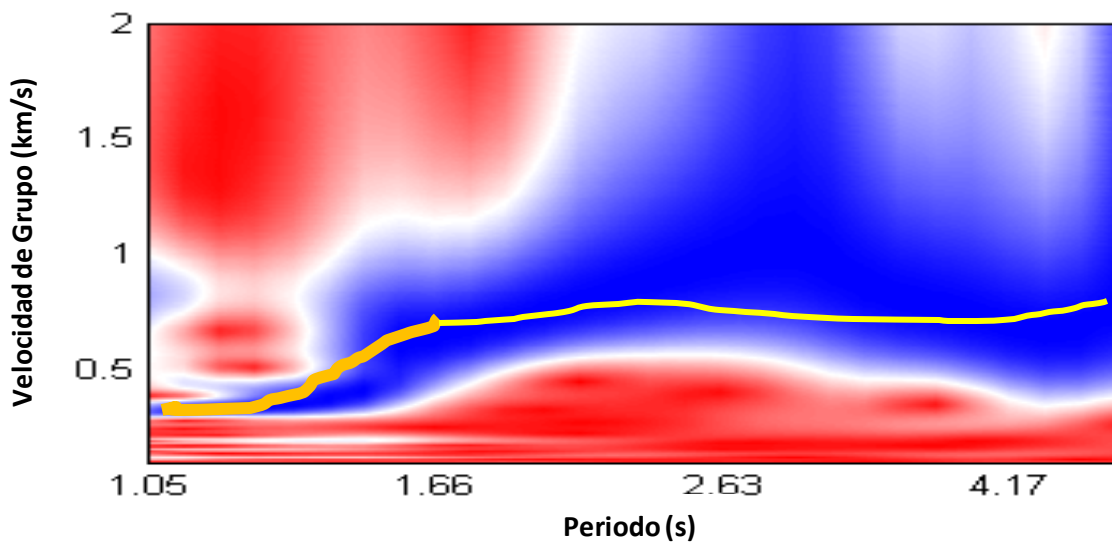
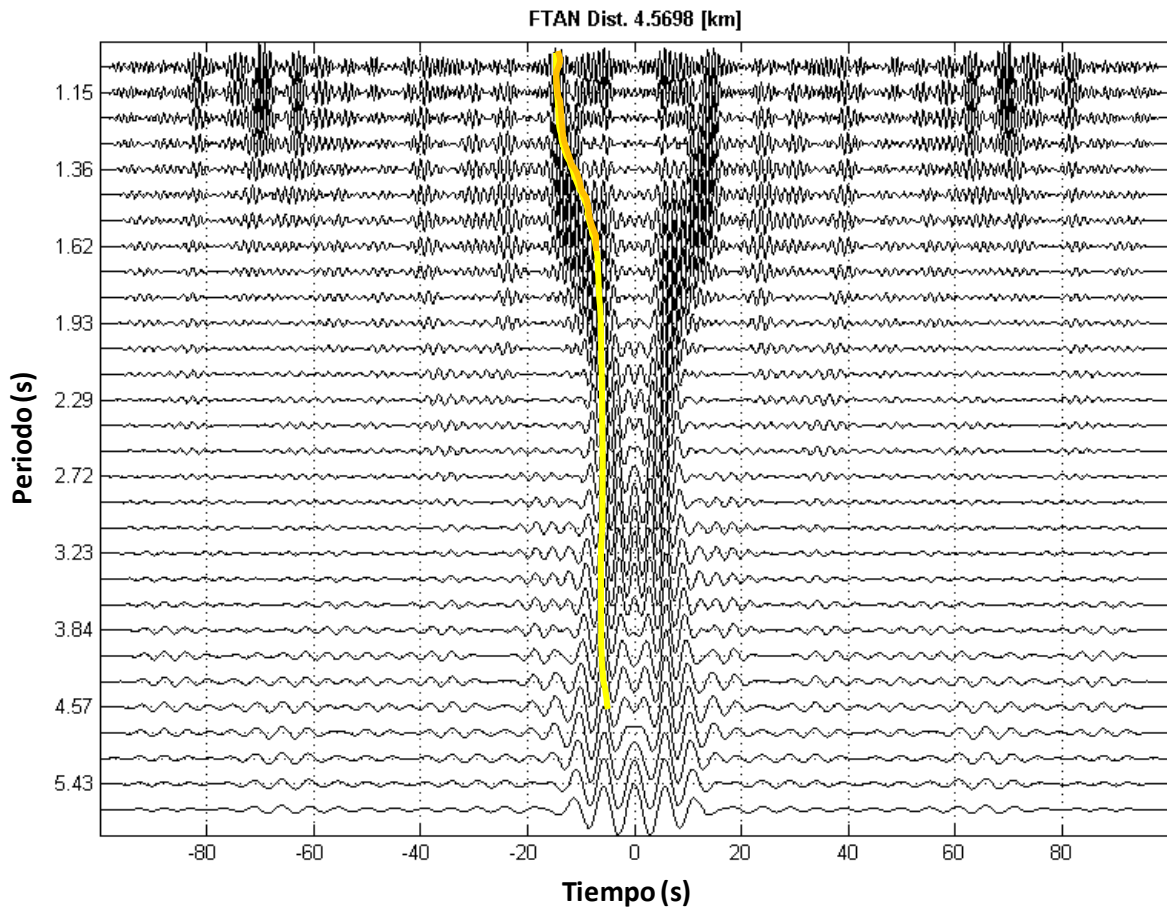
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX6-LAX7. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX6-LAX7 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



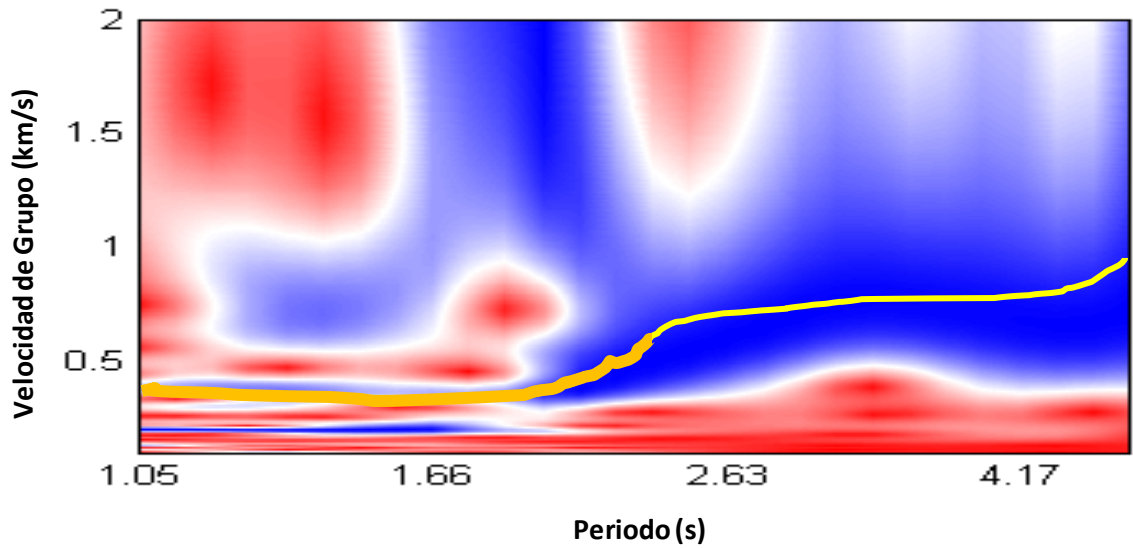
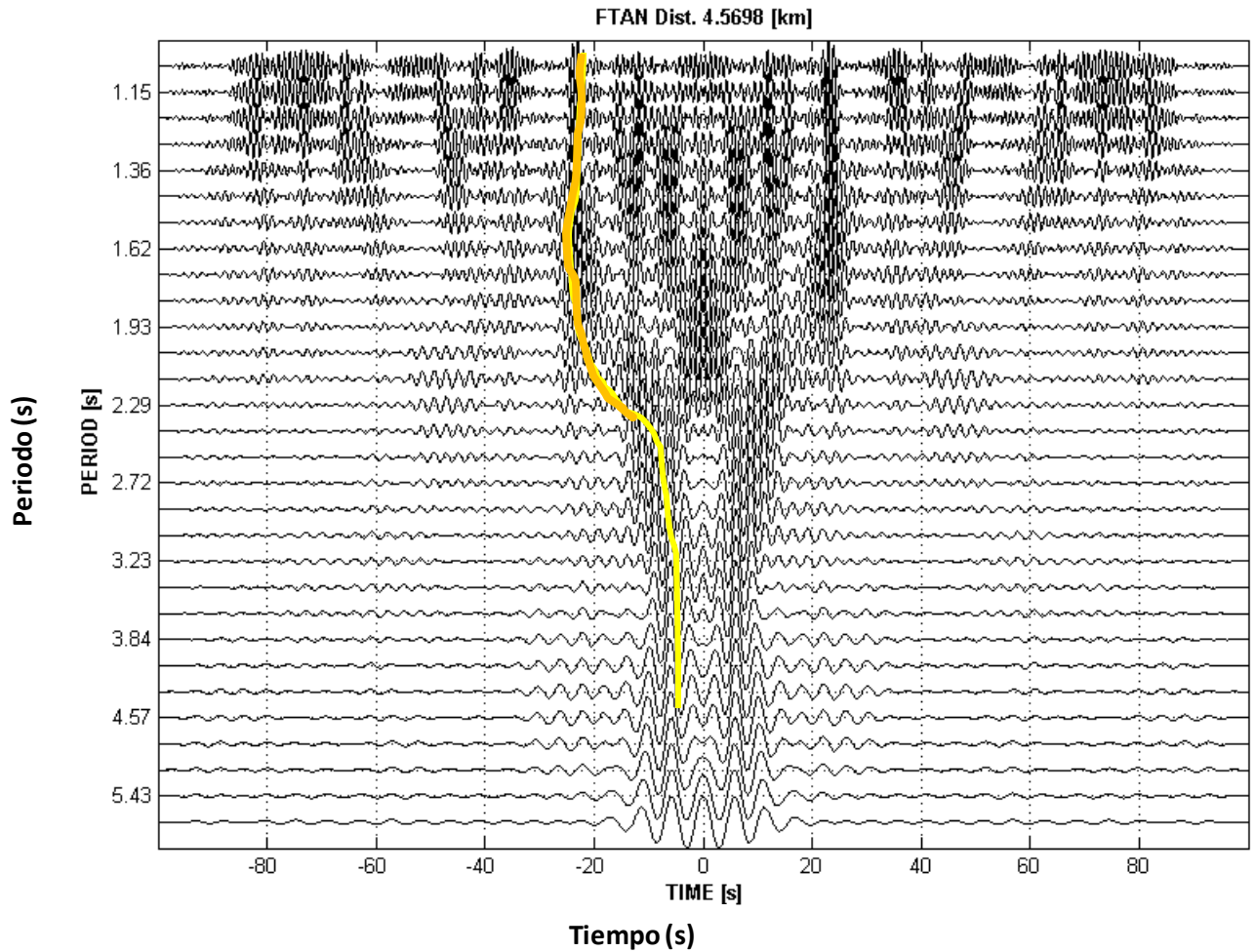
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX7-LAX8. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX7-LAX8 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



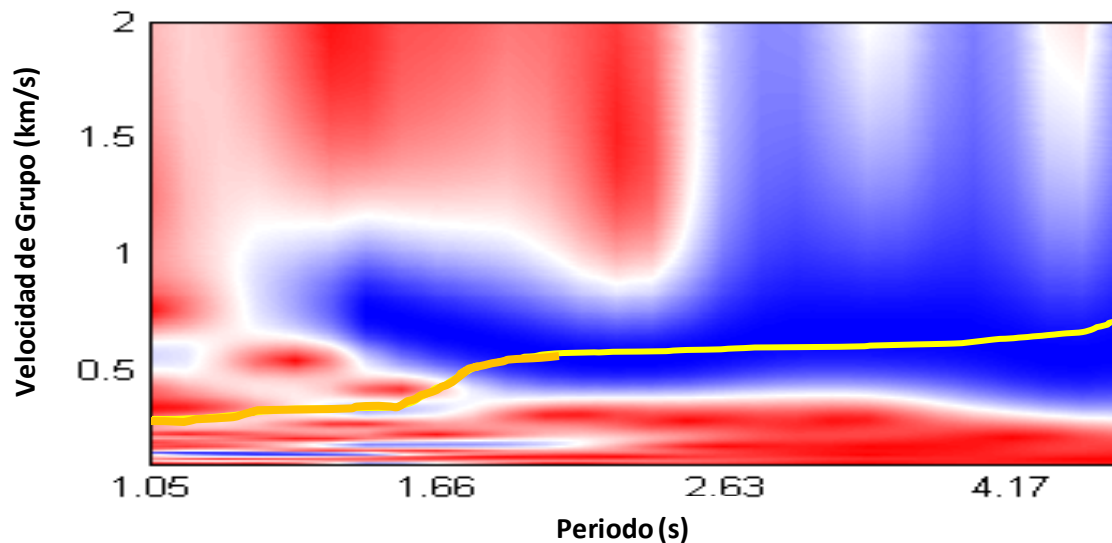
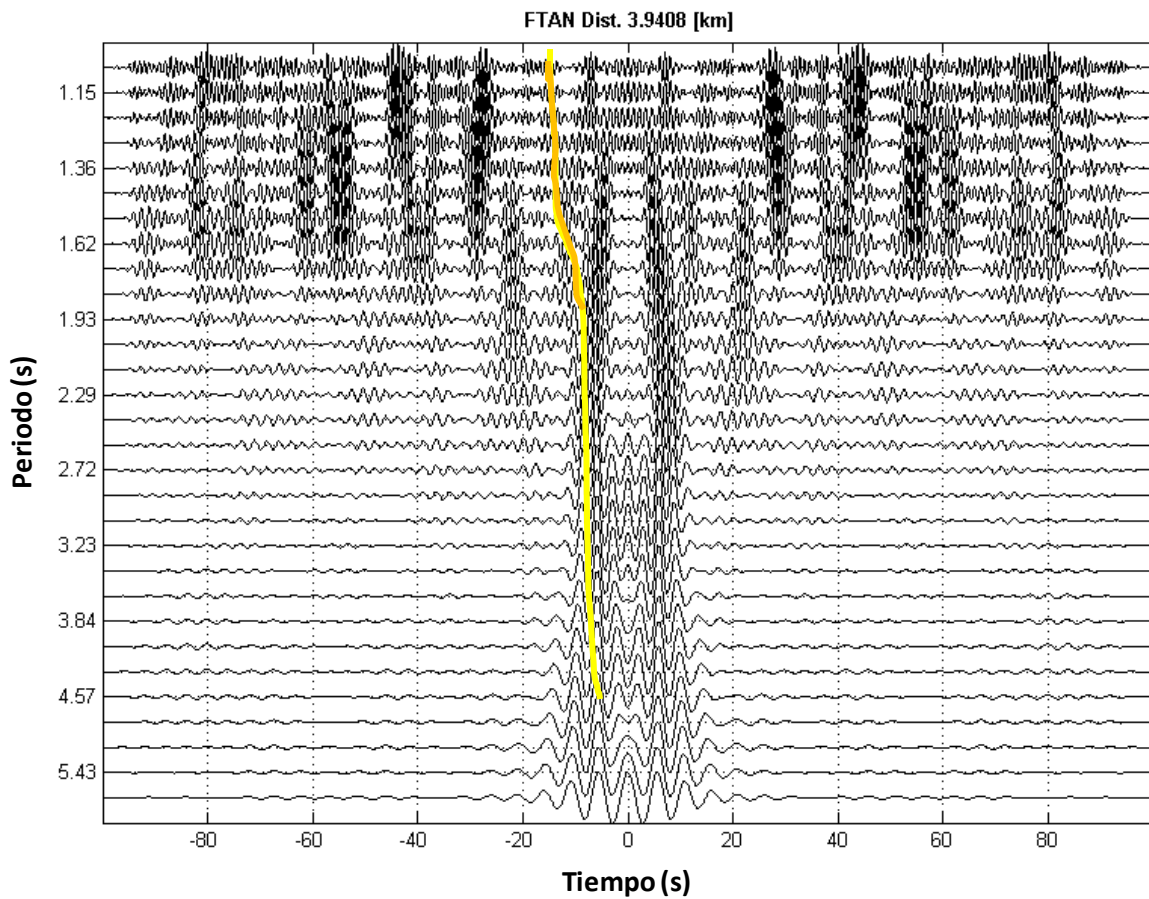
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX8-LAX10. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX8-LAX10 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



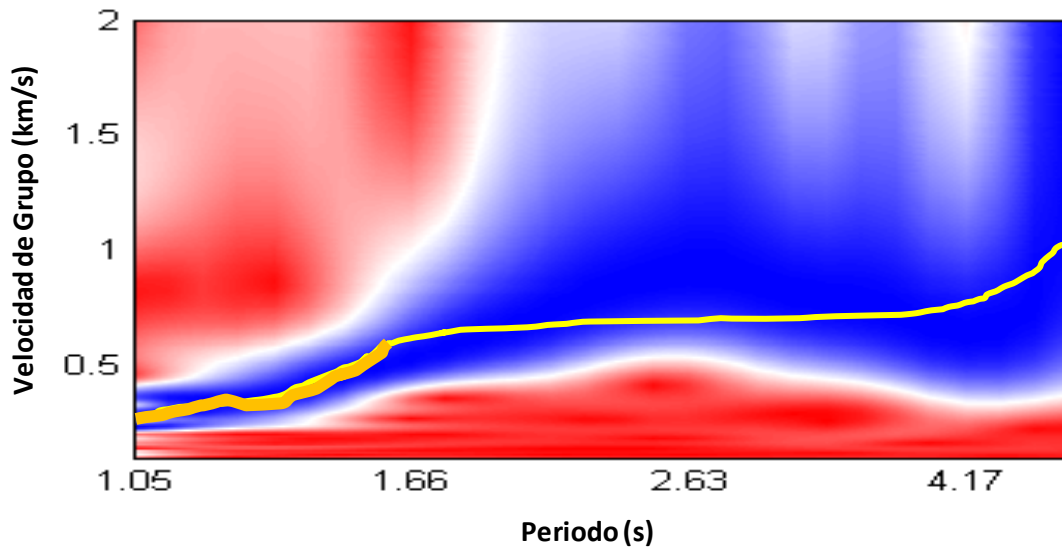
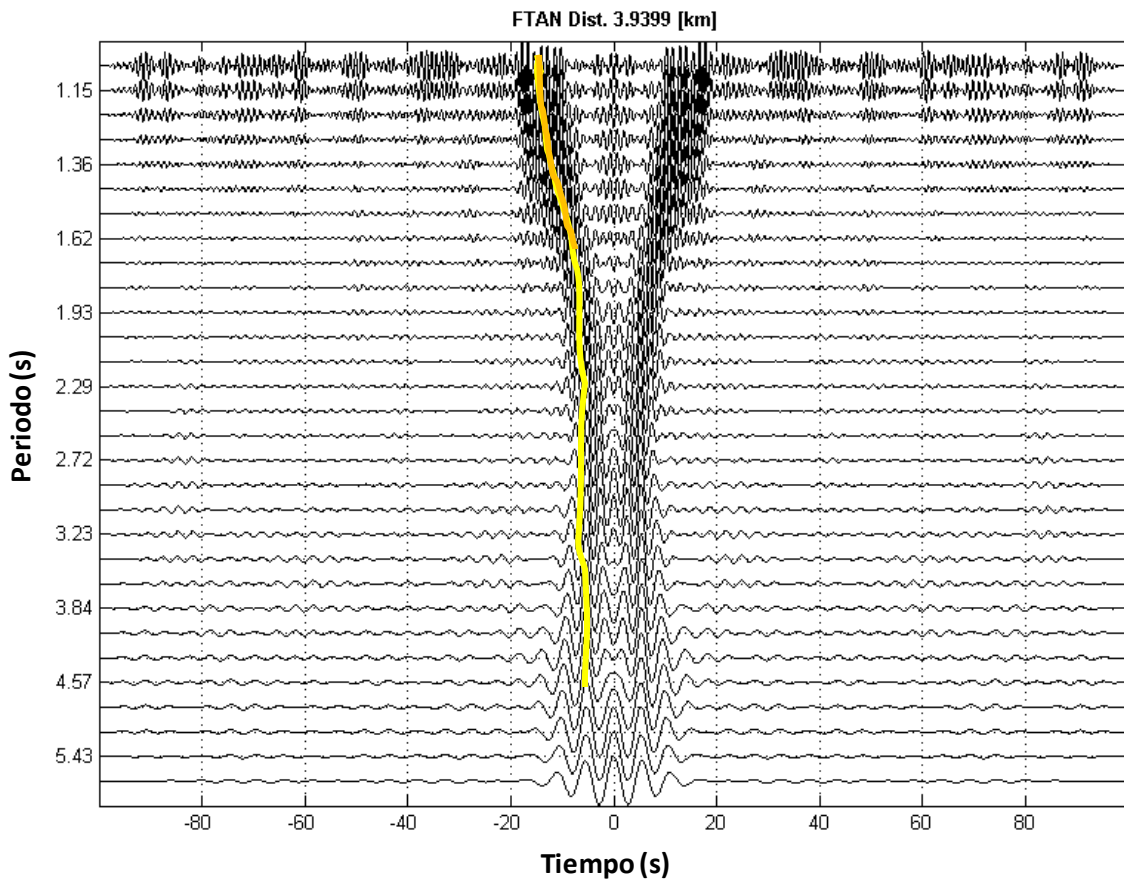
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX10-LAX12. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX10-LAX12 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



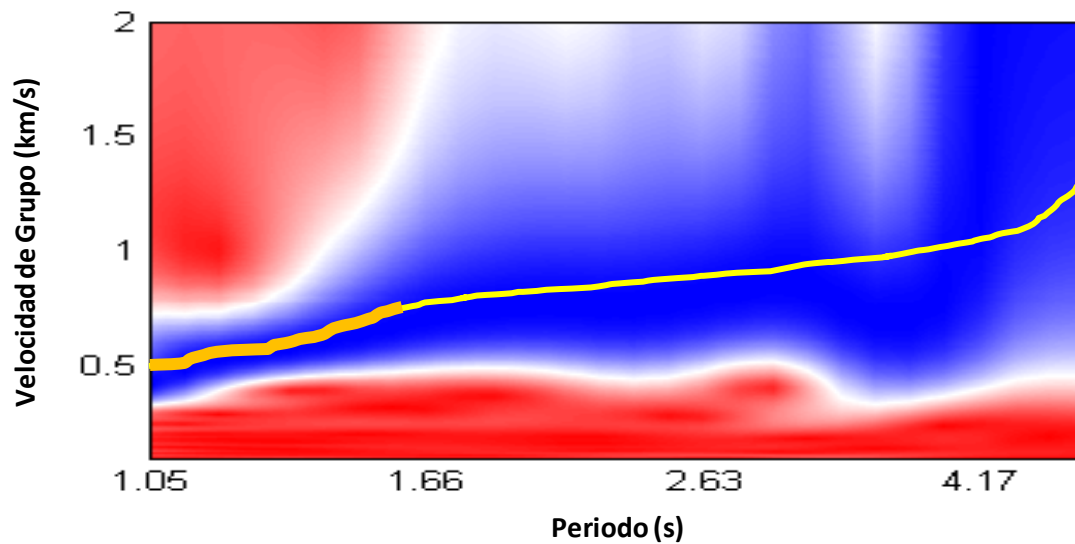
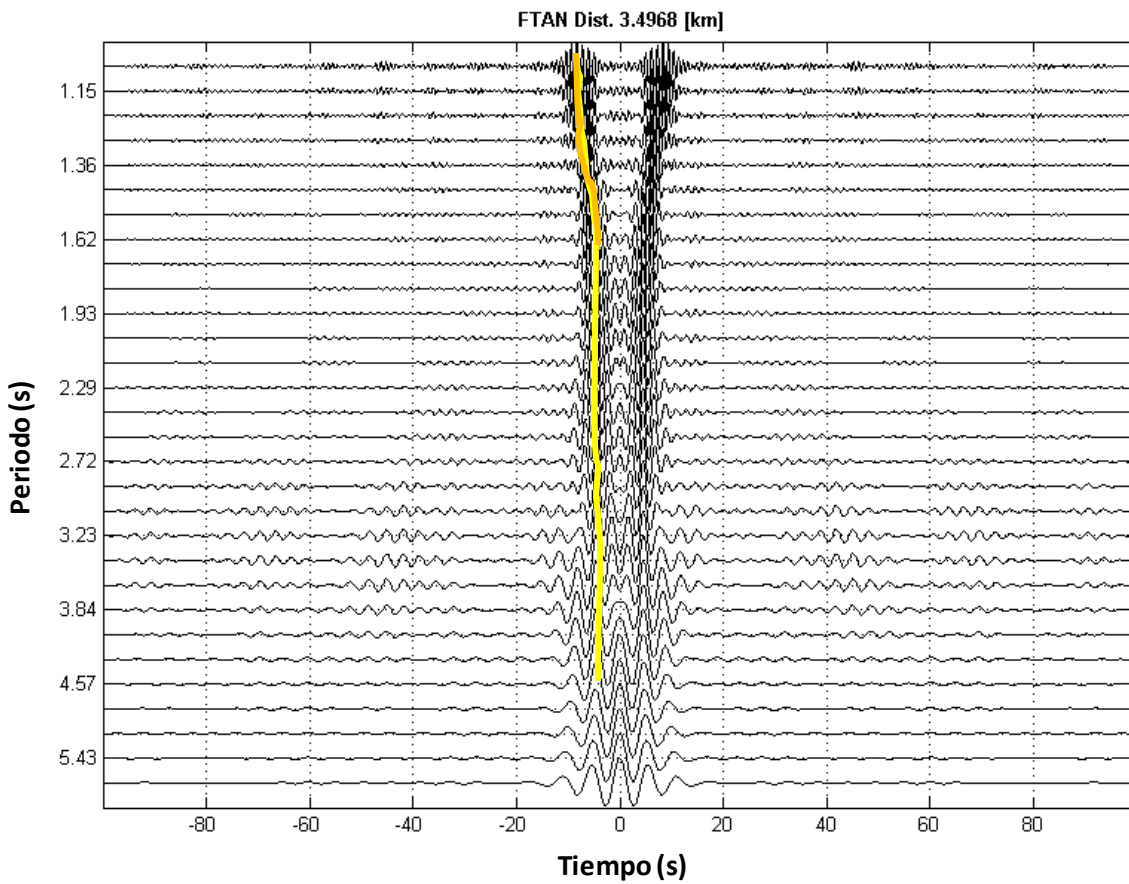
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX12-LAX14. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX12-LAX14 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX14-LAX16. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX14-LAX16 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



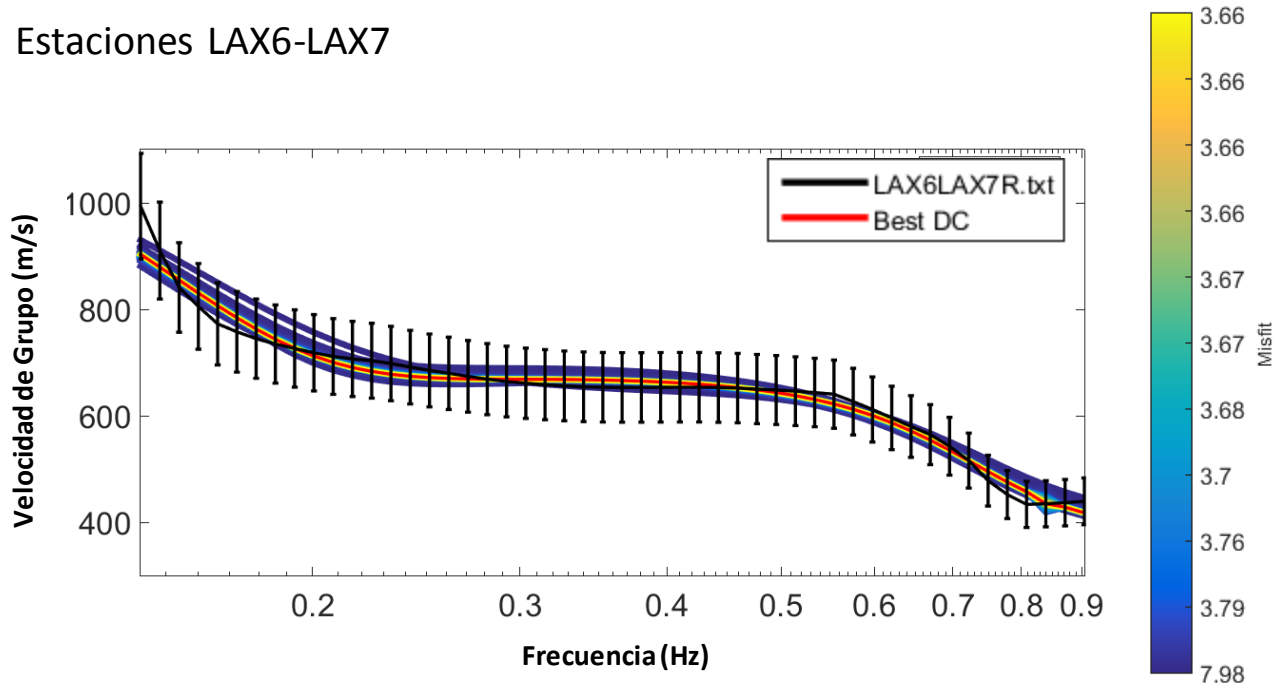
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX16-LAX17. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX16-LAX17 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa do_mft y la línea naranja con el programa NDCP



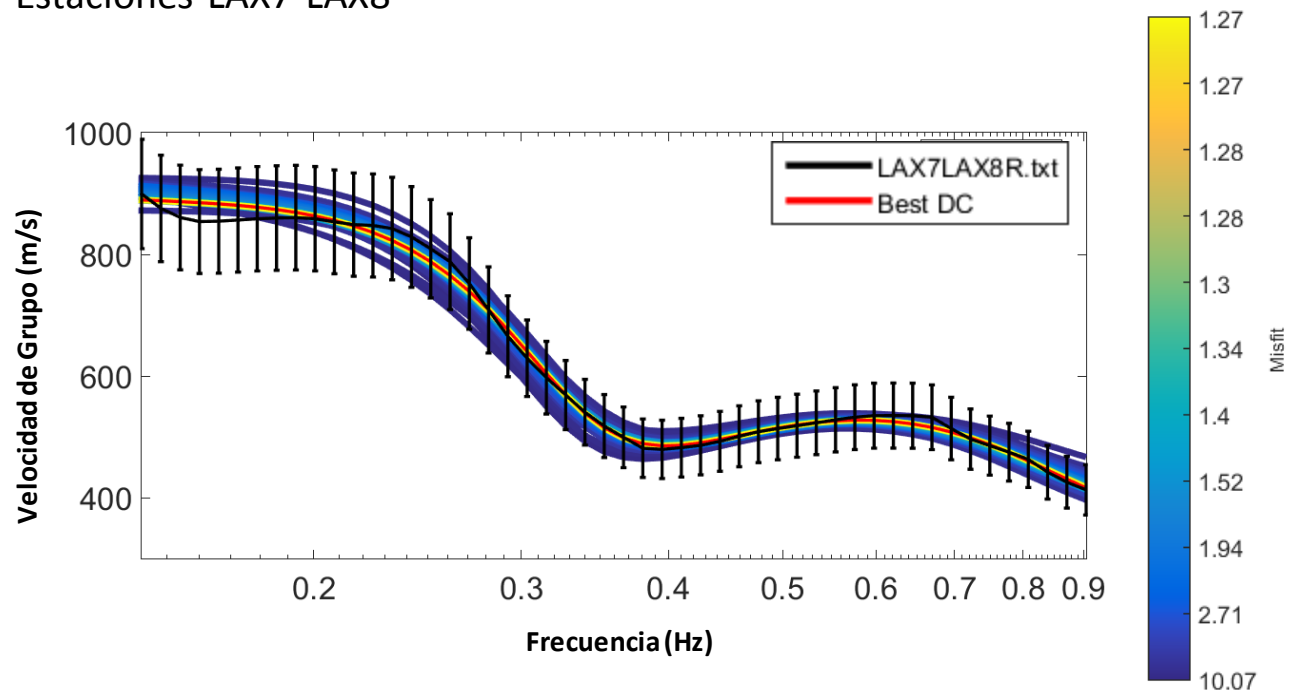
a) Correlograma de la función de Green de las estaciones LAX17-LAX18. b) Curva de dispersión del par de estaciones LAX17-LAX18 en un rango de periodos de 1 a 5 segundos y un rango de velocidades de 0.1 a 2 km/s. La línea amarilla representa el seleccionado de máximas amplitudes utilizando el programa `do_mft` y la línea naranja con el programa `NDCP`

Anexo III. Mejores ajustes de la inversión de las curvas de velocidad de grupo

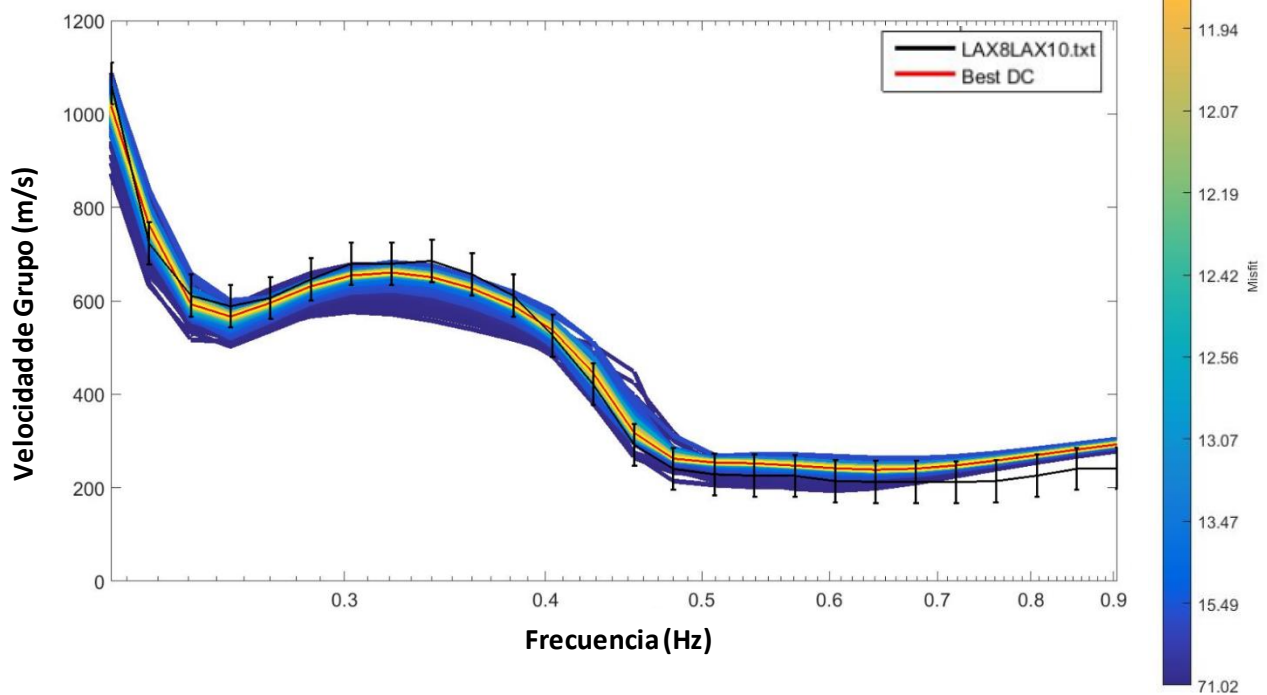
Estaciones LAX6-LAX7



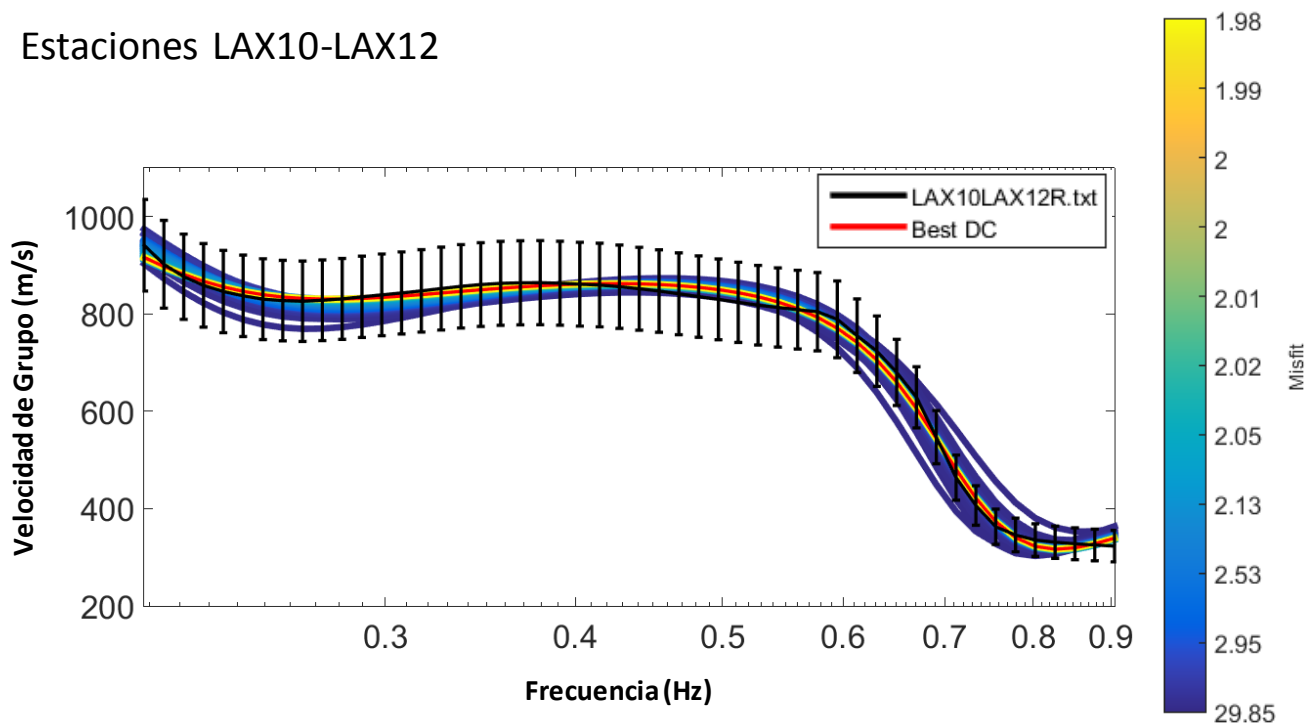
Estaciones LAX7-LAX8



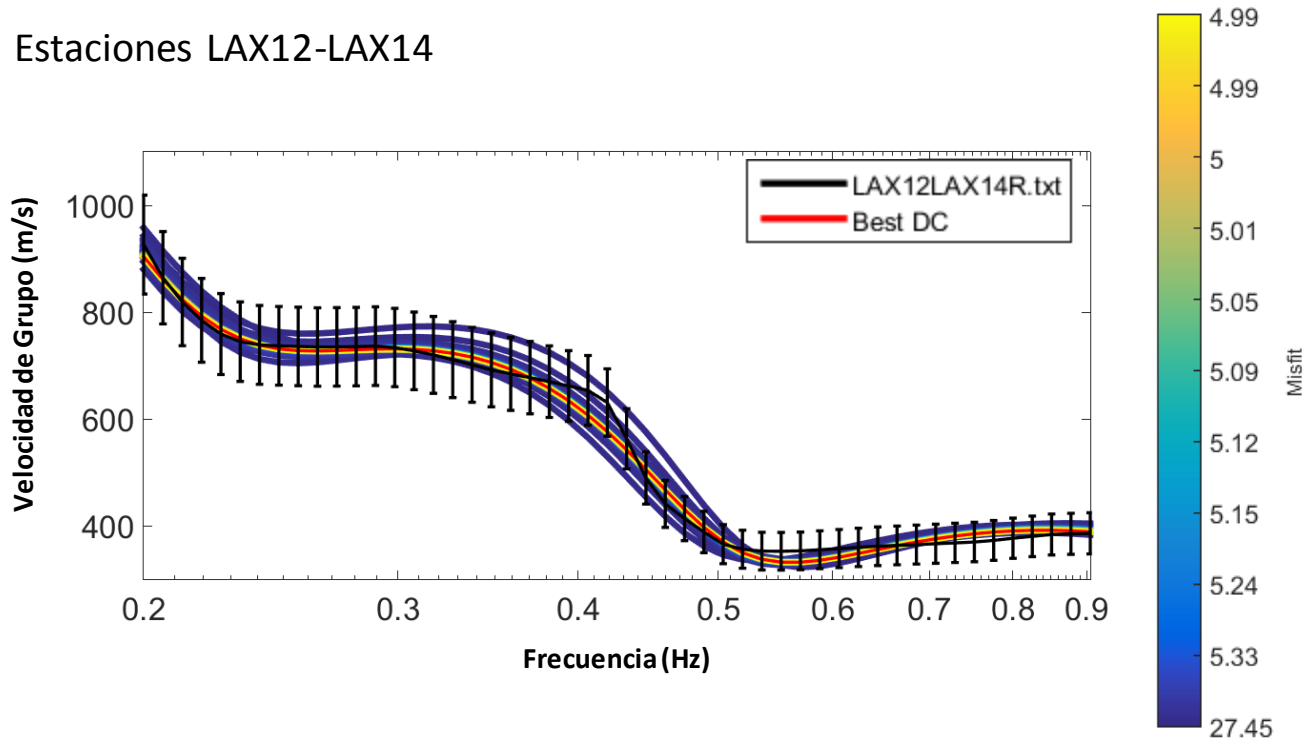
Estaciones LAX8-LAX10



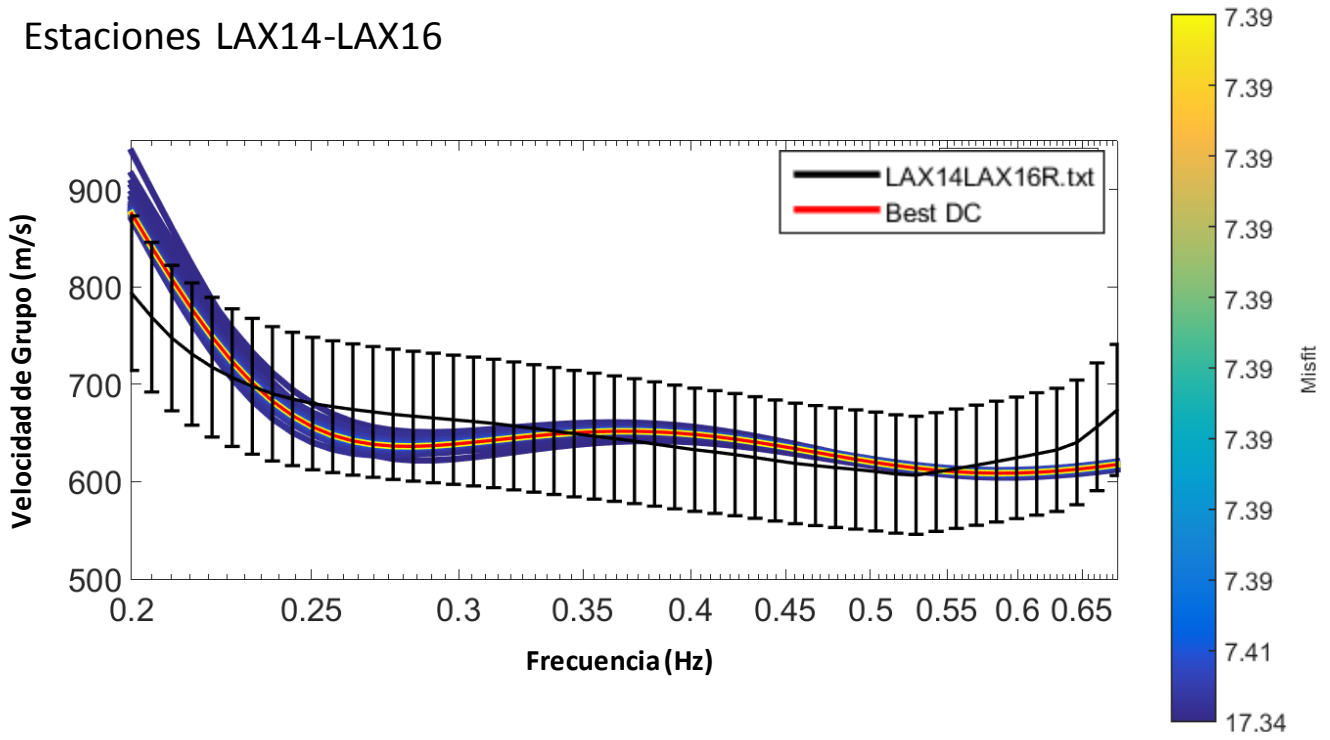
Estaciones LAX10-LAX12



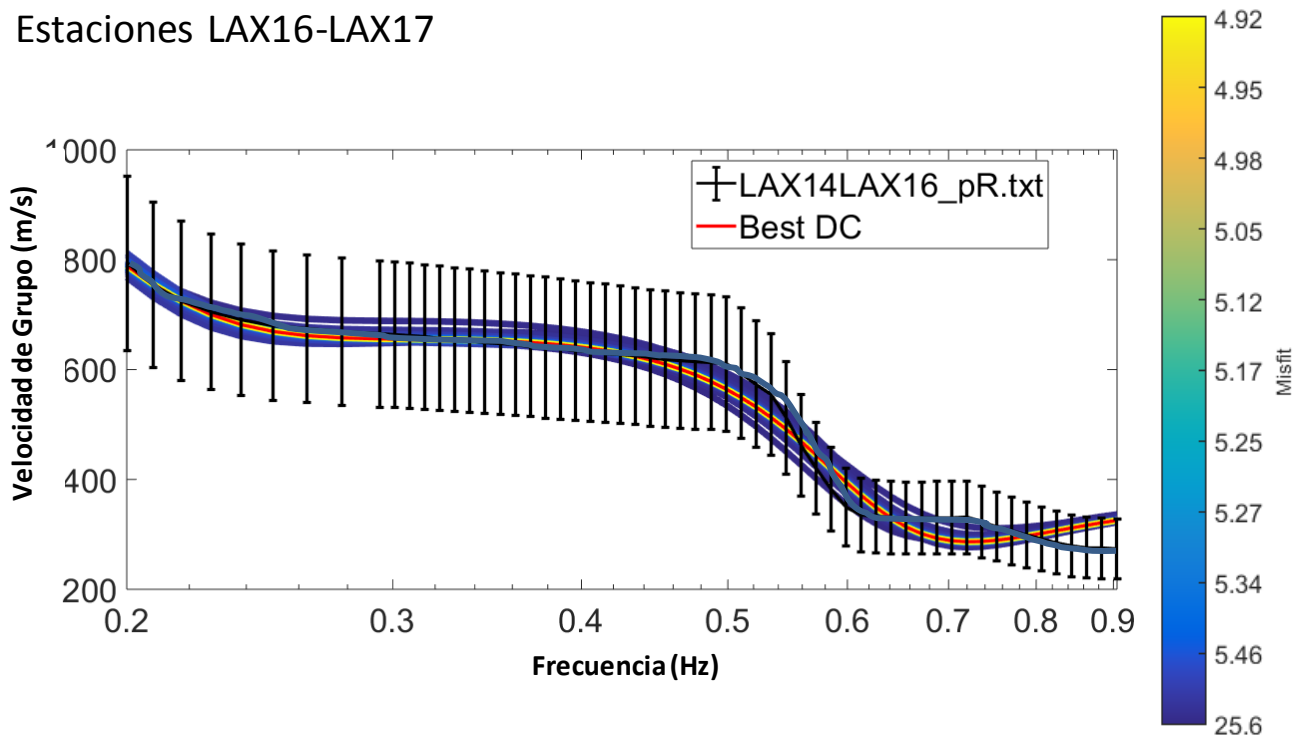
Estaciones LAX12-LAX14



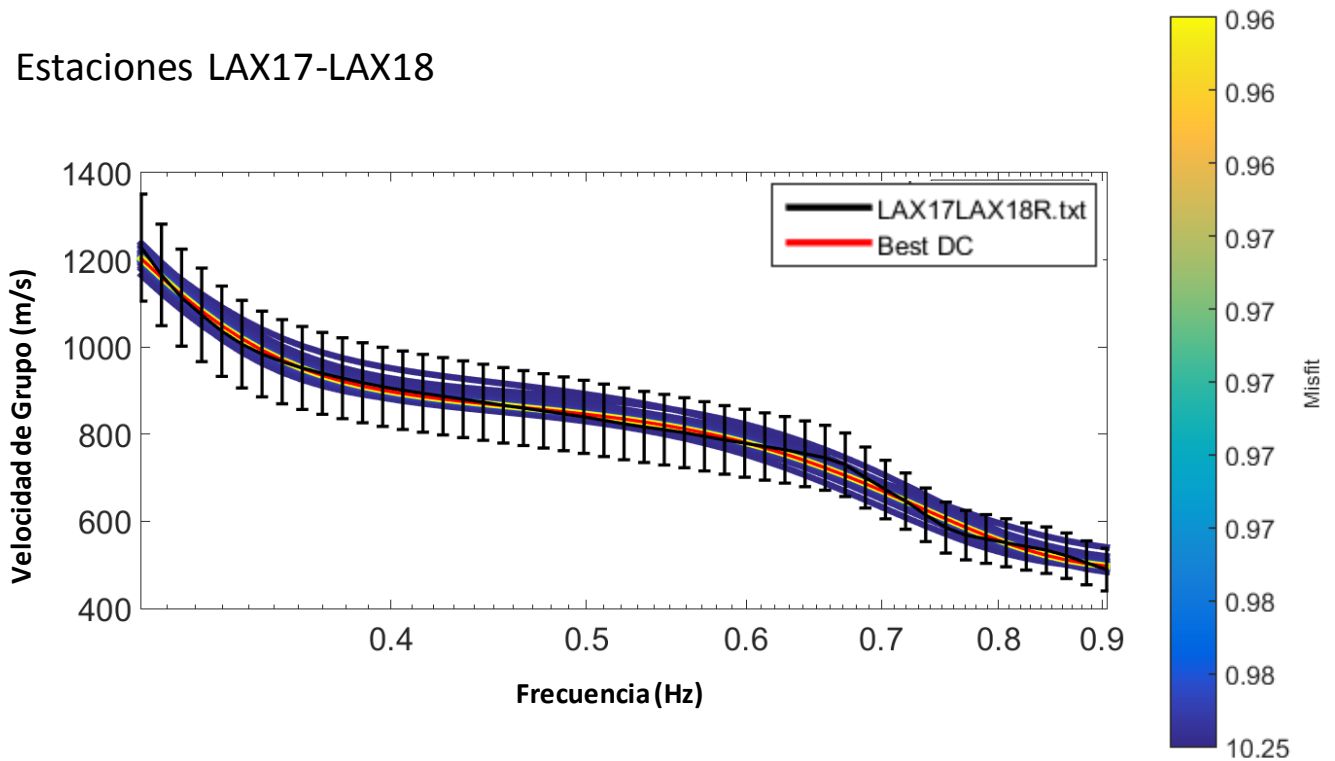
Estaciones LAX14-LAX16



Estaciones LAX16-LAX17

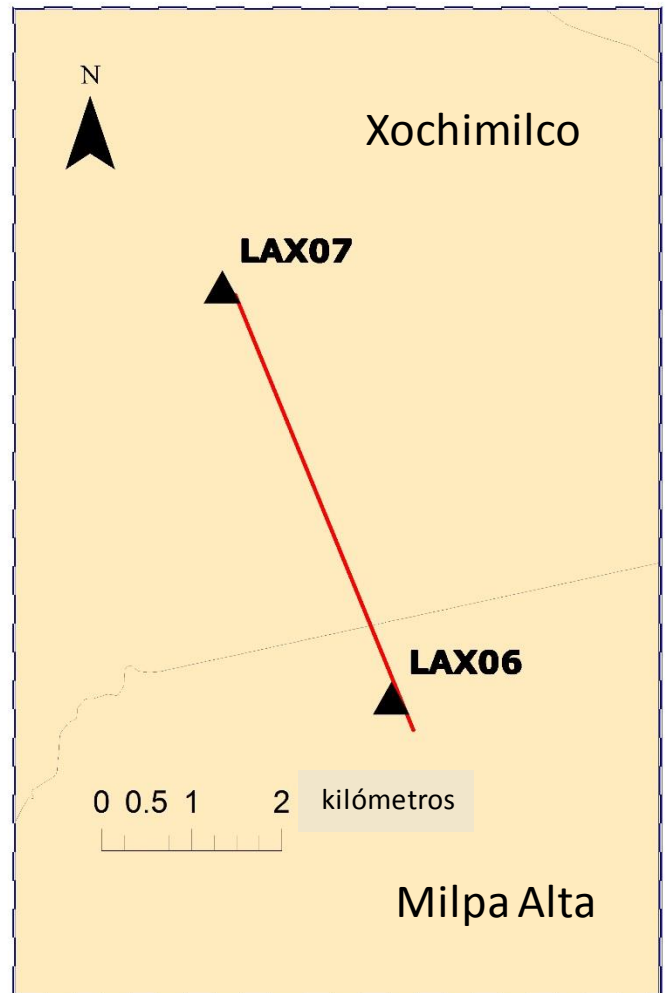
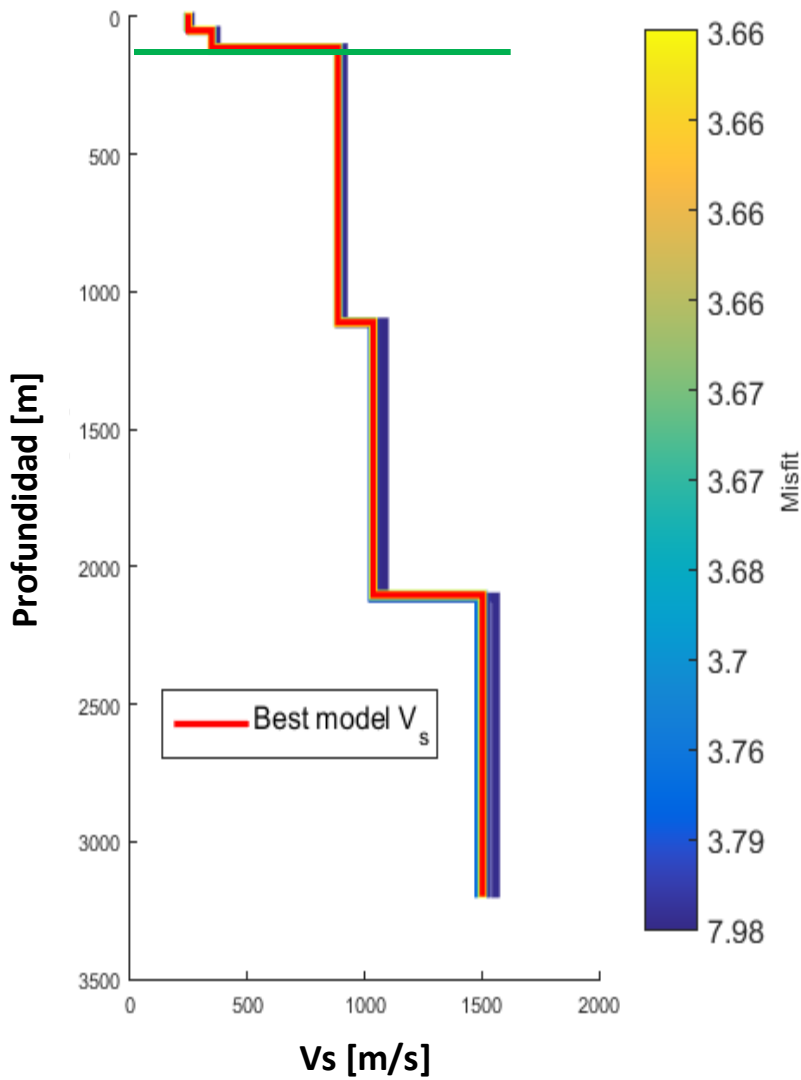


Estaciones LAX17-LAX18



Anexo IV. Perfiles de velocidad de onda de corte

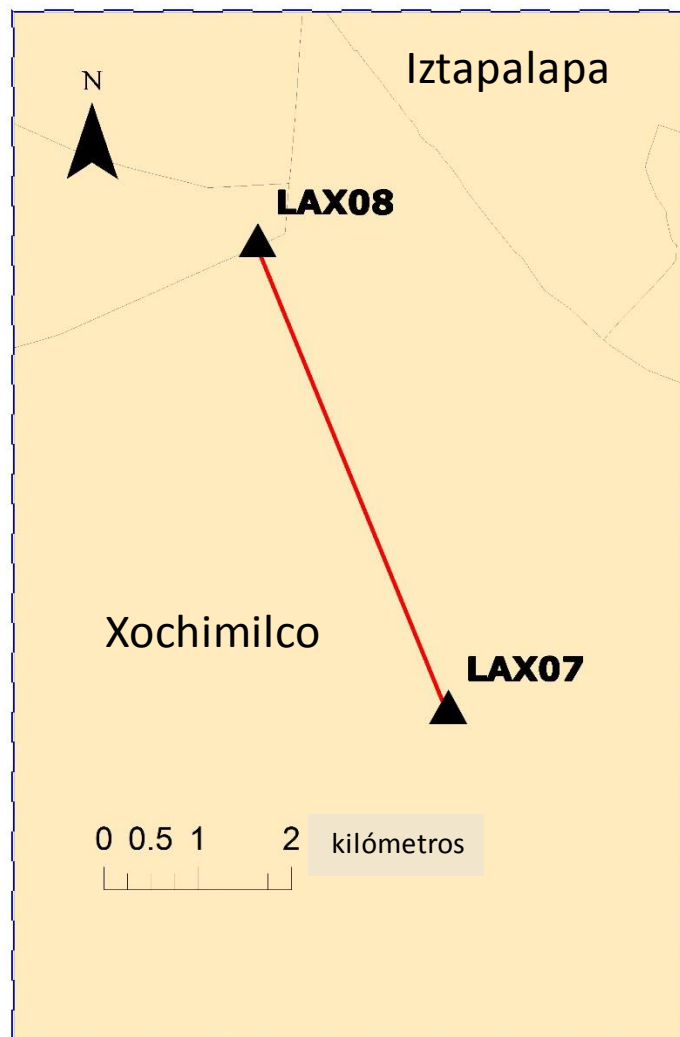
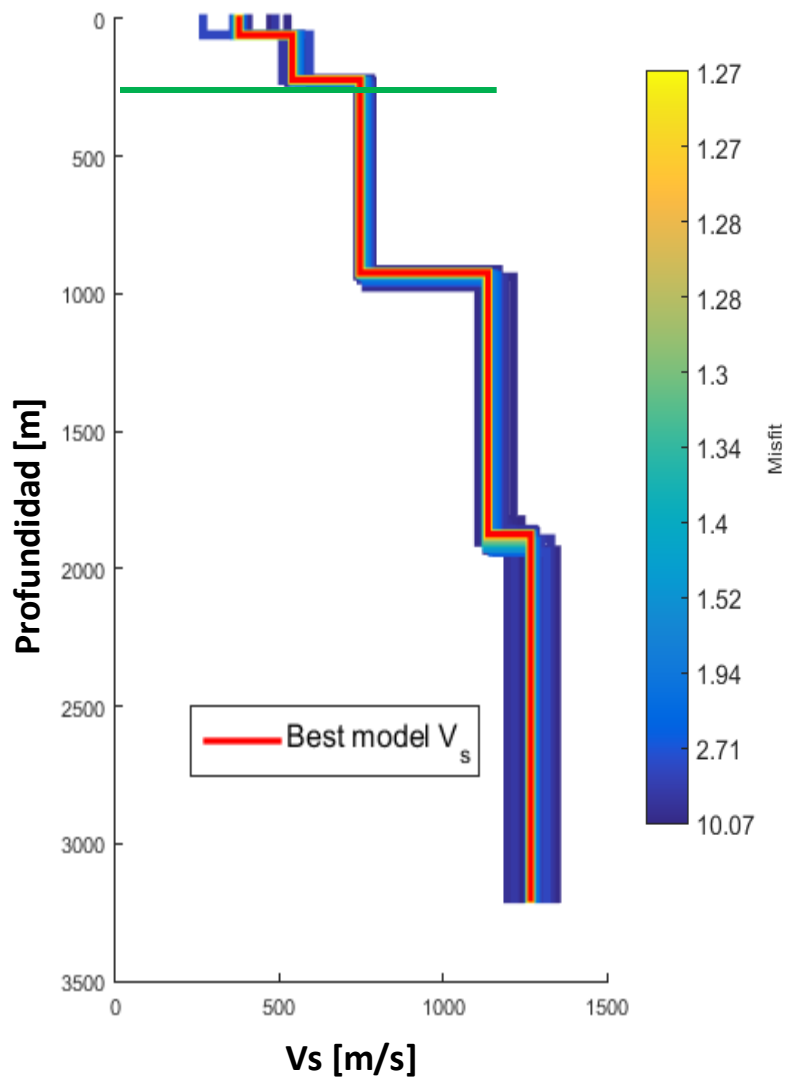
Estaciones LAX6-LAX7



Capa	LAX6-LAX7	
	Vs(m/s)	h(m)
1	250	50
2	350	60
3	890	1000
4	1040	990
5	1500	-

Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX6-LAX7 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

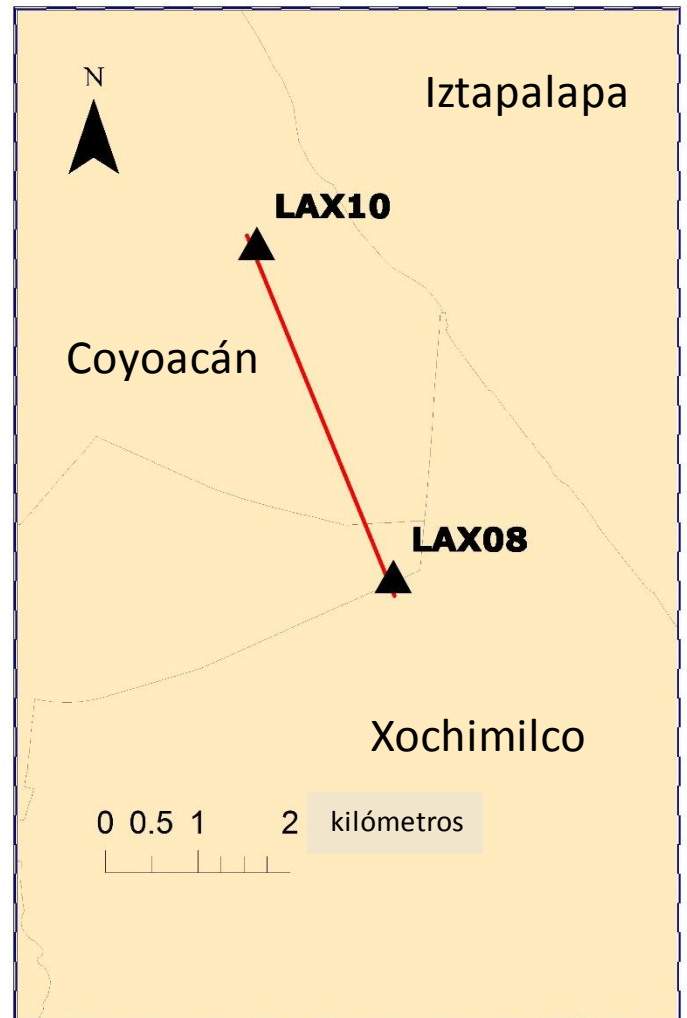
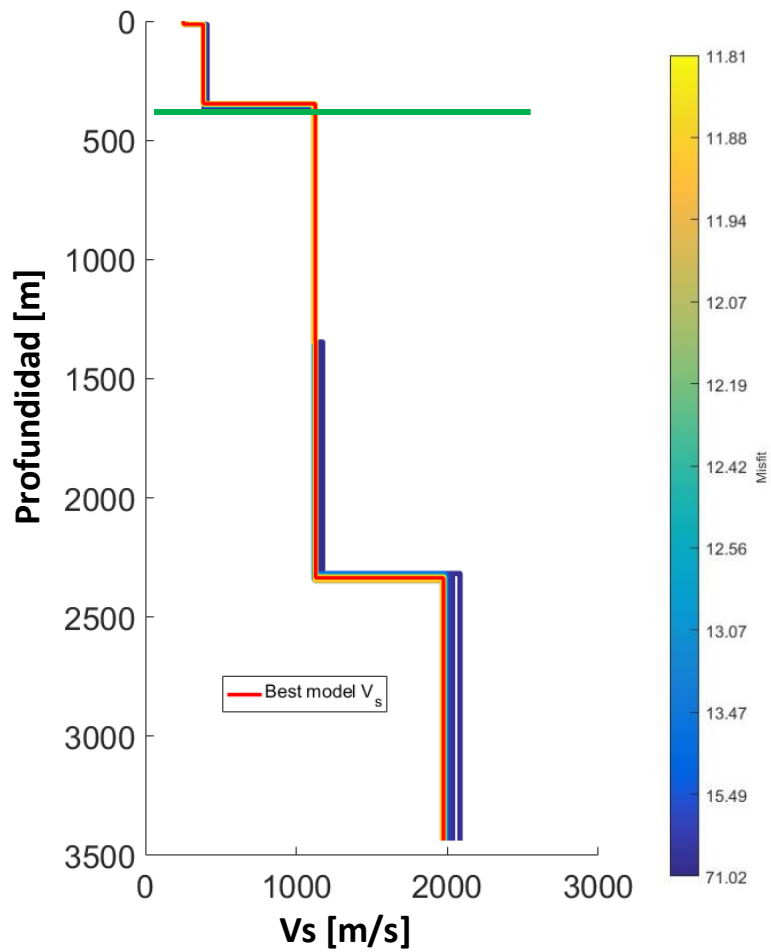
Estaciones LAX7-LAX8



Capa	LAX7-LAX8	
	Vs(m/s)	h(m)
1	380	60
2	540	160
3	750	700
4	1140	950
5	1270	-

Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX7-LAX8 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

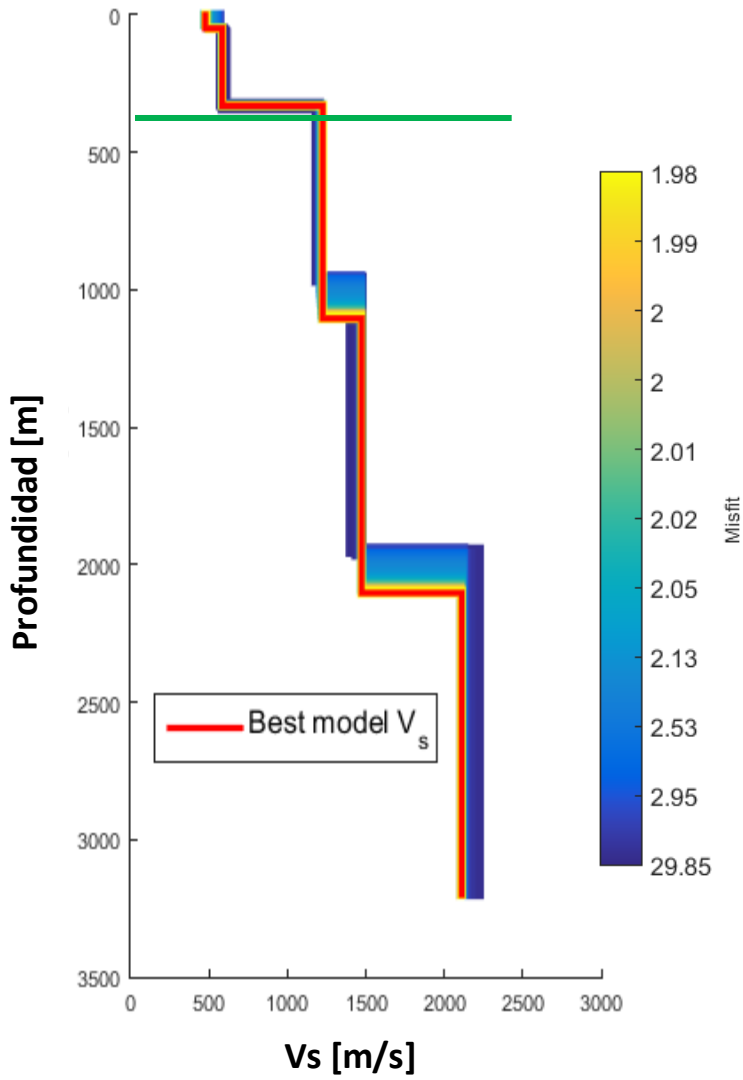
Estaciones LAX8-LAX10



Capa	LAX8-LAX10	
	Vs(m/s)	h(m)
1	250	15
2	380	330
3	1120	1000
4	1130	990
5	1980	-

Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX8-LAX10 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

Estaciones LAX10-LAX12

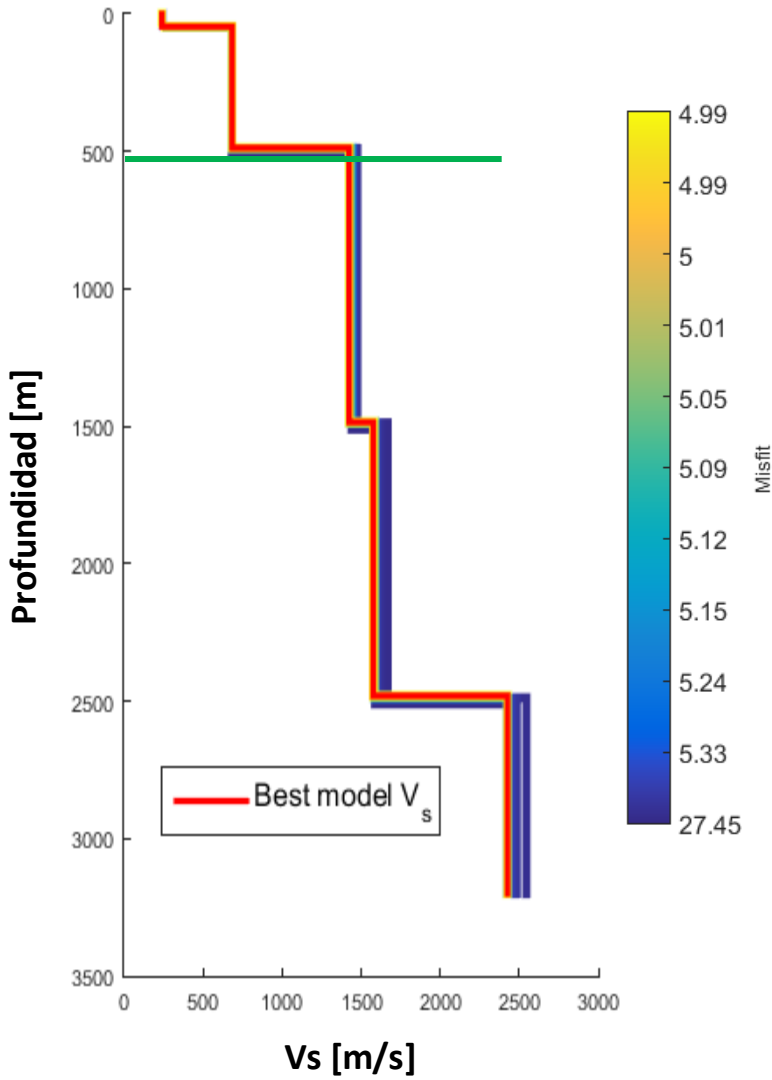


Capa	LAX10-LAX12	
	V_s (m/s)	h(m)
1	480	50
2	580	280
3	1220	770
4	1470	1000
5	2110	-

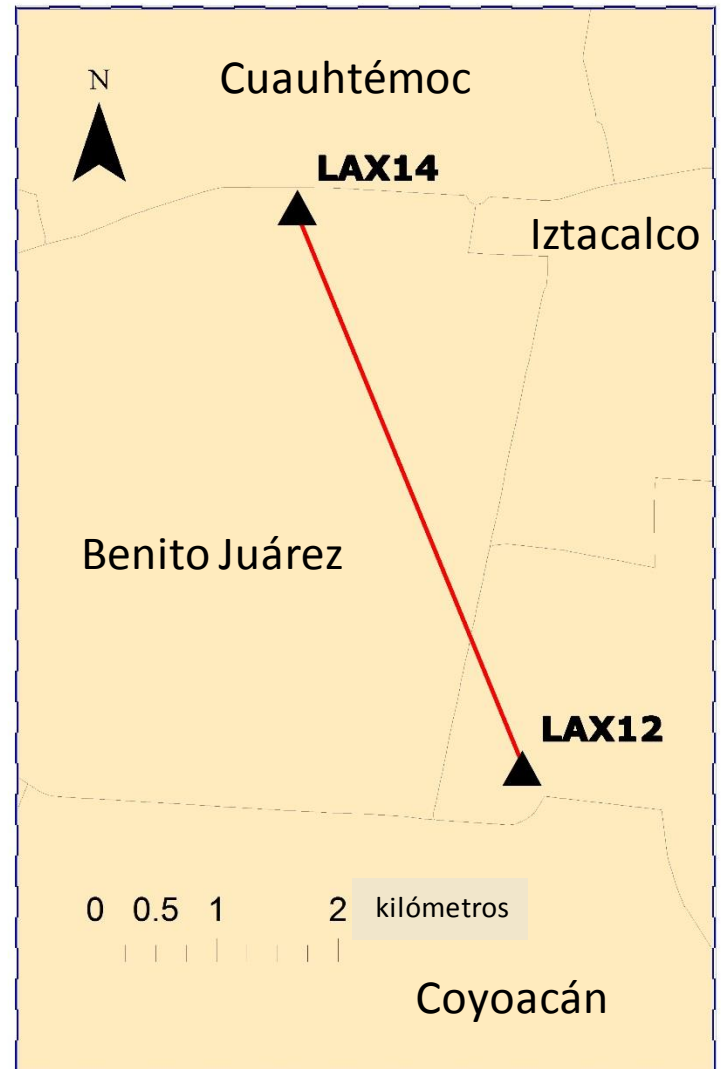


Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX10-LAX12 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

Estaciones LAX12-LAX14

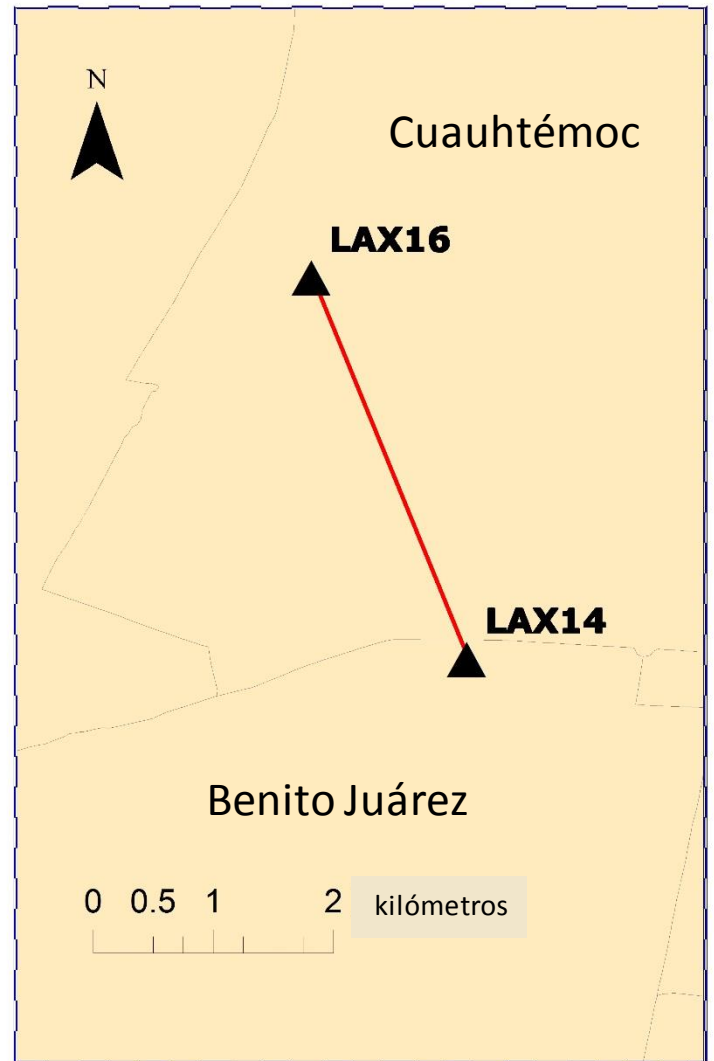
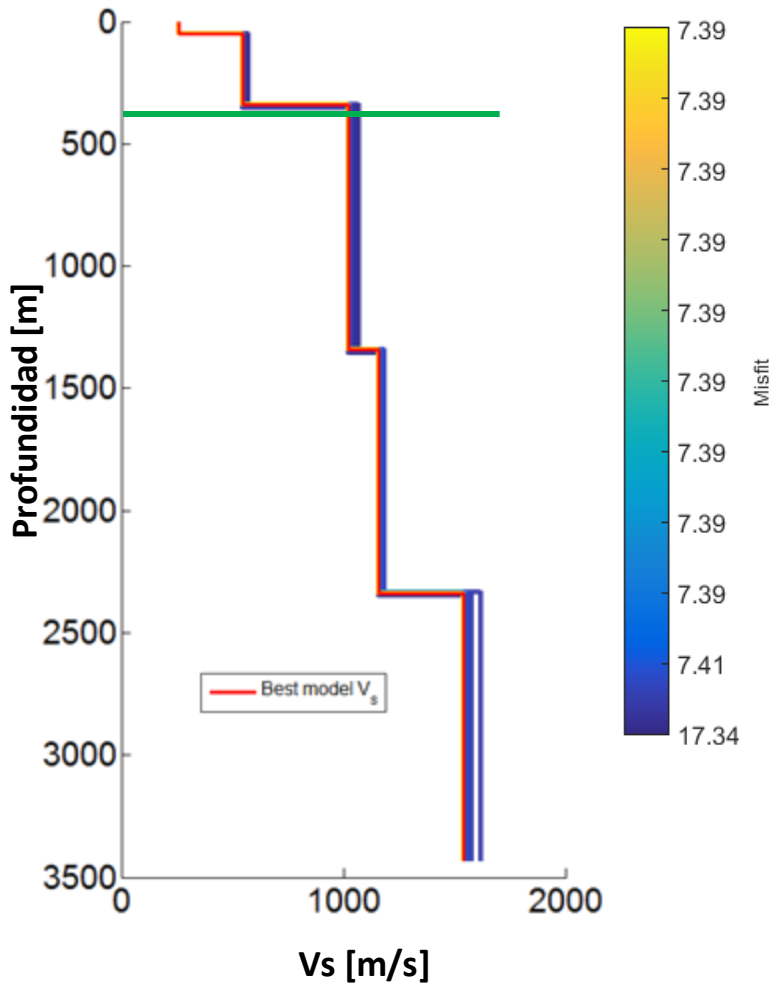


Capa	LAX12-LAX14	
	V_s (m/s)	h(m)
1	240	45
2	680	440
3	1420	1000
4	1570	1000
5	2420	-



Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX12-LAX14 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

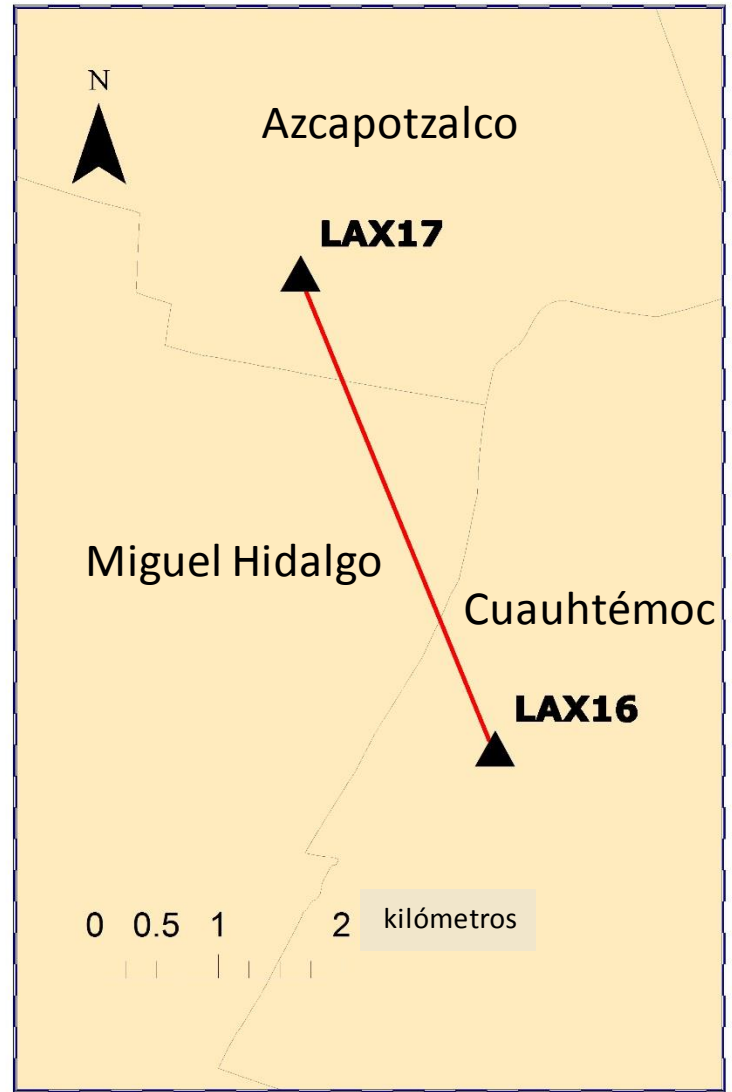
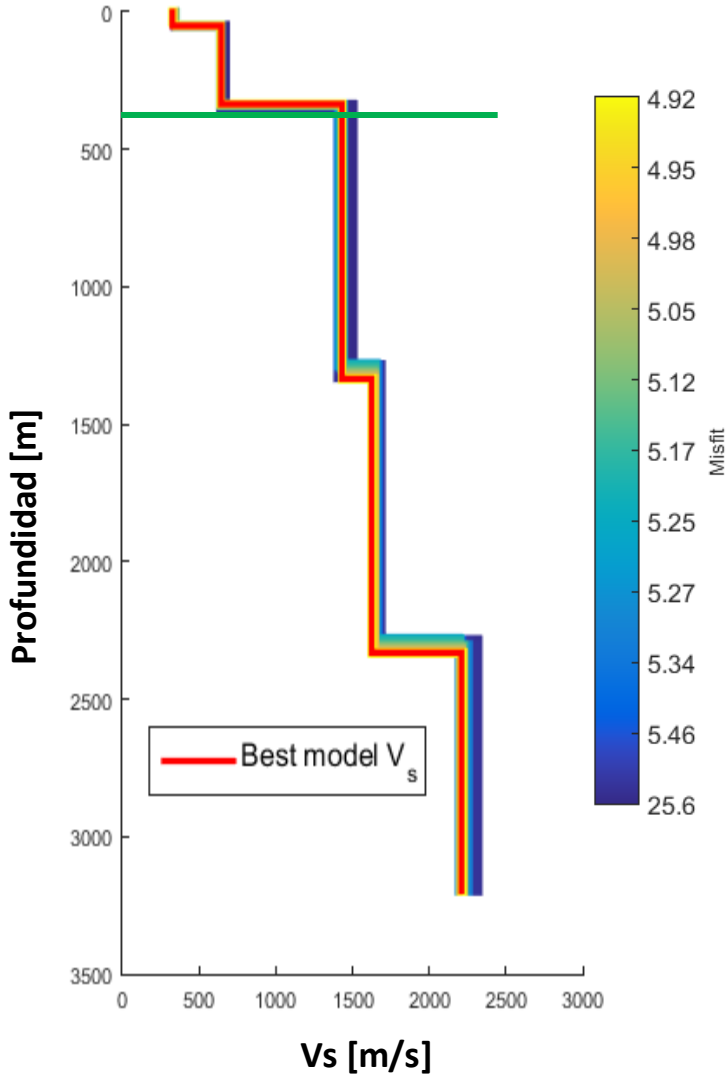
Estaciones LAX14-LAX16



Capa	LAX14-LAX16	
	Vs(m/s)	h(m)
1	260	60
2	550	290
3	1020	1000
4	1160	990
5	1541	-

Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX14-LAX16 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

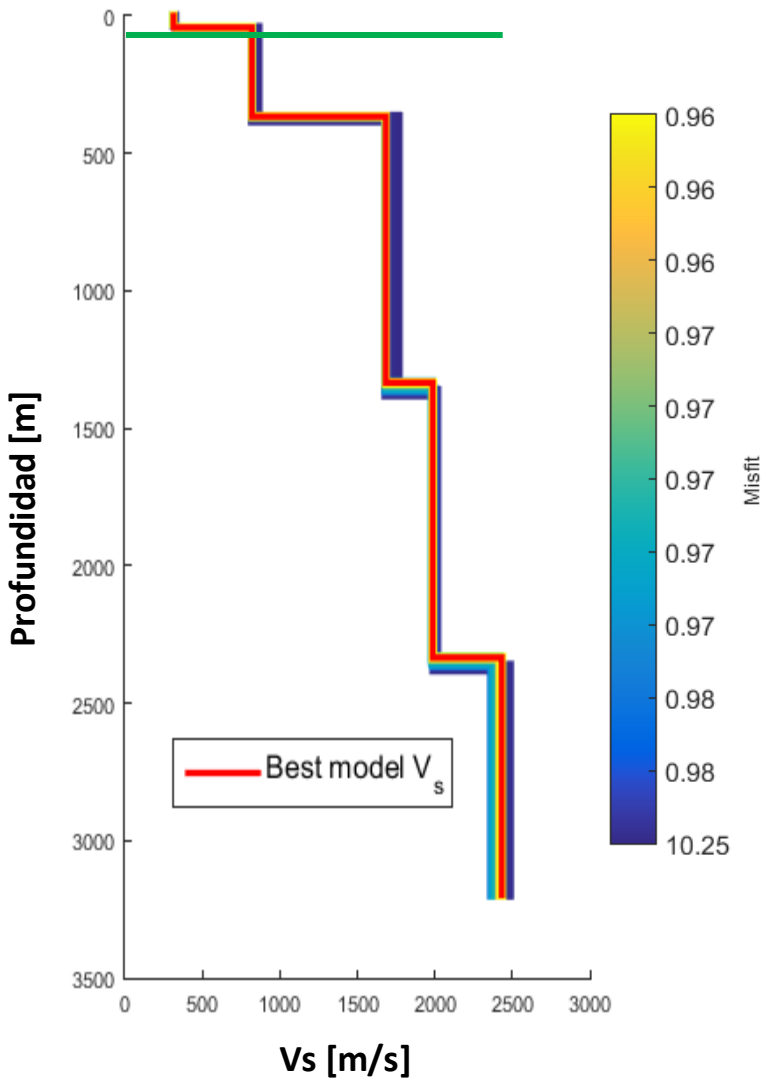
Estaciones LAX16-LAX17



Capa	LAX16-LAX17	
	Vs(m/s)	h(m)
1	330	50
2	640	280
3	1430	1000
4	1620	1000
5	2210	-

Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX16-LAX17 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

Estaciones LAX17-LAX18

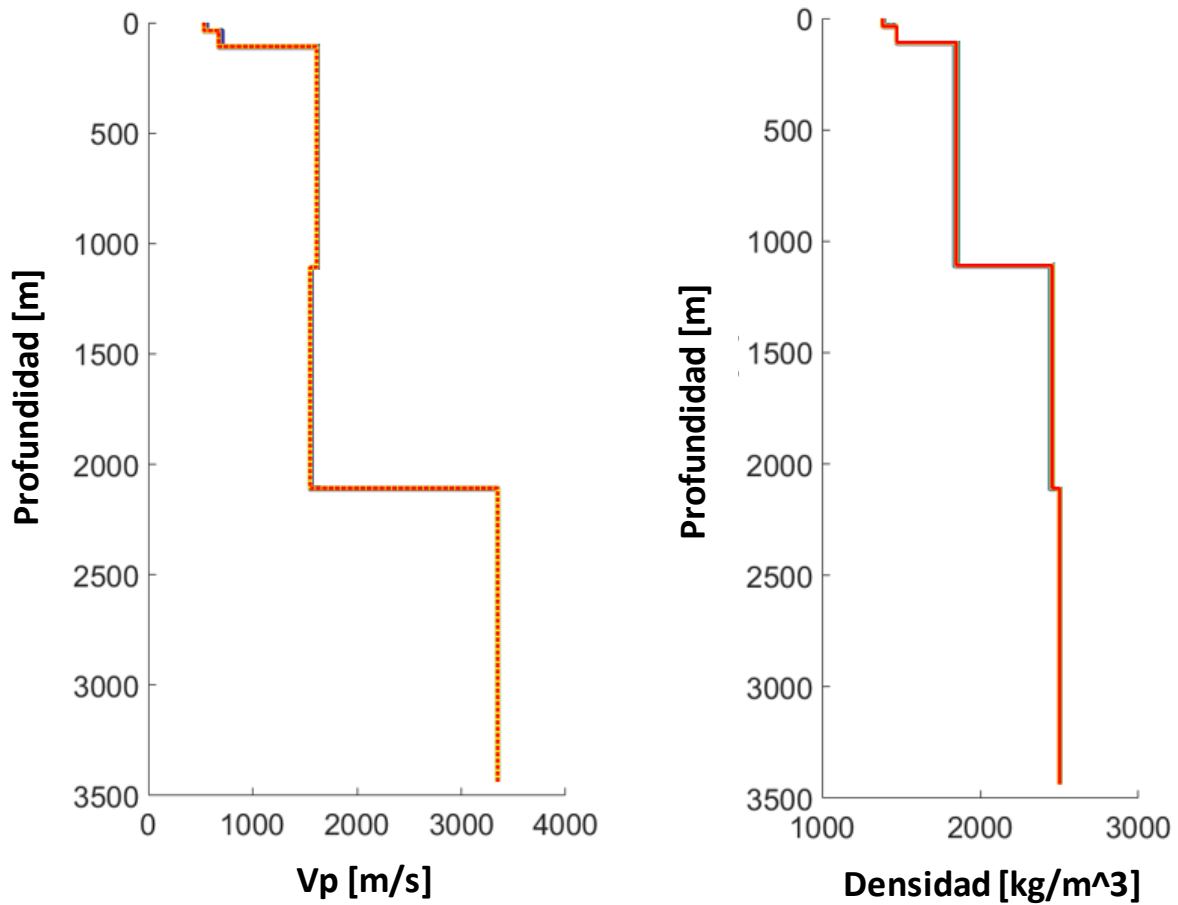


Capa	LAX17-LAX18	
	Vs(m/s)	h(m)
1	310	40
2	820	320
3	1680	970
4	1986	1000
5	2432	-

Perfil de velocidad de onda de corte de los pares LAX17-LAX18 con mapa de ubicación. La línea verde representa la capa en la que se encuentra el basamento ingenieril.

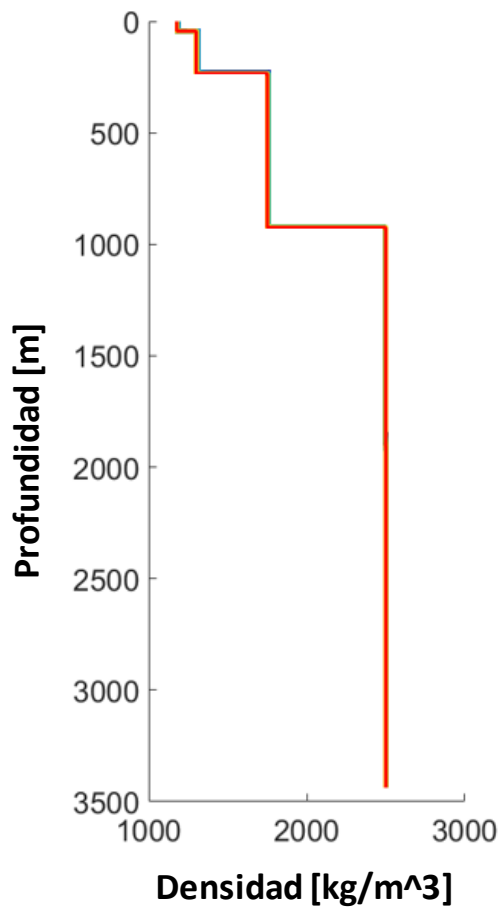
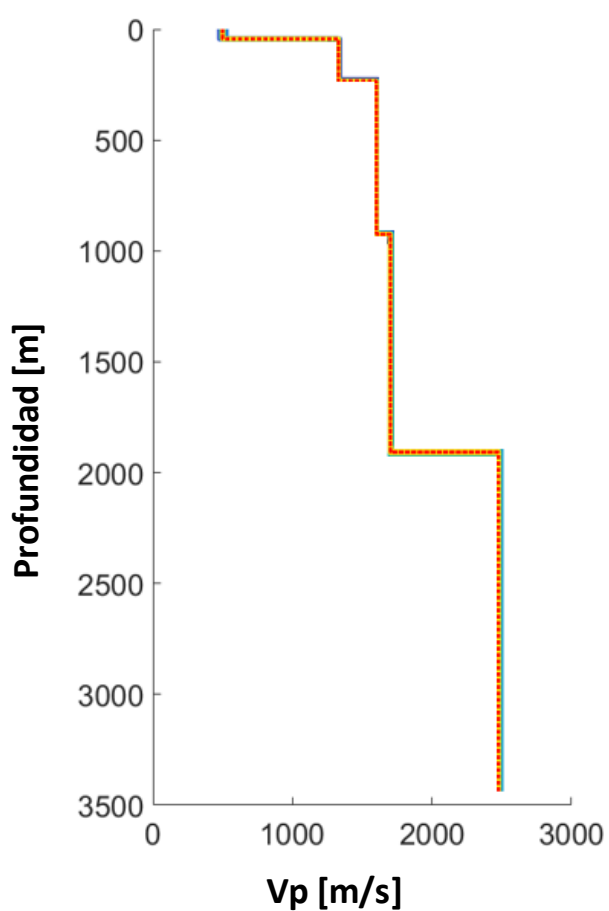
Anexo V. Perfiles de velocidad de onda P y densidad

Estaciones LAX6-LAX7



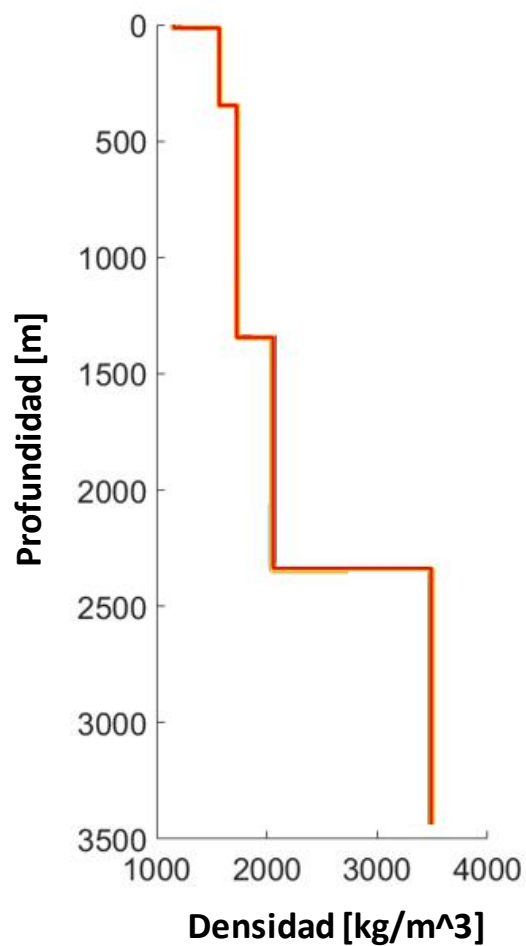
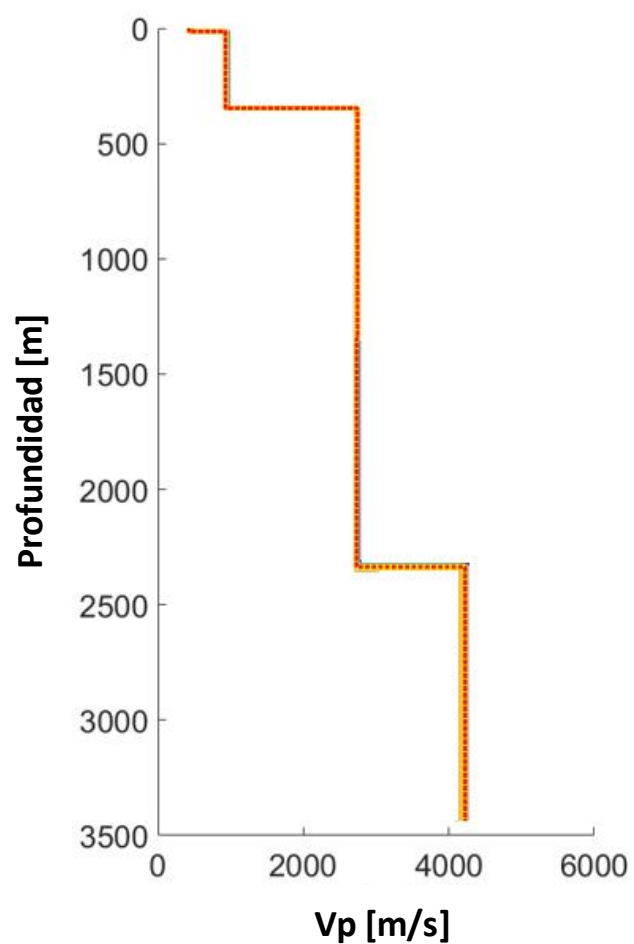
Capa	LAX6-LAX7	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m ³)
1	530	1380
2	670	1473
3	1614	1850
4	1551	2450
5	3348	2500

Estaciones LAX7-LAX8



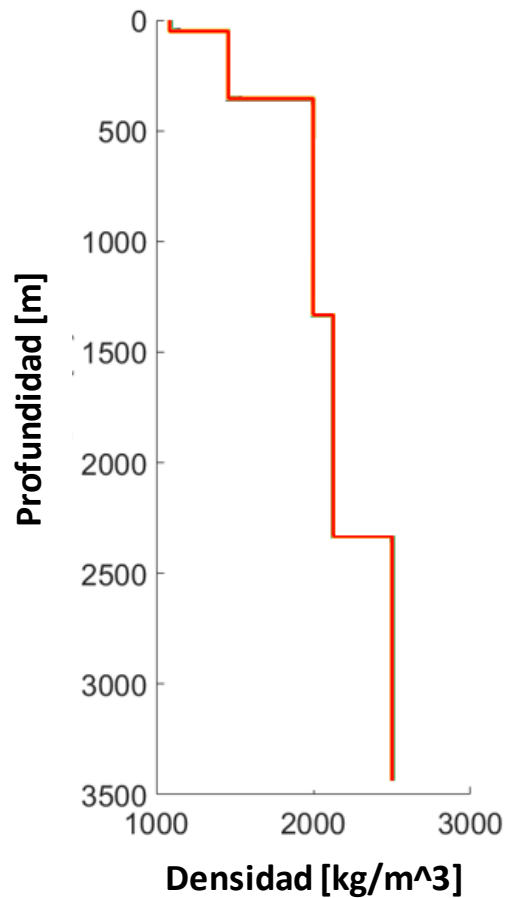
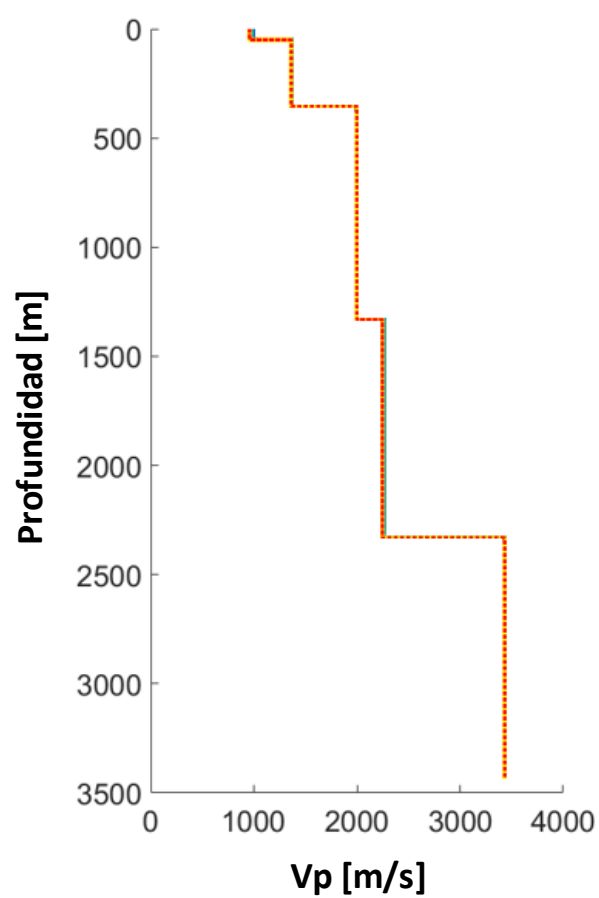
Capa	LAX7-LAX8	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m ³)
1	500	1170
2	1330	1300
3	1600	1750
4	1700	2500
5	2470	2500

Estaciones LAX8-LAX10



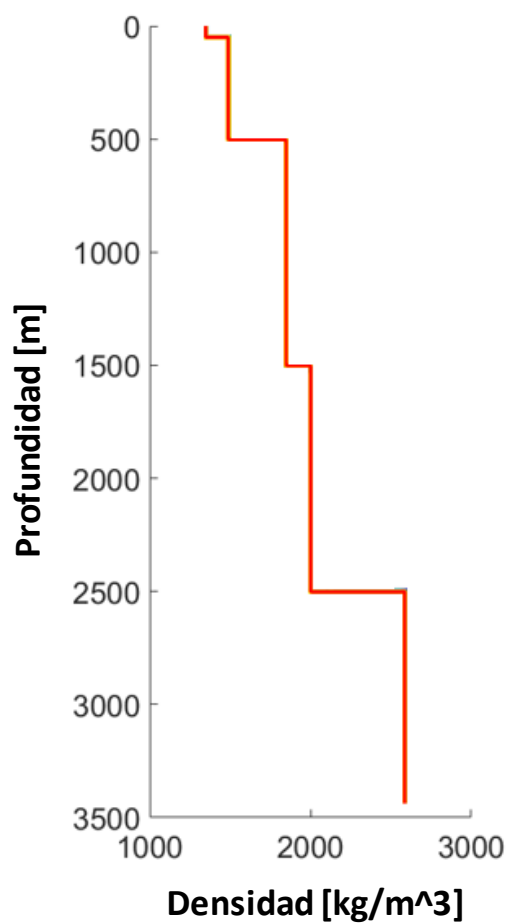
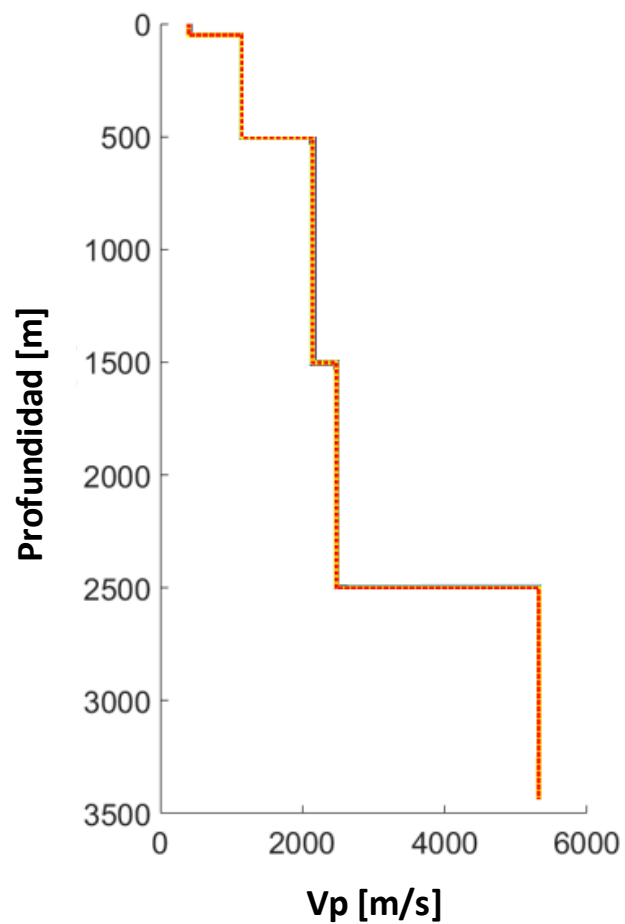
Capa	LAX8-LAX10	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m ³)
1	430	1160
2	930	1570
3	2740	1727
4	2730	2050
5	4220	3490

Estaciones LAX10-LAX12



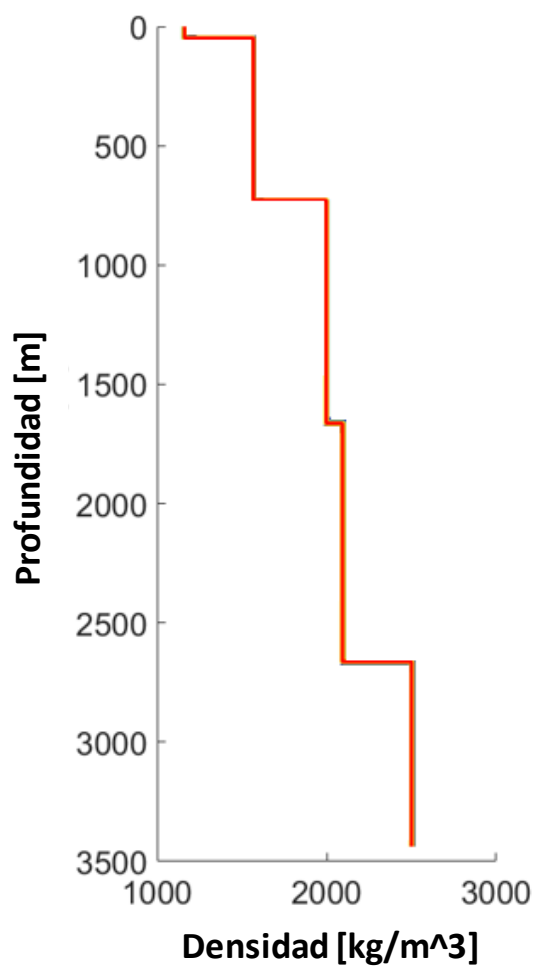
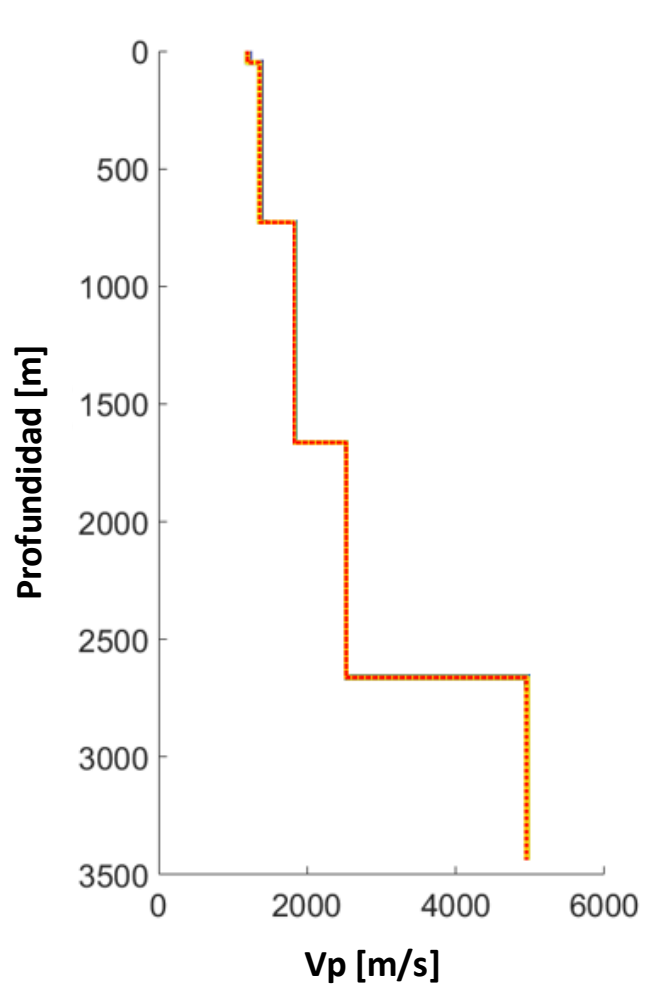
Capa	LAX10-LAX12	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m³)
1	960	1090
2	1360	1459
3	2000	2000
4	2250	2130
5	3430	2500

Estaciones LAX12-LAX14



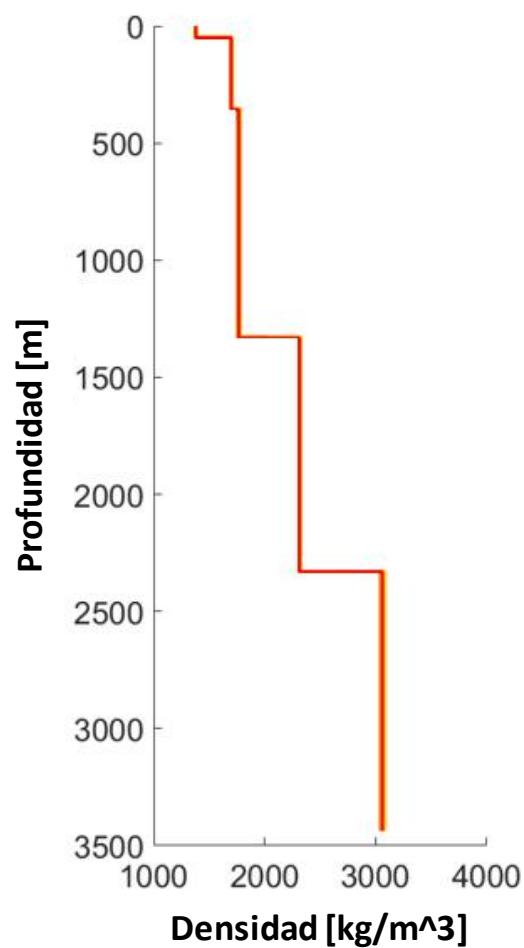
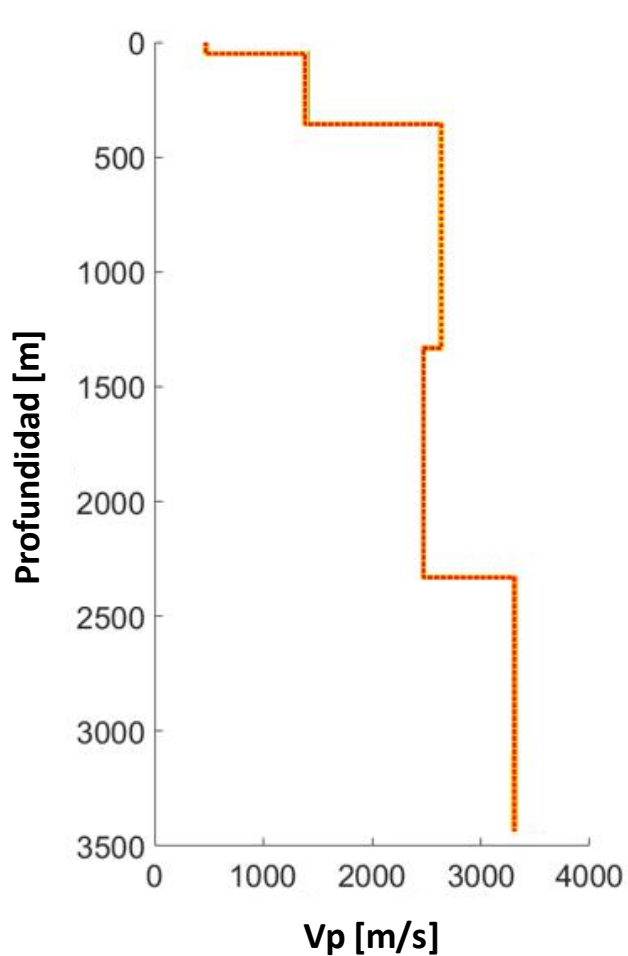
Capa	LAX12-LAX14	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m ³)
1	400	1350
2	1150	1490
3	2140	1850
4	2480	2000
5	5320	2590

Estaciones LAX14-LAX16



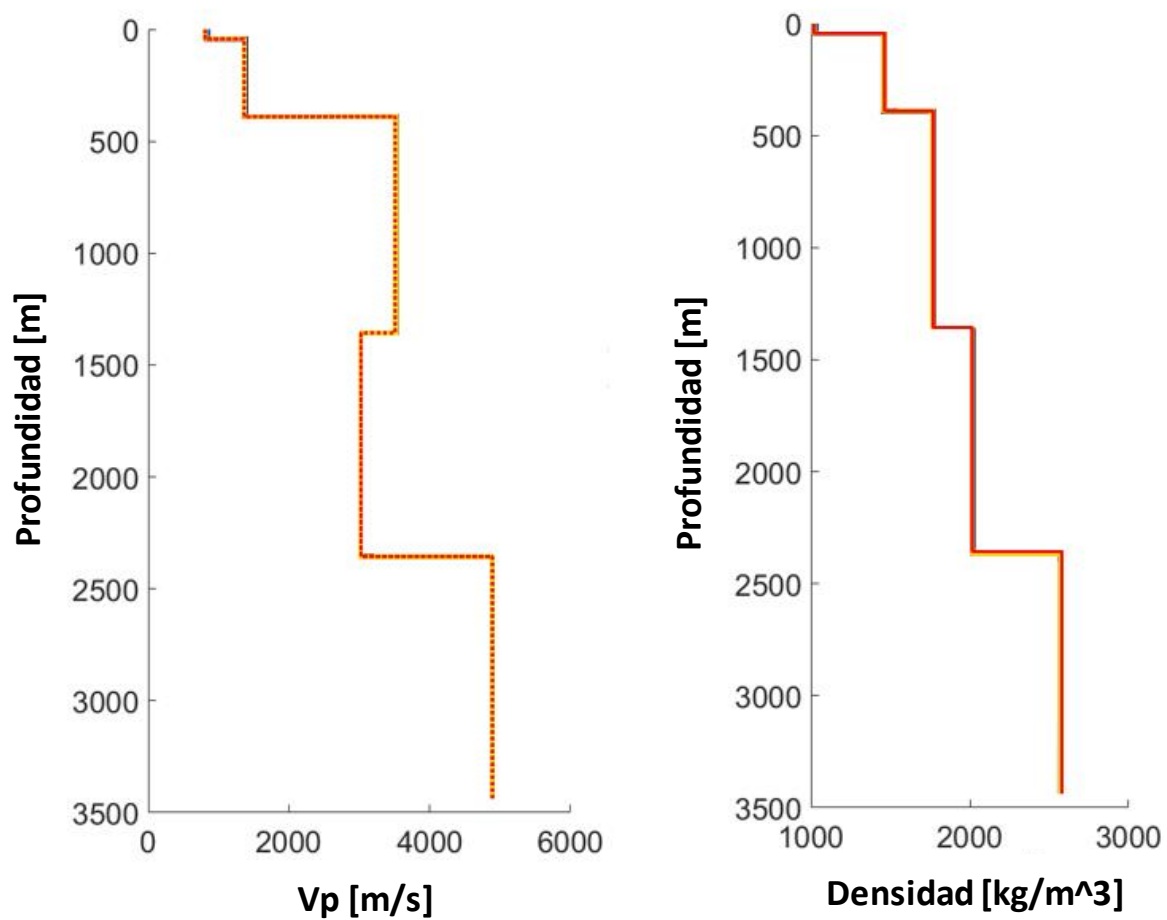
Capa	LAX14-LAX16	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m ³)
1	1200	1160
2	1360	1570
3	1820	2000
4	2530	2100
5	4950	2500

Estaciones LAX16-LAX17



Capa	LAX16-LAX17	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m³)
1	470	1380
2	1380	1700
3	2640	1770
4	2480	2310
5	3300	3060

Estaciones LAX17-LAX18



Capa	LAX17-LAX18	
	Vp(m/s)	Densidad(kg/m ³)
1	810	1010
2	1360	1460
3	3500	1770
4	3020	2010
5	4890	2580