



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**Modelo 3D de velocidad de onda de  
corte utilizando SPAC,  
interferometría sísmica y HVNSR  
en Ciudad Universitaria, Puebla**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniero Geofísico**

**P R E S E N T A**

Angel Bruno Olivares Palomares

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Jorge Aguirre González



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018**

*A mi Madre, que le pido tanto a Dios por sus hijos. Eres mi ejemplo y la persona que más admiro.  
Gracias por todos esos sacrificios. Gracias por todo.*

*A mi Padre, por todas esas horas de trabajo que dedicaste para que mis hermanas y yo tuviéramos  
instrucción profesional. Gracias.*

*A toda mi hermosa familia.*

*A Janet Rodríguez por su amor y compañía.*

*A los que ya no están y a los que vienen.*

## Agradecimientos

A Dios por haberme dado un papel en su juego.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, porque le debo mi formación profesional.

A todos los mexicanos y mexicanas que voluntaria o involuntariamente con sus impuestos mantienen una educación pública de la mejor calidad, no fue en vano.

Al Dr. Jorge Aguirre González por abrirme las puertas del Instituto de Ingeniería, por su apoyo, por compartir sus conocimientos, por su paciencia y por ser una gran persona conmigo y mis compañeros.

Al Instituto de Ingeniería por los apoyos económicos.

A mis compañeros del Instituto de Ingeniería, porque desde el principio me trataron tan bien y porque además me han brindado su amistad y momentos entrañables.

Al M. en C. José Piña, por sus valiosos comentarios y ayuda en la realización de este trabajo.

Al Dr. Hugo Ferrer Toledo y al M. en I. Alejandro Ontiveros por la colaboración, financiamiento y por gestionar los permisos necesarios para la adquisición de los datos.

A todos los que participaron en la adquisición de los datos.

A todos mis amigos que no mencionaré por temor a olvidar a alguno.

# Índice

Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1    Objetivo general.....	3
1.2    Objetivos particulares.....	3
Capítulo 2. Marco teórico .....	5
2.1 Ondas superficiales .....	5
2.1.1    Dispersión de ondas superficiales.....	7
2.1.2    Curvas de dispersión.....	8
2.1.3    Velocidad de fase y velocidad de grupo.....	10
2.2    Microtremores .....	11
2.2.1    Los microtremores como un campo difuso.....	12
2.3    Exploración sísmica.....	12
2.3.1    Cocientes espectrales (HVNSR).....	12
2.3.2    Método de la autocorrelación espacial (SPAC).....	14
2.3.3    Interferometría sísmica pasiva.....	19
Capítulo 3. Lugar de estudio y adquisición .....	23
3.1    Zona de estudio.....	23
3.2    Geología regional .....	23
3.2.1    Eje neovolcánico.....	23
3.3    Geología local.....	24
3.3.1    Estratigrafía .....	25
3.4    Sismicidad en el municipio de Puebla.....	26
3.5    Microzonificación geotécnica.....	26
3.6    Adquisición de datos.....	28
3.7    Instrumentación.....	29
Capítulo 4. Procesado de datos.....	31
4.1    Pre-procesado .....	31
4.2    Cálculo de los cocientes espectrales (HVNSR) .....	32
4.3    Procesado SPAC.....	35
4.3.1    Integración de curvas de dispersión de velocidad de fase.....	42
4.4    Interferometría Sísmica, recuperación de la función de Green.....	44
4.4.1    Filtrado múltiple.....	45

4.4.2	Cálculo de las velocidades de grupo entre dos puntos.....	45
Capítulo 5.	Inversión. ....	51
5.1	Inversión de las curvas de velocidad de fase y el cociente espectral HVNSR .....	51
5.1.1	Modelo directo e inversión del cociente espectral HVNSR.....	51
5.1.2	Inversión conjunta de curvas de dispersión de velocidad de fase y el cociente espectral HVNSR.....	52
5.1.3	Modelos 1D Obtenidos de la Inversión Conjunta .....	53
5.2	Tomografía. ....	55
5.2.1	Prueba de resolución.....	55
5.2.2	Imágenes tomográficas obtenidas. ....	58
5.2.3	Inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo referidas a un punto de atribución. ....	61
Capítulo 6.	Resultados, discusión y conclusiones. ....	65
6.1	Modelos 1D .....	65
6.2	Interpretación .....	67
6.3	Modelo 1D representativo de la zona de estudio.....	69
6.4	Modelos 3D .....	70
6.4.1	Estructura profunda .....	70
6.4.3	Estructura somera (hasta 25 metros). ....	72
6.5	Discusión de resultados.....	74
6.6	Conclusiones y recomendaciones. ....	77
Referencias.....		79
Anexo I.	Coeficientes de autocorrelación, MSPAC.....	83
Anexo II.	Cocientes espectrales HVNSR de todas las estaciones .....	87
Anexo III.	Integración de las curvas de dispersión de velocidad de fase. ....	93
Anexo IV.	Mejores ajustes, inversión conjunta de curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh y cocientes espectrales HVNSR.....	97
Anexo V.	Tomografías de velocidad de grupo de ondas Rayleigh. ....	101
Anexo VI.	Mejores ajustes y modelos 1D de la inversión de las curvas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a profundidad.....	109

# Índice de Figuras

Figura 1. Propagación de ondas Love. ....	5
Figura 2. . Propagación de ondas Rayleigh. ....	6
Figura 3. Movimiento de partícula debido a ondas superficiales. Modificada de Dal Moro (2015). ....	7
Figura 4. Movimiento vertical de partícula en medios estratificados. ....	7
Figura 5. Representación de la curva de dispersión de un medio estratificado. Modificado de Dal Moro (2015). ....	8
Figura 6. Representación una curva de dispersión efectiva. ....	9
Figura 7. Representación gráfica del problema directo e inverso. ....	10
Figura 8. Velocidad de fase y velocidad de grupo (Stein & Wysession, 2003) ....	11
Figura 9. SPAC, arreglo circular y estación central. ....	14
Figura 10. Funciones de Bessel de primera especie y orden 0, 1 y 2. Imagen tomada de <a href="http://equipo3transportedeenergia.blogspot.mx/2017/04/">http://equipo3transportedeenergia.blogspot.mx/2017/04/</a> ....	16
Figura 11. Representación esquemática del método MSPAC. ....	18
Figura 12. Representación unidimensional. a) Ondas planas propagándose simultáneamente en sentido directo y reverso consecuecna de dos fuentes puntuales ( $x_s, x's$ ) viajando en el eje x. b) Respuesta observada en el punto XA c) Respuesta observada en XB d) Términos cruzados producto de la correlación cruzada, sin significado físico. (Wapenaar et al., 2010) ....	19
Figura 13. Fisiografía del estado Puebla. Adaptado de Azomoza et al. (1998) ....	24
Figura 14. Izquierda. Fallas en el estado de Puebla. Derecha. Fallas en la ciudad de Puebla. Adaptado de Azomoza et al. (1998) ....	25
Figura 15. Microzonificación geotécnica del municipio de Puebla. ....	27
Figura 16. Arreglo de microtemores realizado en el lugar de estudio, representado en Google Earth. ....	29
Figura 17. Sismómetro triaxial Guralp 6TD. ....	30
Figura 18. Ejemplo de señal registrada antes del pre-procesamiento (arriba) y después del pre-procesamiento (abajo). ....	31
Figura 19. Cociente espectral HVNSR para la estación T6N60. ....	33
Figura 20. Influencia de fuentes monocromáticas en el cociente HVNSR. Se observa la presencia de otros picos alrededor de la frecuencia característica (2 Hz aprox.). Modificado de Bonnefoy-Claudet et al. (2006) ....	33
Figura 21. Coeficiente de amortiguamiento viscoso ( $z$ ) para las horas de registro donde el pico en 2.1 Hz es más pronunciado. ....	34
Figura 22. a) Arreglo Principal. b) División del arreglo principal en 9 arreglos triangulares chicos. ....	35
Figura 23. a) Arreglos triangulares medianos. b) Arreglo hexagonal. ....	35
Figura 24. Pares y anillos formados para un arreglo triangular con un sensor en el centro. ....	36
Figura 25. Pares y anillos formados para el arreglo hexagonal. ....	37
Figura 26. Función de autocorrelación. Representa la variación del coeficiente de autocorrelación con la frecuencia. Se puede apreciar su forma similar a una función Bessel de primera especie. ....	37
Figura 27. Curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares chicos. La numeración de los arreglos corresponde con la figura 22(b). ....	40
Figura 28. Curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares medianos. La numeración de los arreglos corresponde a la figura 22(a) ....	40
Figura 29. Curva de dispersión obtenida para el arreglo triangular principal. ....	41
Figura 30. Curva de dispersión obtenida para el arreglo hexagonal. ....	41
Figura 31. Integración de la curva de dispersión de velocidad de fase No. 2 ....	42
Figura 32. Integración de la curva de dispersión de velocidad de fase No. 7 ....	42
Figura 33. Representación de las nueve curvas de dispersión integradas de velocidad de fase. ....	43
Figura 34. Trazado de rayos. Los puntos negros representan las estaciones. ....	44

Figura 35. Ejemplos de las funciones de Green recuperadas para dos pares, filtradas en un rango de 6 a 12 Hz.....	44
Figura 36. Ejemplos de filtrado múltiple donde es apreciable la forma de onda. Se muestra la frecuencia central en el eje de las ordenadas de acuerdo al avance utilizado. La gráfica inferior representa la misma función de Green filtrada en el rango completo utilizado en el filtrado múltiple. Las cruces rojas representan los puntos donde fue picada la envolvente que se explica que la siguiente sección. ....	45
Figura 37. 1-9. Curvas de dispersión de velocidad de grupo, obtenidas para diferentes pares. ....	49
Figura 38. Representación de las 96 curvas de dispersión de velocidad de grupo, recuperadas del análisis de la función de Green.....	49
Figura 39. 1-4. Mejores ajustes resultado de la inversión conjunta de las curvas de dispersión integradas de velocidad de fase 2,5,7 y 8, respectivamente, y sus correspondientes cocientes espectrales. a) La curva en rojo representa el mejor ajuste en el cociente espectral HVNSR. b) La curva en rojo representa el mejor ajuste a la curva de dispersión. c) Modelo 1D resultado de la inversión.....	54
Figura 40. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 5 metros por lado. . Derecha. Modelo inicial. Izquierda. Modelo recuperado. ....	56
Figura 41. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 10 metros por lado. Derecha. Modelo inicial. Izquierda. Modelo recuperado. ....	56
Figura 42. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 15 metros por lado. a) Modelo inicial. b) Modelo recuperado sin ruido aleatorio. c) Modelo recuperado con ruido aleatorio.....	57
Figura 43. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 20 metros por lado. a) Modelo inicial. b) Modelo recuperado sin ruido aleatorio. c) Modelo recuperado con ruido aleatorio.....	57
Figura 44. Trazado de rayos, dentro del medio parametrizado en celdas de 20 metros por lado. ....	58
Figura 45. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 6 Hz. ....	58
Figura 46. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 7 Hz. ....	59
Figura 47. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 8 Hz. ....	59
Figura 48. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 9 Hz. ....	60
Figura 49. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 10 Hz. ....	60
Figura 50. Representación esquemática de las celdas. En las celdas en color rojo no fue posible recuperar una curva de dispersión coherente.....	61
Figura 51. Representación de las 22 curvas de dispersión de velocidad de grupo recuperadas en 22 celdas..	61
Figura 52. Inversión conjunta de la curva de dispersión recuperada en la celda 17 y el cociente espectral HVNSR en el centro. a) La línea roja representa el mejor ajuste del cociente espectral HVNSR. b) La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. c) Modelo 1D obtenido.....	62
Figura 53. 1-8. Mejores ajustes resultado de la inversión de las curvas de velocidad de grupo para la celda 1, celda 6, celda 11, celda 15, celda 19, celda 21, celda 23 y celda 26, según la numeración de la figura 50. a) La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. b) Modelo de velocidad 1D resultante. ....	63
Figura 54. Izquierda. Modelos 1D de velocidad de onda de corte obtenidos como resultado de la inversión conjunta de las curvas integradas de velocidad de fase. Derecha. Modelo 1D promedio de velocidad de onda de corte.....	65
Figura 55. Izquierda. Modelos 1D de velocidad de onda de corte obtenidos como resultado de la inversión de las curvas a profundidad de velocidad de grupo estimadas a partir de la Tomografía. Derecha. Modelo 1D de velocidad de onda de corte promedio .....	66
Figura 56. Representación esquemática de la interpretación e integración de los modelos resultantes a partir de las velocidades de fase y de grupo. Las líneas rojas representan el límite con el semi espacio. En el caso del modelo del modelo obtenido de velocidades de grupo se forma una capa entre su semi espacio y la interface de la primera capa del modelo de velocidades de fase. ....	68
Figura 57. Modelo 1D de velocidad de onda de corte versus profundidad, representativo del lugar de estudio. ....	69

<i>Figura 58. Modelo 3D de la estructura profunda. Vista frontal, dirección SE-NW. La iso-superficie mostrada a una profundidad de 70 metros representa el basamento ingenieril (720 m/s).</i>	70
<i>Figura 59. Modelo 3D de la estructura profunda. Vistas laterales, dirección E-O y SW-NE. La iso superficie mostrada a una profundidad de 70 metros representa el basamento ingenieril (720 m/s).</i>	71
<i>Figura 60. Modelo 3D de la estructura somera. Vista N-S y S-N</i>	72
<i>Figura 61. Modelo 3D de la estructura somera. Vista O-E y E-O.</i>	73

## Índice de tablas

<i>Tabla 1. Fuentes de microtemores.</i>	11
<i>Tabla 2. Rangos en frecuencia de las curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares chicos</i>	40
<i>Tabla 3. Rangos en frecuencia de las curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares medianos.</i>	41
<i>Tabla 4. Características de los modelos 1D obtenidos de la inversión conjunta de las curvas integradas de velocidad de fase y los cocientes espectrales HVNSR.</i>	65
<i>Tabla 5. Características de los modelos 1D obtenidos de la inversión conjunta de las curvas a profundidad de velocidad de grupo.</i>	66
<i>Tabla 6. Características del modelo de velocidad de onda de corte</i>	69
<i>Tabla 7. Características del Modelo 1D representativo del lugar de estudio.</i>	77

## Resumen

La estructura del subsuelo tiene una influencia directa en la propagación de ondas sísmicas sobre la tierra, ya que puede inducir amplificaciones en ciertos períodos. Estudios geofísicos de prospección sísmica pasiva han sido de gran utilidad en la estimación de parámetros elásticos que ayudan a determinar la respuesta de un sitio ante un evento sísmico. La técnica de los cocientes espectrales HVNSR ha sido ampliamente utilizada como un estimador confiable del período dominante de depósitos sedimentarios. Es una práctica común mostrar la distribución espacial de períodos dominantes en determinados lugares, suponiendo niveles de peligro sísmico similares en lugares con un período dominante similar. Sin embargo, existen múltiples modelos equivalentes para un período de resonancia específico, por lo tanto, es importante conocer la estructura del subsuelo para una mejor cuantificación de los efectos de sitio.

La velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) es uno de los parámetros elásticos más influyentes en la determinación de la respuesta de sitio porque está directamente relacionada con la resistencia a las deformaciones elásticas y tensiones de corte. Los métodos de arreglos de microtemores aprovechan las propiedades dispersivas de las ondas superficiales contenidas en el ruido sísmico y son una gran alternativa para estimar la estructura de velocidades del subsuelo. Entre los métodos de arreglos de microtemores destaca el Método de la Autocorrelación Espacial (SPAC) con el que es posible estimar una estructura de velocidades a partir de la inversión de una curva de dispersión de velocidad de fase. Por otro lado, la Tomografía de Interferometría Sísmica pasiva es un método con el que es posible observar la distribución lateral de velocidades de grupo y posteriormente obtener información de la estructura de velocidades del medio.

Con el objetivo de obtener un perfil de velocidades de onda de corte representativo, en el presente trabajo se analizó un conjunto de datos obtenidos de un arreglo de microtemores a escala geotécnica desplegado en el jardín botánico de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, Puebla, Pue. Fueron utilizados 15 sismómetros triaxiales de banda ancha (sensibles en un rango de 30seg-100Hz, según fabricante) con los que fueron calculados los cocientes espectrales HVNSR, observando ligeras diferencias en el período dominante ( $1.2 \pm 0.05$  Hz). Posteriormente, se aplicó el método Modificado de la Autocorrelación Espacial (MSPAC) utilizando los componentes verticales y fue posible estimar curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh en un rango de 1.5 a 7.4 Hz. Las curvas de dispersión de velocidad de fase fueron invertidas de manera conjunta con la forma de los cocientes espectrales HVNSR bajo la suposición que los microtemores son un campo difuso. Como resultado se obtuvieron perfiles de velocidad congruentes con el período dominante del sitio.

Con la finalidad de robustecer y mejorar la resolución de los modelos de velocidad fue aplicada la técnica de tomografía de interferometría sísmica pasiva logrando estimar la estructura de velocidades de los primeros veinticinco metros, corroborando además la aplicabilidad del método a arreglos de escala geotécnica. El modelo resultante constó de 8 capas sobre un semi-espacio, logrando profundidades de investigación de casi tres veces la apertura máxima del arreglo y una resolución a partir de los 4 metros.



## Abstract

The subsoil structure has a direct influence on the propagation of seismic wave on the Earth, as it can induce amplifications in certain periods. Geophysical studies of passive seismic prospecting have been very useful in the estimation of elastic parameters that help determine the response of a site to a seismic event. The technique of the spectral ratios (HVNSR) has been widely used as a reliable estimator of the dominant period of sedimentary deposits. It is a common practice to show the spatial distribution of dominant periods in certain places, assuming similar seismic hazard levels in places with a similar dominant period. However, there are multiple equivalent models for a specific resonance period, therefore, it is important to know the structure of the subsoil for a better quantification of site effects.

The shear wave velocity ( $V_s$ ) is among the most influential elastic parameters in the determination of the site response because it is directly related to the resistance to elastic deformations and shear stresses. The methods of microtremor arrays take advantage of the dispersive properties of surface waves contained in seismic noise and they are a great alternative for estimating the structure of subsoil velocities. Among the methods of microtremor arrays, the spatial autocorrelation method (SPAC) stands out, since SPAC method estimates a velocity structure from the inversion of a phase velocity dispersion curve. On the other hand, the method of passive seismic interferometry tomography allows to observe the lateral distribution of group velocities and subsequently to obtain information on the velocity structure of the medium.

In order to obtain a profile of representative shear wave velocities, in this research a set of data obtained from a microtremors array at geotechnical scale deployed in the botanical garden of the Meritorious Autonomous University of Puebla, Puebla is analyzed. Fifteen triaxial seismometers (sensitive in a range of 30sec-100Hz) were used and thus the spectral ratios HVNSR were calculated, observing slight differences in the dominant period ( $1.2 \pm 0.05$  Hz). Afterwards, the Modified Spatial Autocorrelation method (MSPAC) was applied using the vertical components and it was possible to estimate Rayleigh wave phase velocity dispersion curves in a range of 1.5 to 7.4 Hz. The phase velocity dispersion curves were inverted together with the shape of the spectral ratios HVNSR under the assumption that microtremors are a diffuse field. As a result, velocity profiles were obtained consistent with the dominant period of the site.

In order to enhance the resolution of velocity models, the passive seismic interferometry tomography technique was applied, estimating the velocity structure of the first thirty meters, further corroborating the applicability of the method to geotechnical scale arrays. The resulting model consisted of 8 layers over a semi-space, achieving research depths of almost three times the maximum aperture of the array and a resolution from 4 meters.

## Capítulo 1. Introducción

Las ondas sísmicas generadas por sismos cambian en amplitud, duración y contenido de frecuencias al propagarse en suelos blandos. Estos cambios, conocidos como efectos de sitio, están asociados con la estratigrafía, las propiedades físicas de suelo, la topografía y geometría de la cuenca sedimentaria (Chang-Guk & Choong-Ki, 2008). Los efectos de sitio juegan un rol fundamental en la evaluación de la respuesta sísmica y el peligro sísmico. Algunos métodos geofísicos de exploración sísmica han sido de gran utilidad para la estimación de distintos parámetros elásticos que ayudan a conocer estos efectos.

La técnica Cocientes espectrales de ruido sísmico (HVNSR), es un estimador confiable del período dominante del subsuelo. Esta técnica asume que los sitios con períodos dominantes similares tienen niveles similares de peligro (Asten *et al.*, 2005). Sin embargo, para un período dominante específico suele haber modelos equivalentes que llegan a diferir significativamente entre sí. Maugeri & Soccodato (2014) afirman que en numerosos casos y en áreas urbanas, específicamente en el marco de la microzonificación y estudios de riesgo, los cocientes HVNSR no correlacionan con la información geotécnica disponible, ignorando además, el importante efecto de parámetros influyentes en la respuesta de sitio como pueden ser el espesor de los depósitos de suelo, distribución de la litología y el efecto de contrastes de impedancia en capas intermedias.

Entonces, el cálculo de los cocientes espectrales resulta insuficiente para una mejor cuantificación de los efectos de sitio. Por este motivo, se han incluido en algunos códigos sísmicos de construcción la estimación de perfiles de velocidad de onda de corte ( $V_s$ ), como el Eurocódigo que contempla un promedio de velocidades en los primeros 30 metros, un parámetro conocido como  $V_{s30}$ . Los perfiles de velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) pueden ser obtenidos de forma indirecta utilizando métodos geofísicos de exploración sísmica, dentro de los cuales existe una variedad de métodos que dependiendo del tipo de fuente utilizada se dividen en métodos de fuente activa y de fuente pasiva. Los métodos de fuente activa se ven imitados por la cantidad de energía generada dado el tipo de fuente utilizada. Aunado a esto se debe considerar que en zonas urbanas la aplicación de fuentes muy energéticas como explosivos se vuelve inadecuado.

Ante esta problemática los métodos geofísicos de prospección sísmica de fuente pasiva representan una gran alternativa, debido a que no son invasivos, la adquisición de datos es muy sencilla, son más económicos respecto a los sondeos geotécnicos y utilizan las propiedades del ruido sísmico ambiental o microtremores presentes de manera continua. Los microtremores son originados en bajas frecuencias ( $<1$  Hz) por fuentes de origen natural como son el cauce de ríos, olas oceánicas y fenómenos atmosféricos. En altas frecuencias se suele atribuir su origen a actividades humanas. Sánchez-Sesma *et al.* (2011) proponen que los microtremores forman un campo difuso, originado por las múltiples difracciones que sufren las ondas sísmicas en su trayectoria.

Las técnicas sísmicas de fuente pasiva empleadas para obtener perfiles de velocidad de onda de corte son comúnmente llamadas “métodos de arreglos de microtremores”. De manera general, estas técnicas aprovechan las propiedades dispersivas de las ondas superficiales, principalmente de las ondas Rayleigh.

Una de estas técnicas es conocida como el Método de la Autocorrelación Espacial (SPAC) propuesta por Aki (1957). La técnica originalmente plantea un arreglo de microtremores en forma circular con una estación en el centro. A partir de un promedio azimutal de coeficientes de correlación, calculados en el dominio espacial, es posible obtener una medida confiable de la velocidad de fase. Diferentes autores han propuesto modificaciones y extensiones al método SPAC, entre estas destaca la hecha por Bettig *et al.* (2001), que denominan método MSPAC (Modified Spatial Autocorrelation, por sus siglas en inglés). El método MSPAC elimina la restricción geométrica del arreglo y solo basta con tener una cobertura azimutal de varios pares de estaciones, haciendo posible la aplicación del método con hasta sólo tres estaciones.

Por otro lado, la técnica de las Correlaciones Cruzadas entre pares de estaciones o comúnmente denominado Interferometría Sísmica (IS), permite a partir de correlaciones cruzadas en el dominio del tiempo de registros simultáneos de microtremores, recuperar información coherente del medio. Campillo & Paul (2003) demostraron que es posible estimar la función de Green Empírica entre dos estaciones a partir de correlaciones cruzadas de campos de ondas difusos, en su caso codas de sismos. Posteriormente, Shapiro & Campillo (2004) extienden la aplicación de la técnica de Correlaciones Cruzadas a microtremores, deduciendo que los microtremores al ser un campo aleatorio, se podría entonces recuperar la función de Green Empírica y arribos de trenes de ondas.

Con los métodos de arreglos de microtremores se obtienen como resultado curvas de dispersión de velocidad de fase o de velocidad de grupo. Mediante técnicas de inversión de datos aplicadas a las curvas de dispersión es posible obtener perfiles de velocidad de onda de corte. García-Jerez *et al.* (2016) desarrollaron una metodología capaz de calcular el modelo directo e inversión del cociente espectral HVNSR bajo la suposición de que los microtremores forman un campo difuso.

En este trabajo se obtuvieron curvas de dispersión de velocidad de fase y de velocidad de grupo que fueron invertidas de manera conjunta con la forma del cociente espectral HVNSR. Al hacer la inversión conjunta se acota el espacio de modelos solución, disminuyendo la incertidumbre del problema inverso. Además, se asegura que el perfil de velocidades de onda de corte obtenido cumple con el período dominante del sitio, haciendo posible una cuantificación de los efectos de sitio congruente.

En el capítulo 2 se presenta un resumen de los conceptos y propiedades físicas de las ondas superficiales, que sustentan a los métodos geofísicos de prospección sísmica de fuente pasiva. Se define al campo de los microtremores como un campo difuso y se presentan las bases teóricas y suposiciones de la técnica de los cocientes espectrales HVNSR, el método de la autocorrelación espacial (SPAC), así como de la interferometría sísmica de fuente pasiva (IS).

En el capítulo 3 se muestra la zona de estudio, se describen las características geológicas regionales y locales así como la microzonificación geotécnica. Se presenta la geometría del arreglo diseñado y la instrumentación utilizada en la adquisición de datos.

El capítulo 4 muestra el procesamiento de datos, las formas de los cocientes espectrales HVNSR, las curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh obtenidas del método MSPAC, así

como las curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh mostrando información lateral, recuperadas del análisis de la función de Green.

En el capítulo 5 se hace una breve revisión de los fundamentos teóricos de la inversión del cociente espectral HVNSR, se muestra la inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de fase y los cocientes espectrales HVNSR. Se presentan también, las aproximaciones tomográficas 2D de la inversión de los tiempos de viaje con las que se estimaron curvas de dispersión de velocidad de grupo referidas a puntos de atribución específicos y su consecuente inversión.

Los resultados obtenidos se presentan en el capítulo 6, además se hace una interpretación geológica, una discusión y se exponen las conclusiones y recomendaciones a las que se llegó.

### 1.1 Objetivo general.

Obtener un modelo de velocidad de onda de corte robusto, congruente con el período dominante y representativo de la zona de estudio, utilizando métodos geofísicos de prospección sísmica pasiva.

### 1.2 Objetivos particulares.

Aplicar el método MSPAC, para obtener curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh.

Realizar una inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh y los cocientes espectrales HVNSR.

Aplicar el método de tomografía de interferometría sísmica pasiva a un arreglo de microtemores a escala geotécnica.



## Capítulo 2. Marco teórico

### 2.1 Ondas superficiales

Las ondas superficiales se forman cuando en un medio estratificado las ondas de cuerpo se topan con una superficie libre. La dirección de propagación de estas ondas es paralela a la superficie y su amplitud decrece con a distancia a la superficie. La energía de las ondas superficiales se difunde en dos dimensiones y decae a una distancia  $r$  de la fuente aproximadamente como  $r^{-1}$  mientras que la energía de las ondas de cuerpo se difunde en tres dimensiones y decae con un factor  $r^{-2}$ . Para distancias grandes las ondas superficiales son predominantes.

Existen dos tipos de ondas superficiales, las ondas Love –descritas por el profesor Love en 1911- y de Rayleigh –descritas por Lord Rayleigh en 1885-. Para una capa sobre un semi-espacio, las ondas Love se originan a partir de ondas SH atrapadas cerca de la superficie, para luego inferir múltiples difracciones entre la capa inferior y la superficie libre, los desplazamientos ocurren en el plano transversal. En la figura 1 se ilustra la dirección de los desplazamientos provocados por la propagación de ondas Love.

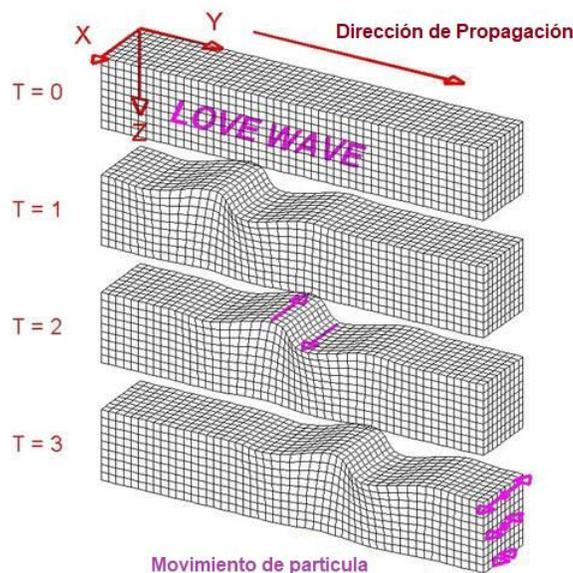


Figura 1. Propagación de ondas Love.

*T* representa diferentes momentos de tiempo. El movimiento de partícula perpendicular a la dirección de propagación se observa en el plano transversal. Imagen tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

Las ondas de Rayleigh producen un desplazamiento de trayectoria elíptica con una componente retrógrada de movimiento en el plano de propagación. En un medio verticalmente heterogéneo se producen siempre que se induzca movimiento en la superficie libre en el plano vertical. Las ondas de Rayleigh son una combinación de desplazamientos de ondas P y SV, su propagación se da en los planos vertical y radial. En la figura 2 se ilustra la dirección de los desplazamientos consecuencia de la propagación de ondas Rayleigh.

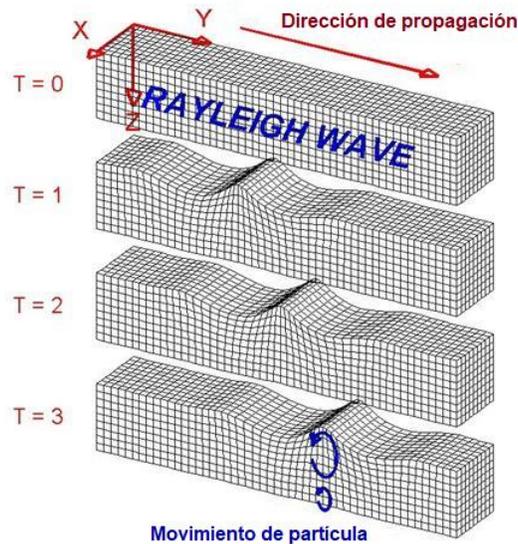


Figura 2. . Propagación de ondas Rayleigh.

*T* representa diferentes momentos de tiempo. El movimiento de partícula elíptico retrógrado se observa en los planos vertical y radial. Imagen tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

Algunas características importantes de las ondas superficiales se resumen y mencionan a continuación (Dal Moro, 2015).

1. Al aplicar una fuente sísmica en una superficie normal el 67% de la energía se transforma en ondas superficiales, el 7% en ondas P y el 26% en ondas S.
2. La amplitud de las ondas superficiales decrece exponencialmente con la profundidad, de ahí su utilidad para caracterizar la parte somera del subsuelo.
3. En los registros sísmicos, tomados sobre la superficie, las ondas superficiales dominan sobre las ondas de cuerpo. La amplitud de las ondas superficiales decrece (en superficie) a un factor de la raíz cuadrada a la distancia a la fuente. Por otro lado, la propagación de las ondas de cuerpo es semi-esférica, perdiendo energía más rápido que las ondas superficiales.
4. El movimiento de partícula debido a una onda Love se da en el plano transversal, perpendicular a la dirección de propagación.
5. El movimiento de partícula debido a una onda de Rayleigh tiene forma elíptica retrógrada - contraria a la dirección de propagación- se observa en el plano radial y vertical. La figura 3 muestra los planos de movimiento de partícula debido a ondas Love y Rayleigh.

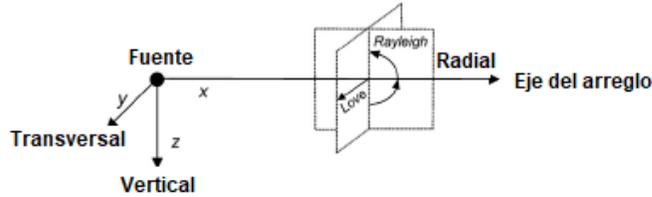


Figura 3. Movimiento de partícula debido a ondas superficiales. Modificada de Dal Moro (2015).

### 2.1.1 Dispersión de ondas superficiales

La propagación de ondas de Rayleigh en el semi-espacio ideal (infinito, isótropo, elástico y homogéneo) no es dispersiva solo depende de las propiedades mecánicas del suelo. En medios estratificados la heterogeneidad y las características geométricas de este provocan un fenómeno conocido como dispersión. Este fenómeno es modelado utilizando las condiciones de frontera que se generan en las interfaces, de esta manera se obtiene una relación en la cual la velocidad de onda no sólo depende de las propiedades mecánicas del suelo, sino también de la frecuencia de la onda. La relación entre la velocidad de fase de la onda y la frecuencia se expresa como:

$$V_f = \lambda f \quad (1)$$

Dónde  $V_f$  es la velocidad de fase,  $\lambda$  es la longitud de onda y  $f$  es la frecuencia.

La profundidad de penetración de las ondas de Rayleigh tiene una relación de aproximadamente  $\lambda/3$ , esto quiere decir que a cierta profundidad corresponde una velocidad de fase y una frecuencia de dispersión. El movimiento de la partícula en longitudes de onda cortas está asociado a capas cercanas a la superficie, por el contrario, el movimiento de la partícula en longitudes de onda largas se asocia a capas más profundas, como se muestra en la figura 4. La dispersión de ondas de Rayleigh en medios verticalmente heterogéneos es la base de la exploración geofísica utilizando ondas superficiales.

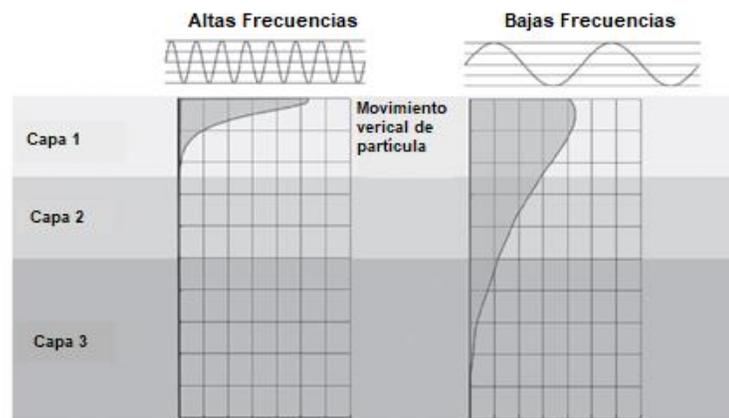


Figura 4. Movimiento vertical de partícula en medios estratificados. Longitudes de onda corta (altas frecuencias) inducen desplazamientos en capas someras. Longitudes de onda largas (bajas frecuencias) corresponden a capas profundas. Obsérvese que a bajas frecuencias la velocidad depende también de las propiedades de las capas sobre yacientes. Modificado de Foti et al. (2015).

### 2.1.2 Curvas de dispersión.

La relación entre velocidad y frecuencia generalmente es expresada de manera gráfica, en las llamadas curvas de dispersión. La figura 5 muestra una curva de dispersión de velocidad de fase representativa de un medio estratificado.

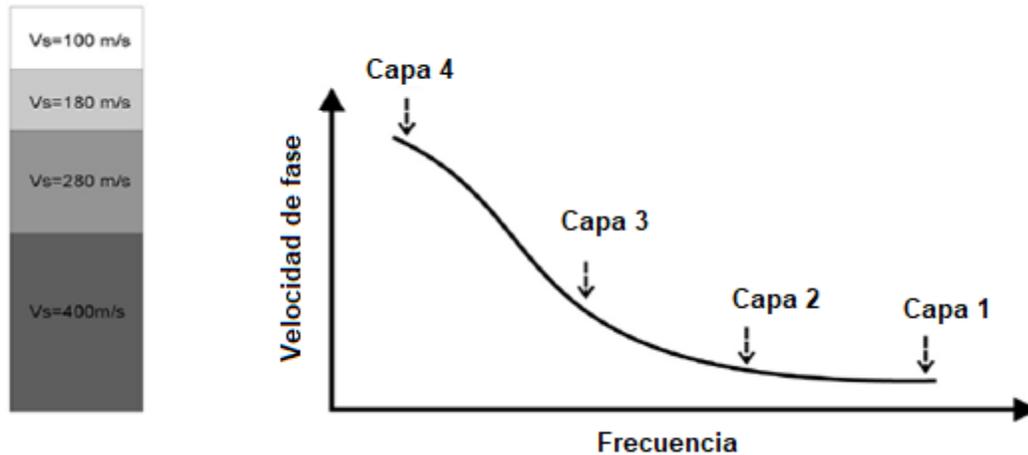


Figura 5. Representación de la curva de dispersión de un medio estratificado. Modificado de Dal Moro (2015).

La dispersión es un fenómeno que ocurre en diferentes bandas de energía o modos, en su representación gráfica más común se suele mostrar sólo el modo fundamental de dispersión, sin embargo, en muchas ocasiones se pueden observar modos superiores. Los modos de dispersión pueden estar contenidos en la misma banda de frecuencias, para una curva de dispersión de velocidad de fase el modo fundamental será aquel en el que las velocidades son menores.

Shuangxi (2011) menciona que las curvas de dispersión dependerán de los métodos usados para obtenerlas, y llama a los modos superiores observados como pseudo dispersión multimodal. Entonces la curva de dispersión obtenida se trata de una *curva de dispersión efectiva*, que es la superposición de velocidades de dispersión multimodal “verdaderas” con el máximo apilamiento de energía en la imagen de dispersión. En ocasiones cuando el error es muy pequeño las curva de dispersión efectiva suele ser muy similar al modo fundamental de dispersión, sin embargo, por lo general la el modo fundamental es un tanto menor a las curva de dispersión efectiva (ver figura 6).

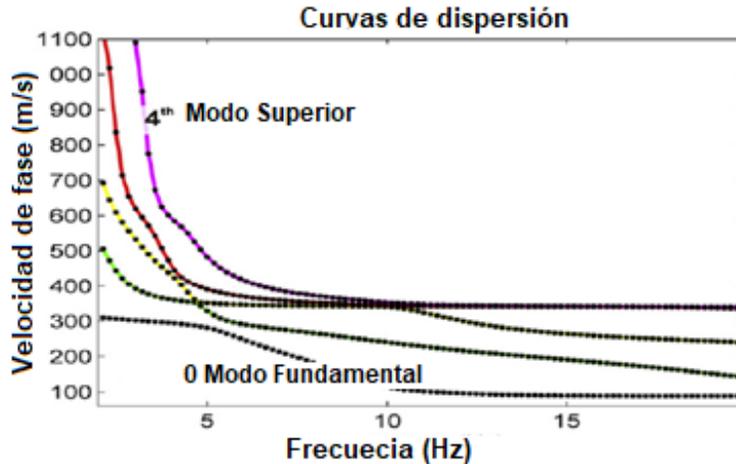


Figura 6. Representación una curva de dispersión efectiva. Las líneas en color amarillo, rojo y violeta corresponden a los modos superiores 1, 2 y 3 respectivamente, del modo fundamental en color gris. La línea amarilla corresponde a la curva de dispersión efectiva. Modificado de Dal Moro (2015).

Los parámetros que más influyen en la propagación de ondas de Rayleigh son la Velocidad de onda S ( $V_s$ ) y el espesor de las capas, por lo que los valores de velocidad de onda P ( $V_p$ ) y de densidad recuperados tras un análisis de ondas superficiales no deben tomarse como definitivos. En ocasiones se suele fijar un valor de la relación de Poisson y una vez obtenida  $V_s$  se calcula un valor de  $V_p$ . Es importante enfatizar entonces que la velocidad de propagación de ondas de Rayleigh no depende significativamente de la relación de Poisson. La velocidad de propagación de ondas Rayleigh es aproximadamente  $0.9V_s$

En el análisis de las curvas de dispersión se denomina problema directo cuando se conocen las propiedades geométricas y elásticas del subsuelo y es posible modelar la curva dispersión de ondas superficiales. En exploración geofísica la curva de dispersión es obtenida (con diferentes métodos) a partir de observaciones en campo. A esto se le conoce como el problema inverso, donde a partir de observaciones se obtienen, con ayuda de herramientas matemáticas, los parámetros geométricos y elásticos de la estructura del subsuelo que causó esa forma de dispersión (ver figura 7).

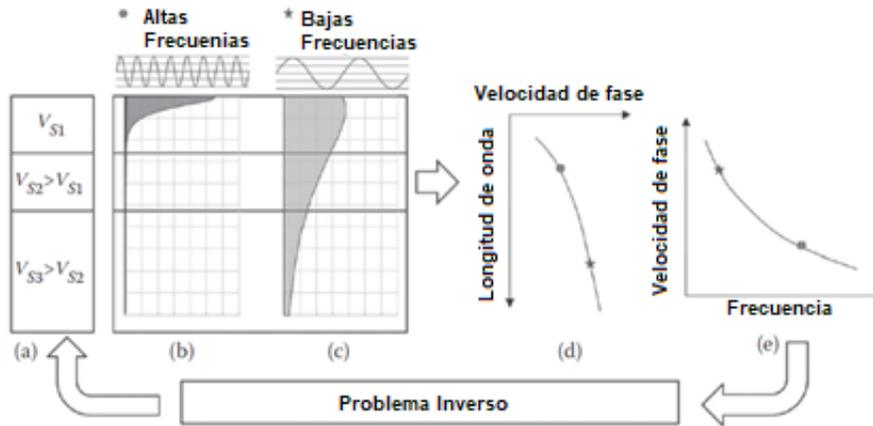


Figura 7. Representación gráfica del problema directo e inverso.

(a) Representación esquemática del medio en términos de \$V\_s\$ y espesores. (b) Altas frecuencias (longitudes de onda corta) representan la velocidad de capas someras. (c) Bajas frecuencias (longitudes de onda larga) representan velocidad de capas profundas, con influencia de las capas sobre yacientes. (d) Construcción de la curva de dispersión. Modificada de Dal Moro (2015).

### 2.1.3 Velocidad de fase y velocidad de grupo.

En la sección anterior se utilizaron los términos velocidad de fase y velocidad de grupo, para una mayor comprensión del fenómeno de dispersión es necesario definirlos. Las ondas no dispersivas se propagan con una velocidad simple y su forma de onda se propaga sin cambios. Cuando hay dispersión, la velocidad depende de la frecuencia y hay cambios en la forma de propagación. La velocidad de fase es la rapidez de propagación de una fase simple de la forma de onda, mientras que la velocidad de grupo es la rapidez de un paquete o grupo de ondas. En otros textos es común definir a la velocidad de grupo como la rapidez de la envolvente de un conjunto de fases. En la figura 8 es posible distinguir la fase y la envolvente que componen un tren de ondas.

La velocidad de fase se expresa matemáticamente:

$$V_f(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)} \quad (2)$$

Dónde \$V\_f\$ es la velocidad de fase, \$\omega\$ es la frecuencia angular y \$k\$ es el número de onda.

La velocidad de grupo se expresa matemáticamente:

$$V_g(\omega) = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (3)$$

La relación entre ambas está dada por:

$$V_g = V_f \left[ 1 - k \frac{\partial V_f}{\partial \omega} \right]^{-1} \quad (4)$$

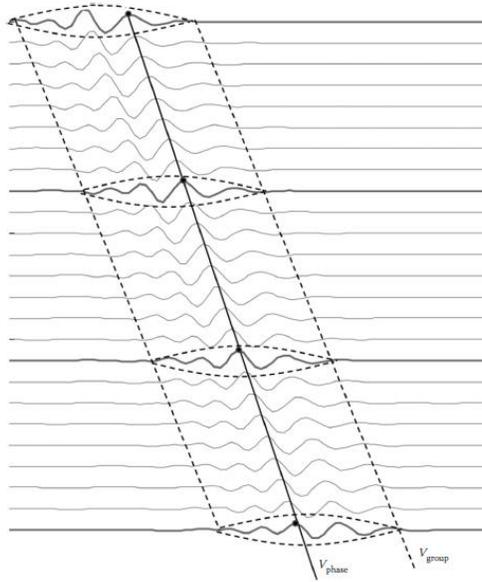


Figura 8. Velocidad de fase y velocidad de grupo (Stein & Wysession, 2003)

## 2.2 Microtremores

Se les conoce también como microsismos, -en ingeniería es común que se les llame ruido sísmico ambiental- son vibraciones constantes en la superficie de la Tierra. La amplitud de los microtremores es muy pequeña y los desplazamientos inducidos van en el orden de  $10^{-4}$  a  $10^{-2}$  mm. El origen de los microtremores es antropogénico (maquinas, motores, tránsito de vehículos, gente caminando, etc...) y/o natural (flujo de agua en ríos, viento, variación de presión atmosférica, ondas oceánicas) (Okada, 2003).

Asten & Henstridge (1984) con base en distintos trabajos y observaciones, clasificaron las fuentes y estructuras modales de los microtremores. Dal Moro (2015) resume y complementa dicha clasificación que se presenta a continuación.

Fuente	Rango [Hz]
Actividad humana	2-30
Ciclones marinos	0.5-3
Perturbaciones meteorológicas a escala global	0.15-0.5
Ondas oceánicas	0.5-1.2

Tabla 1. Fuentes de microtremores.

El rango de frecuencias de los microtremores varía de 0.01 a 30 Hz, de manera general se vincula a aquellos menores a 1Hz a un origen natural y aquellos mayores a 1 Hz a un origen antropogénico. Se suele afirmar que los microtremores están compuestos principalmente por ondas superficiales, las proporciones entre ondas Love y de Rayleigh no están bien definidas, se estima también que a frecuencias menores a 1Hz estas ondas superficiales están dominadas por su modo fundamental.

### 2.2.1 Los microtemores como un campo difuso.

Las ondas sísmicas generadas por una distribución aleatoria de fuentes en la superficie y en el interior de la tierra, al viajar por la corteza terrestre interactúan con heterogeneidades dando lugar a múltiples difracciones. Estas interacciones pueden ser representadas por medio de las ecuaciones de transporte y difusión. Sánchez-Sesma *et al.* (2011) proponen que se puede formar un campo difuso a partir de estas difracciones múltiples. En este sentido, el campo de ondas de microtemores se considera un campo difuso. Esto implica que el campo de microtemores es equiparticionado, esto significa que un espacio tridimensional las ondas P y S tienen densidades de energía fijas.

### 2.3 Exploración sísmica.

La exploración sísmica consiste en estimar propiedades elásticas de la estructura del subsuelo a partir del registro, observación y análisis de ondas sísmicas. Dependiendo del tipo de fuente empleada, podemos clasificar la exploración sísmica en dos tipos: de fuente activa y de fuente pasiva. La exploración sísmica de fuente activa consiste en el estudio de la propagación y/o dispersión de ondas sísmicas generadas a partir de una excitación, dicha excitación puede ser consecuencia de un golpe mecánico con un marro, caída de un peso o explosivos. Los estudios de exploración sísmica de fuente activa más comunes son: refracción y reflexión; en pozo como: VSP, crosshole y dowhole; de análisis de ondas superficiales: MASW, SASW, entre otros. Por otro lado, la exploración sísmica de fuente pasiva utiliza los microtemores o ruido sísmico y las propiedades dispersivas de las ondas superficiales para obtener información acerca de la estructura del subsuelo.

#### 2.3.1 Cocientes espectrales (HVNSR)

El método de HVNSR consiste en calcular el cociente espectral entre los espectros de los componentes horizontales y la vertical. Esta técnica es usada principalmente para estimar la frecuencia característica de depósitos sedimentarios. La frecuencia característica, para un modelo de una capa sobre un semi-espacio, se puede estimar a partir de la siguiente forma (Kramer, 1996):

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (5)$$

Donde  $V_s$  representa la velocidad de onda de corte,  $H$  el espesor de la capa y  $f_0$  la frecuencia característica de vibración.

Una manera muy común de realizar el cociente espectral HVNSR es considerar los espectros de amplitud de los componentes horizontales como una media cuadrada.

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \frac{\sqrt{\frac{N^2(\omega) + E^2(\omega)}{2}}}{Z(\omega)} \quad (6)$$

Donde  $N(\omega)$ ,  $E(\omega)$  y  $Z(\omega)$ , son los espectros de amplitud de los componentes Norte-Sur, Este-oeste y vertical, respectivamente.

Arai y Tokimatsu (2004) definen al cociente espectral HVNSR como:

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{P_{NS}(\omega) + P_{EO}(\omega)}{P_V(\omega)}} \quad (7)$$

Donde  $P_{NS}$  es el espectro de potencias de la componente Norte-Sur,  $P_{EO}$  es el espectro de potencias de la componente Este-Oeste y  $P_V$  es el espectro de potencias de la componente vertical. Para series de tiempo finitas el espectro de potencias se suele llamar espectro de densidad de energía.

Nogoshi e Igarashi (1971), citado en Bard (1999), introducen la idea de dividir el espectro de Fourier de los componentes horizontales y verticales de una sola estación. Asumen que los microtremores están dominados por ondas superficiales, bajo esta suposición concluyen que el HVNSR está relacionado con la elipticidad de las ondas Rayleigh por la predominancia de estas en la componente vertical. La elipticidad es dependiente de la frecuencia y exhibe una forma de pico alrededor de la frecuencia característica para sitios que muestran un alto contraste de impedancias. El pico puede estar relacionado con el cambio en el sentido de rotación de retrogrado a progrado de la onda de Rayleigh.

Nakamura (1989), citado en Bard (1999), popularizó el método del cociente espectral HVNSR. Por esa razón se denomina “el método de Nakamura”. Nakamura considera que el efecto de las ondas superficiales puede ser eliminado, entonces, el resultado está relacionado con la función de transferencia de ondas SH de incidencia vertical.

### 2.3.1.1 HVNSR y campos difusos.

En la última década, Sánchez-Sesma *et al.* (2011) asumen que los microtremores forman un campo difuso, sugiriendo que contienen todo tipo de ondas elásticas en proporciones energéticas fijas. En teoría de los campos difusos la densidad de energía está relacionada con la parte imaginaria de la función de Green elastodinámica para fuente y receptor coincidente, de la siguiente manera:

$$E(x_A) = 2\pi\mu E_s K^{-1} \text{Im}[G_{mm}(X_A, X_A)] \quad (8)$$

Dónde  $\mu$  es la constante de rigidez de Lamé,  $E_s = \rho\omega^2 S^2$  la densidad de energía de ondas de corte como una medida de la fuerza de difusión,  $S^2$  densidad espectral promedio de las ondas de corte,  $\rho$  la densidad,  $\omega$  es la frecuencia angular,  $K$  número de onda de corte,  $G_{mm}(X_A, X_A)$  es el desplazamiento en  $X_A$  en dirección  $m$  producido por una carga unitaria armónica actuando en  $X_A$  y en dirección  $m$  (fuente y receptor coincidente en este caso) y  $E(x_A)$  es la densidad de energía direccional a lo largo de la dirección  $m$ .

En palabras de Sánchez-Sesma *et al.* (2011) “La densidad de energía total es proporcional a la parte imaginaria de la traza del tensor de Green para fuente y receptor coincidente”.

La expresión (8) nos permite escribir el cociente HVNSR en términos de la parte imaginaria de la función de Green o de la densidad de energía:

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{\text{Im}[G_{11}(X, X; \omega)] + \text{Im}[G_{22}(X, X; \omega)]}{\text{Im}[G_{33}(X, X; \omega)]}} \quad (9)$$

Entonces, la expresión (9) es equivalente a la definición de Arai & Tokimatsu (2004) y puede ser escrita como:

$$\frac{H(\omega)}{V(\omega)} = \sqrt{\frac{E_X(\vec{x}, \omega) + E_Y(\vec{x}, \omega)}{E_Z(\vec{x}, \omega)}}} \quad (10)$$

### 2.3.2 Método de la autocorrelación espacial (SPAC)

Fue propuesto por Aki (1957). Con este método, a partir de un arreglo de mínimo cuatro instrumentos es posible obtener un modelo de la estructura de velocidades a partir de una curva de dispersión de ondas de Rayleigh. El método SPAC supone que los microtremores son dominados por ondas superficiales, y que son estacionarios en espacio y en tiempo, teniendo una distribución azimutal isótropa (Cadet, 2007). Además las ondas superficiales que se propagan en los microtremores están dominadas por su modo fundamental.

A partir de un arreglo instrumental circular (figura 9), se registran microtremores, las ondas armónicas con frecuencia  $\omega$ ,  $u(0,0, \omega, t)$  y  $u(r, \theta, \omega, t)$ , que pasan por el centro  $c(0,0)$  y el punto  $X(r, \theta)$  respectivamente.

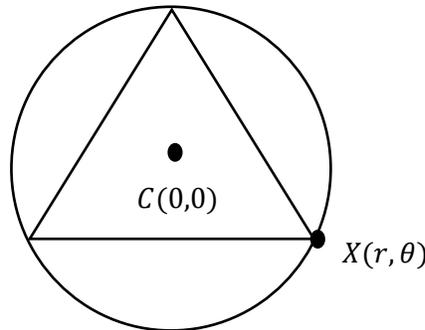


Figura 9. SPAC, arreglo circular y estación central.

La función de Autocorrelación espacial es definida como:

$$\phi = \overline{u(0,0, \omega, t) \cdot u(r, \theta, \omega, t)} \quad (11)$$

Dónde  $r$  representa la distancia al centro en el sistema polar,  $\theta$  el azimut (coordenadas polares),  $\omega$  la frecuencia angular y  $t$  el tiempo.

El espacio de funciones de Autocorrelación se expresa como:

$$\phi(r, \theta) = u(x, y, t) \cdot u(x + r \cos(\theta), y + r \sin(\theta), t) \quad (12)$$

Y obteniendo un promedio azimutal de esta función:

$$\phi(r) = \frac{1}{\pi} \cdot \int_0^{\infty} \phi(r, \theta) d\theta \quad (13)$$

La densidad espectral  $\varphi(\omega)$  de las ondas en el dominio del tiempo puede ser expresada como la transformada Hankel de  $\phi(r)$ :

$$\varphi(\omega) = \frac{\pi\omega}{c(\omega)U(\omega)} \int_0^{\infty} \phi(r) J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) r dr \quad (14)$$

Y viceversa (Aki, 1965):

$$\phi(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \varphi(\omega) J_0\left(\frac{\omega}{c(\omega)}\right) r d\omega \quad (15)$$

Donde  $J_0$  es una función Bessel de primera especie y de orden cero (figura 10).

El cálculo de los coeficientes de Autocorrelación es la parte más importante, en palabras de Aki (1957) “corresponde a la separación de un sismograma de fases particulares sucesivas en un estudio de “fases”, la vibración de un sismógrafo es resuelta dentro de oscilaciones armónicas simples, en otras palabras, un análisis de Fourier es aplicado a la vibración en este método.”

Aki (1957) menciona que las mediciones en su experimento son llevadas a cabo en dos pasos, primero filtra las vibraciones a una frecuencia  $\omega_0$  (en su experimento por un resonador electrónico) y después entre las vibraciones filtradas calcula los coeficientes de correlación. Así se tiene una velocidad simple correspondiente a cada frecuencia  $\omega_0$ , en dos dimensiones.

$$\bar{\phi}(r) = \bar{\phi}(r, \omega_0) = P(\omega_0) J_0\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)}\right) r \quad (16)$$

Definiendo el espectro de densidad:

$$\bar{\varphi}(\omega) = P(\omega_0)\delta(\omega - \omega_0), \quad \omega > 0 \quad (17)$$

Dónde  $\delta(\omega)$  es la función “delta de Dirac”.

Definiendo al coeficiente de correlación como:

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{\phi(r, \omega_0)}{\phi(0, \omega_0)} \quad (18)$$

Que es posible escribirlo como (Aki, 1957):

$$\bar{\rho}(\omega_0, r) = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)}\right) \quad (19)$$

Esta fórmula indica que calculando varios valores de  $\bar{\rho}(\omega_0, r)$  para una distancia  $r$ , podemos obtener la curva de dispersión para el rango de frecuencias de  $\omega_0$  (Aki, 1957).

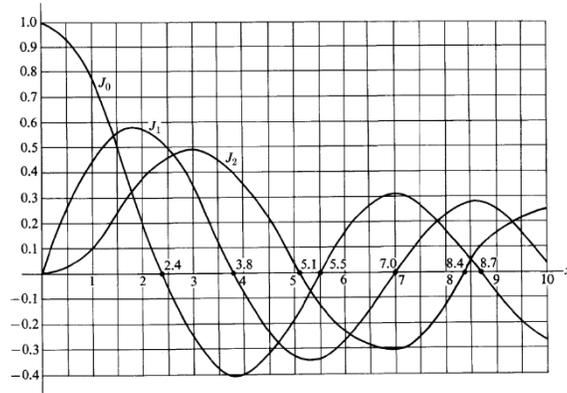


Figura 10. Funciones de Bessel de primera especie y orden 0, 1 y 2. Imagen tomada de <http://equipo3transportedeenergia.blogspot.mx/2017/04/>

El coeficiente de Autocorrelación también puede ser calculado en el dominio de la frecuencia utilizando los espectros de potencia de los microtremores.

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{Re[S_{cx}(\omega, r, \theta)]}{\sqrt{S_c(\omega) \cdot S_x(\omega, r, \theta)}} d\theta \quad (20)$$

Dónde  $S_{cx}$  representa el espectro cruzado de potencias entre los dos sitios,  $S_c$  el espectro de potencia en el centro y  $S_x$  el espectro de potencia en el punto X.

### 2.3.2.1 Método de la Autocorrelación Espacial Modificado (MSPAC).

El coeficiente de correlación se calcula para pares de estaciones separados a una misma distancia  $r$ . Cada par se corresponde con una línea recta que une a las estaciones y que está orientada a un azimut, entonces el coeficiente de correlación para una distancia es el promedio azimutal. Una buena distribución azimutal proporciona un coeficiente de correlación más significativo. Por este motivo es frecuentemente utilizada una distribución circular, con diferentes sensores separados una distancia entre sí. En la práctica es muy difícil llevar a cabo una distribución instrumental geoméricamente perfecta, debido principalmente a las condiciones y objetos del lugar (vegetación, edificios, etc...), por lo que la distancia entre sensores es definida por una serie de radios, aplicando esta metodología no se forma un círculo sino un "anillo". (Cadet, 2007)

Betting et al. (2001) proponen una modificación a la técnica SPAC para obtener el coeficiente de correlación de un anillo cuyos límites son los radios  $r_1$  y  $r_2$ .

$$\overline{\rho_{r_1, r_2}}(\omega) = \frac{2}{r_2^2 - r_1^2} \frac{c(\omega)}{\omega} \left[ r J_1 \left( \frac{\omega}{c(\omega)} r \right) \right]_{r_1}^{r_2} \quad (21)$$

De esta manera un arreglo dado puede ser dividido en sub arreglos semicirculares equivalentes  $k$  (anillos) definidos por las parejas de estaciones  $(i, j)$ , el espaciamiento entre estas  $(r_{ij})$  verifica que  $r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}$  (es decir, está entre los límites del anillo). En cada sub arreglo se calcula el promedio de la función de Autocorrelación espacial como:

$$\overline{\rho_k}(\omega) = \frac{2}{\pi(r_{k2}^2 - r_{k1}^2)} \sum_{r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}} \rho(r_{ij}, \varphi_{ij}, \omega) \overline{r_k} \Delta r_k \Delta \varphi_{ij} \quad (22)$$

Dónde:

$$\begin{aligned} \overline{r_k} &= \frac{r_{k2} - r_{k1}}{2} \\ \Delta r_k &= r_{k2} - r_{k1} \\ \sum_{r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}} \Delta \varphi_{ij} &= \pi \end{aligned}$$

Reescribiendo la ecuación (21).

$$\overline{\rho_k}(\omega) = \frac{1}{\pi} \sum_{r_{k1} < r_{ij} < r_{k2}} \rho(r_{ij}, \varphi_{ij}, \omega) \Delta \varphi_{ij} \quad (23)$$

En la figura 11 se muestra un arreglo circular de cinco estaciones con una estación en el centro. Se observa la forma en que se definen los anillos, con base en las distancias de los pares de estaciones que son posibles formar.

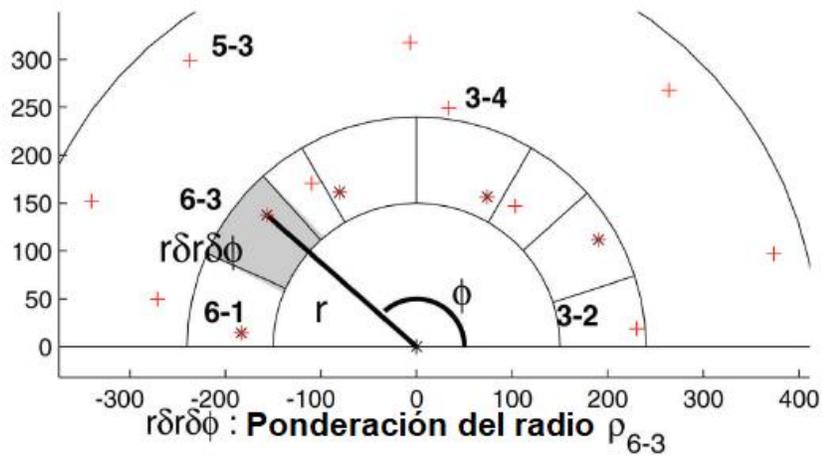
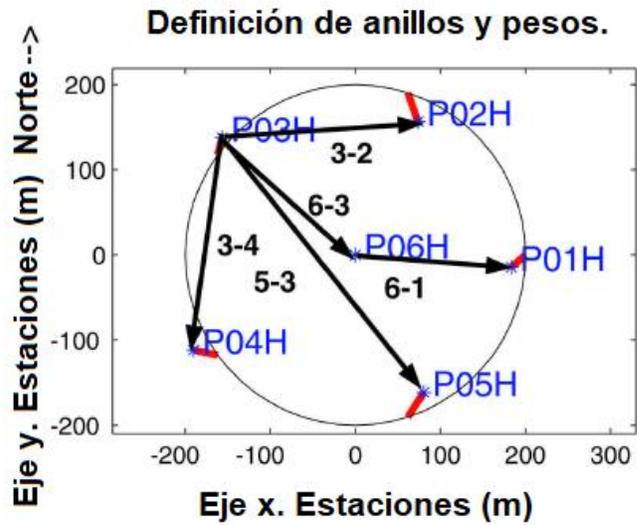


Figura 11. Representación esquemática del método MSPAC.  
 Arriba. Arreglo de cinco estaciones con una estación en el centro, se muestran sólo cinco pares posibles. Abajo. Definición de los anillos, con el arreglo mostrados es posible agrupar los pares de estaciones en dos distancias. Se ilustra el par 6-3 cuya separación entre sensores queda dentro de un sub arreglo circular y una ponderación relativa, junto con otros dos pares de estaciones. Modificado de Betting et al. (2001)

### 2.3.3 Interferometría sísmica pasiva.

La conjetura de Claerbout, desarrollada en 1968, establece que correlaciones cruzadas de trazas de ruido registradas en dos diferentes ubicaciones de receptores en un medio heterogéneo tridimensional da la respuesta que podría ser observada en uno de los receptores si hubiera una fuente en el otro (Curtis et al., 2006). De esta conjetura deriva el término Interferometría.

El término Interferometría Sísmica se refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas de fuentes virtuales por medio de correlaciones cruzadas de registros sísmicos simultáneos en diferentes ubicaciones de receptores (Wapenaar et al., 2010). Aunque el término Interferometría también se aplica a métodos de exploración sísmica de fuente activa, aquí se tratará del método de fuente pasiva.

La respuesta que es recuperada de la correlación cruzada de dos registros de microtremores puede ser interpretada como el teorema de Claerbout, debido a que la respuesta a una fuente puntual es igual a la función de Green convolucionada con una ondícula, por eso a la Interferometría sísmica se le conoce como “recuperación de la función de Green”. El nombre de función de Green es en honor a George Green quien introduce el uso de respuesta al impulso en representaciones de campos (Wapenaar et al., 2010).

Diversos estudios en acústica mostraron que es posible recuperar la función de Green a partir de la correlación de campos difusos (Weaver & Lobkis, 2001). Campillo & Paul (2003) demostraron que es posible recuperar la función de Green a partir de correlaciones cruzadas de codas de sismos.

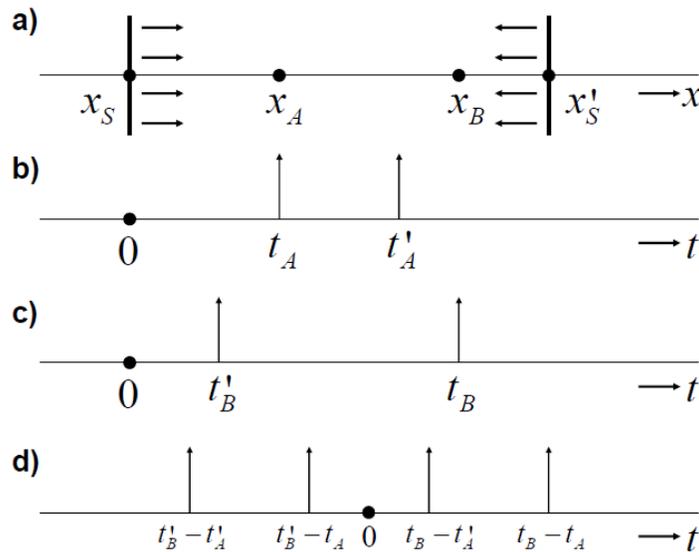


Figura 12. Representación unidimensional. a) Ondas planas propagándose simultáneamente en sentido directo y reverso consecuecna de dos fuentes puntuales ( $x_s, x'_s$ ) viajando en el eje  $x$ . b) Respuesta observada en el punto  $X_A$  c) Respuesta observada en  $X_B$  d) Términos cruzados producto de la correlación cruzada, sin significado físico. (Wapenaar et al., 2010)

La figura 12(a) nos muestra dos receptores ubicados a lo largo del eje  $x$ ,  $X_A$  y  $X_B$ . También muestra dos ondas planas radiadas de una fuente puntual, una de lado del receptor  $X_A$ , ubicada en la posición  $X_S$ , y otra en sentido reverso cuya coordenada se denota como  $X'_S$ . Se denota como  $G(X_A, X_S, t)$  a la respuesta en el receptor  $X_A$  (Función de Green) a la propagación de la onda plana en  $X_S$ , de esta manera dada la imagen representada tenemos también  $G(X_B, X_S, t)$ ,  $G(X_A, X'_S, t)$  y  $G(X_B, X'_S, t)$ .

La figura 12(b) muestra a la función de Green como un impulso en el tiempo  $t_A$ , definido como  $t_A = (X_A - X_S)/c$  y en  $t'_A = (X_A - X'_S)/c$ , donde  $c$  es una velocidad constante de la onda. Por lo tanto,  $G(X_A, X_S, t) = \delta(t - t_A)$  y  $G(X_A, X'_S, t) = \delta(t - t'_A)$ . De la misma manera para el receptor ubicado en  $X_B$  (Figura 12(c));  $t'_B = (X_B - X'_S)/c$  y  $t_B = (X_B - X_S)/c$ , y por lo tanto:  $G(X_B, X'_S, t) = \delta(t - t'_B)$  y  $G(X_B, X_S, t) = \delta(t - t_B)$ .

La figura 12(c) nos muestra la correlación cruzada de las respuestas en  $X_A$  y  $X_B$ . Es muy notorio en la gráfica que el tiempo  $t_B$  es ligeramente mayor a  $t'_A$  y mayor que  $t_A$ , por lo que el tiempo en el que aparece el impulso es positivo, se le conoce como parte causal de la correlación cruzada. Ahora bien, el tiempo  $t'_B$  es menor a  $t'_A$  y  $t_A$ , por lo que el tiempo en el que emerge el pulso de la correlación cruzada es menor a cero, a esta parte de la correlación cruzada, en sentido reverso se le conoce como parte anticausal.

Podemos denotar entonces a la respuesta al impulso en  $X_B$  debida a  $X_A$  como la función de Green 1D:

$$G(X_B, X_A, t) = G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, -t) \quad (24)$$

Aunque  $*$  denota convolución, al momento de invertir el tiempo se convierte en correlación (Wapenaar et al., 2010).

La fuente no necesariamente es un impulso, en caso de que sea una ondícula  $s(t)$ , las respuesta en  $X_A$  y  $X_B$  pueden ser escritas  $u(X_A, X_S, t) = G(X_A, X_S, t) * S(T)$  y  $u(X_B, X_S, t) = G(X_B, X_S, t) * s(t)$ . Sea  $S_s(t)$  la Autocorrelación de la ondícula. La respuesta en  $X_B$  debido a la ondícula irradiada en  $X_A$  se escribe como (Wapenaar et al., 2010):

$$G(X_B, X_A, t) * S_s(t) = u(X_B, X_S, t) * u(X_A, X_S, -t) \quad (25)$$

Si la fuente es una ondícula, entonces la correlación cruzada de las respuestas en los receptores da la función de Green entre los receptores convolucionado con la autocorrelación de la ondícula.

La ecuación (25) se puede extender para el caso de propagación simultánea de ondas planas en sentido directo y reverso.

$$\begin{aligned} & \{G(X_B, X_A, t) + G(X_B, X_A, -t)\} * S_s(t) \\ &= \sum_{i=1}^2 u(X_B, X_S^{(i)}, t) * u(X_A, X_S^{(i)}, -t) \end{aligned} \quad (26)$$

Considerando dos fuentes de ruido actuando simultáneamente  $N_1(t)$  y  $N_2(t)$  en  $X_S$  y  $X'_S$  respectivamente, se asume que las fuentes de ruido son incorrelacionables  $\langle N_j(t) * N_i(t) \rangle = \delta_{ij} S_N(t)$ , donde  $\delta_{ij}$  es la delta de Kronecker y  $\langle \rangle$  representan un promedio. La correlación cruzada de las respuestas en  $X_A$  y  $X_B$  se representa como:

$$\langle u(X_B, t) * u(X_A, -t) \rangle = \sum_{i=1}^2 G(X_B, X_S^{(i)}, t) * G(X_A, X_S^{(i)}, -t) * S_N(t) \quad (27)$$

La correlación cruzada de dos campos de ondas observados en  $X_A$  y  $X_B$ , cada uno de los cuales es la superposición de propagación en sentido directo e inverso de microtremores, da como resultado la función de Green entre  $X_A$  y  $X_B$  más su tiempo en sentido reverso (parte anticausal) convolucionado con la autocorrelación del ruido (Wapenaar et al., 2010).

$$\{G(X_B, X_A, t) + G(X_B, X_A, -t)\} * S_N(t) = \langle u(X_B, t) * u(X_A, -t) \rangle \quad (28)$$

El desarrollo y las ecuaciones presentadas en esta sección fueron obtenidas de (Wapenaar et al., 2010), por lo que se recomienda su lectura al lector que quiera profundizar en el tema.



## Capítulo 3. Lugar de estudio y adquisición

### 3.1 Zona de estudio

El lugar donde se llevó a cabo la adquisición de datos fue el Jardín Botánico de la Benemérita Universidad Autónoma de Puebla (BUAP). La BUAP se ubica en la zona sur del Municipio de Puebla. El municipio de Puebla se localiza en la parte centro oeste del Estado de Puebla. Sus coordenadas geográficas son: paralelos 18°50'42" y 19°13'48" de latitud norte y los meridianos 98°00'24" y 98°19'42" de longitud oeste.

De acuerdo con el Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) Puebla es el cuarto Municipio más poblado de México, con un millón 346 mil 916 habitantes. En él se ha concentrado desde la década de los 60 la población urbana. Tan sólo la localidad de la Heroica Puebla de Zaragoza contaba con 1 millón 271 673 habitantes en el año 2000, es decir 94.4 por ciento de toda la población del Municipio.

### 3.2 Geología regional

La ciudad de Puebla se encuentra sobre la provincia fisiográfica del Eje Neovolcánico, que abarca una gran porción del centro y noroeste del Estado de Puebla, a una altitud de 2150 msnm, en una zona de Lomeríos suaves constituidos por aparatos volcánicos y afloramientos calcáreos recientes. Al norte se limita por cañadas labradas por los escurrimientos que descienden de la Malinche; al poniente por la Sierra Nevada; al sur y al Oriente por las Cuencas Atlixcolzúcar y Oriental, respectivamente.

#### 3.2.1 Eje neovolcánico

El Eje Neovolcánico, conocido también como Sierra Volcánica transversal, junto con la Sierra Madre del Sur es una de las provincias con mayor variación de relieve y de tipos de rocas. Se extiende desde el océano pacífico hasta el golfo de México, constituyendo una ancha faja de 130 km. Inicia en la Costa Occidental con la desembocadura del Rio Grande Santiago a la bahía de las Banderas, continua hacia el sureste hasta el volcán de Colima, para después continuar aproximadamente sobre el paralelo 19° N, hasta llegar al pico de Orizaba y al Cofre de Perote, alcanzado 880 km de longitud. Esta cordillera es la más alta del país, que incluso algunas cimas se encuentran coronadas con nieve permanentemente, limita a la Sierra Madre Oriental, Occidental y a la de Sur. Esta importante estructura determina el límite físico entre el Norte del continente y Centroamérica, así como el límite altimétrico, orográfico y climatológico. En la figura 13 se observa la distribución de distintas provincias fisiográficas en el Estado de Puebla y la ubicación de la ciudad de Puebla.

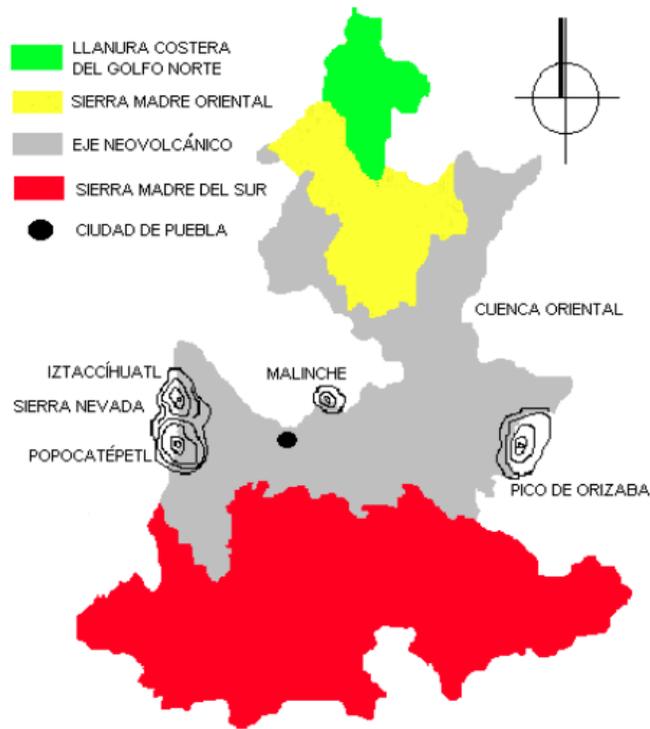


Figura 13. Fisiografía del estado Puebla. Adaptado de Azomoza et al. (1998)

### 3.3 Geología local

La sub-provincia fisiográfica en la que se encuentra es Lagos y Volcanes de Anáhuac. Los afloramientos de roca en el municipio de Puebla son principalmente ígneos (90%) compuestos por toba ácida (55%), brecha volcánica básica (24%) y basalto-brecha volcánica básica (1%), además de rocas sedimentarias (10%) cuya clasificación es caliza (10%). Los períodos geológicos a los que corresponden estas rocas son Cuaternario (rocas ígneas) y Cretácico (rocas sedimentarias).

Estructuralmente, se presentan fallas geológicas importantes en el Estado y ciudad capital: Primarias, en un sistema con direcciones E-W y NE-SW, denominadas Zacamboxo, Clarión, Popocatepetl y Malinche y, Secundarias, una en dirección E-W, que une entre sí los cerros de Loreto y Guadalupe, San Juan (La Paz) y Amalucan y, otra, en dirección prácticamente normal, que corre aproximadamente de los balnearios “Agua Azul” a “Rancho Colorado” (ver figura 14).

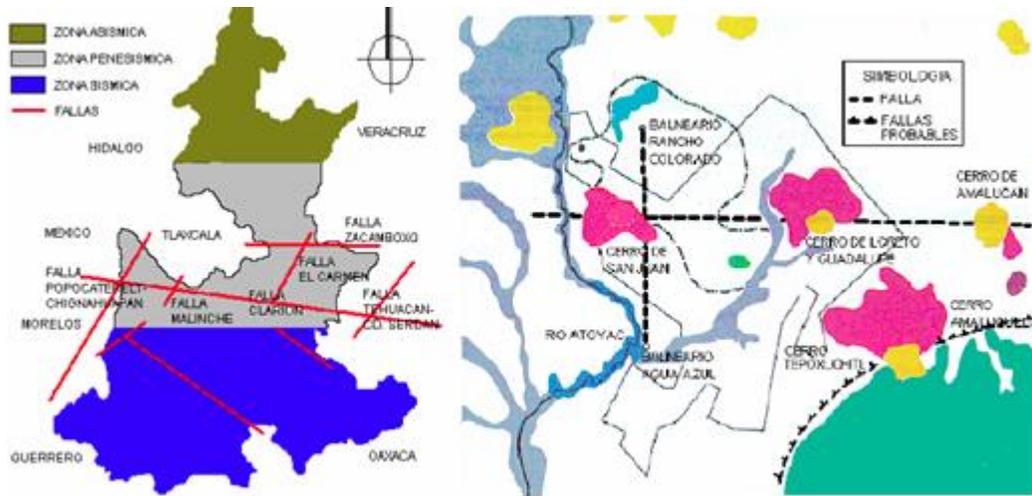


Figura 14. Izquierda. Fallas en el estado de Puebla. Derecha. Fallas en la ciudad de Puebla. Adaptado de Azomoza et al. (1998)

### 3.3.1 Estratigrafía

Con base en el trabajo de Azomoza *et al.* (1998) se distingue la siguiente forma estratigráfica cerca de la zona de estudio:

*Depósitos eólicos de origen volcánico:* Se trata de tobas arenosas y gravosas y suelos tobáceos como producto de la actividad volcánica regional. En las tobas existe generalmente un alto grado de cementación que les da la consistencia de una roca suave; en los suelos, esta consistencia es variable, dependiendo de su compacidad, cementación y grado de alteración. En la ciudad predominan los suelos tobáceos, clasificados en el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS, por sus siglas en inglés) como limos o arcillas arenosas y arenas limosas o arcillosas, con contenido natural de agua de 15 a 40%.

*Depósitos aluvio-palustre-lacustres.* La antigua existencia de lagunas y pantanos en la ciudad, originó zonas importantes de sedimentos de materiales arcillo-limosos y descomposición de materia vegetal, que han dado lugar a potentes mantos de suelos compresibles. Estos materiales, clasificados como arcillas y limos de mediana y alta plasticidad y suelos orgánicos, se han detectado en la ciudad con espesores hasta de 20 m, generalmente intercalados con otras formaciones, pero característicos por su baja resistencia al esfuerzo cortante y su gran compresibilidad.

*Arcillas expansivas:* En una gran extensión al sur y parte al poniente de la ciudad, la formación de suelos tobáceos, se encuentra parcial o totalmente cubierta por una arcilla de alta plasticidad, producto residual de la formación volcánica del lugar, susceptible a experimentar cambios volumétricos de expansión y contracción al variar su contenido natural de agua. Una de las características primordiales para la identificación de este material es su alta resistencia al esfuerzo cortante en estado seco. La capa de arcilla plástica en algunas ocasiones se ha explorado bajo depósitos aluviales recientes, con espesores no mayores de 1.50 a 2 m y, ocasionalmente en zonas puntuales, hasta de 4 m.

*Depósitos aluviales.* A lo largo de las zonas de inundación de los ríos que la atraviesan, se encuentran formaciones netamente de origen aluvial: materiales arcillosos y limosos, arena, grava y boleos, que generalmente forman depósitos erráticos en estratigrafía y propiedades, en virtud de obedecer a las diversas energías de transportación. Como casos particulares, en las márgenes del río Atoyac al sur de la ciudad, se han explorado depósitos aluviales que se presentan en potentes estratos de más de 10 m, constituidos por arenas finas en estado suelto, prácticamente limpias y uniformes en presencia de nivel freático superficial, características que los hacen susceptibles al fenómeno de licuación.

### 3.4 Sismicidad en el municipio de Puebla

La fisiografía del estado de Puebla es compleja, ya que presenta una gran cantidad de rasgos estructurales como grandes elevaciones, plegamientos, depresiones y fracturas. Esta complejidad en su fisionomía es producto de movimientos en la corteza terrestre que siguen desarrollándose, con la consecuente inestabilidad manifestada por una sismicidad cuyos orígenes son tectónico, volcánico y por acomodamientos superficiales. (Serrano, 1990)

La regionalización sísmica del territorio mexicano ubica el municipio de Puebla en la zona C, donde las aceleraciones máximas en roca se esperan en un intervalo de entre 100 y 200  $\text{cm/s}^2$  para períodos de retorno óptimos (ver Pérez-Rocha *et al.*, 2015). El peligro sísmico para la ciudad de Puebla proviene principalmente de mecanismos por fallas locales, fallas normales, y por subducción. En los últimos años la ciudad y el Estado de Puebla en general han sido afectados por sismos con magnitudes de entre 6.5 y 7.3. El terremoto de Ciudad Serdán ocurrido el 28 de Agosto 1973 causó la muerte de 500 personas y tuvo una magnitud ( $M_w$ ) de 7.3. El 15 de Junio de 1999 se registró un terremoto al suroeste de Tehuacán, Puebla cuya magnitud ( $M_w$ ) fue de 7.0, ha sido uno de los más destructivos en la historia del municipio causando 20 decesos y daños en más de 800 edificios.

Recientemente, el 19 de septiembre de 2017 se registró un sismo al sureste de Axochiapan, Morelos con magnitud ( $M_w$ ) de 7.1 y a 80 km de la ciudad de Puebla. Una estación acelerográfica perteneciente a la red acelerográfica del Instituto de Ingeniería de la UNAM que se ubica en la ciudad de Puebla y a 5 km de la zona de estudio reportó valores de aceleración máxima (PGA) de 141.73  $\text{cm/s}^2$ . (Instituto de Ingeniería, 2017) Este sismo causó la muerte de 45 personas en Puebla, y cuantiosos daños en edificios históricos y viviendas.

### 3.5 Microzonificación geotécnica

Existen distintos trabajos donde se proponen mapas de microzonificación geotécnica de la ciudad de Puebla. El primer trabajo fue realizado por Auvinet (1976), citado en Azomoza *et al.* (1998) y Chavez-García *et al.* (1995), quien contando con información de 50 pozos distribuidos en la ciudad fue pionero en presentar una zonificación geotécnica de la ciudad de Puebla. Para finales del siglo XX, la ciudad había crecido en tamaño hasta tres veces (179  $\text{Km}^2$  aprox.), ante la necesidad de un mapa de zonificación sísmica actualizado Azomoza *et al.* (1998) presentan una propuesta, con información obtenida a partir sondeos geotécnicos, pozos a cielo abierto, estaciones piezométricas,

exploración geosísmica (sísmica de refracción) y ensayos de laboratorio. El resultado fue un mapa en el que muestran la distribución litológica de la ciudad.

Chavez-Garcia *et al.* (1995) elaboran un mapa con datos obtenidos con métodos geofísicos, que incluyeron 39 registros de microtremores, una red temporal de sismógrafos y un experimento de refracción. El mapa obtenido consta de una división de la superficie en cuatro zonas, que van de suelo firme en la zona uno a suelos compresibles y con amplificaciones de hasta 10 veces en la zona cuatro.

El mapa actualmente utilizado por el Ayuntamiento del municipio de Puebla parte de los estudios anteriores (figura 15).

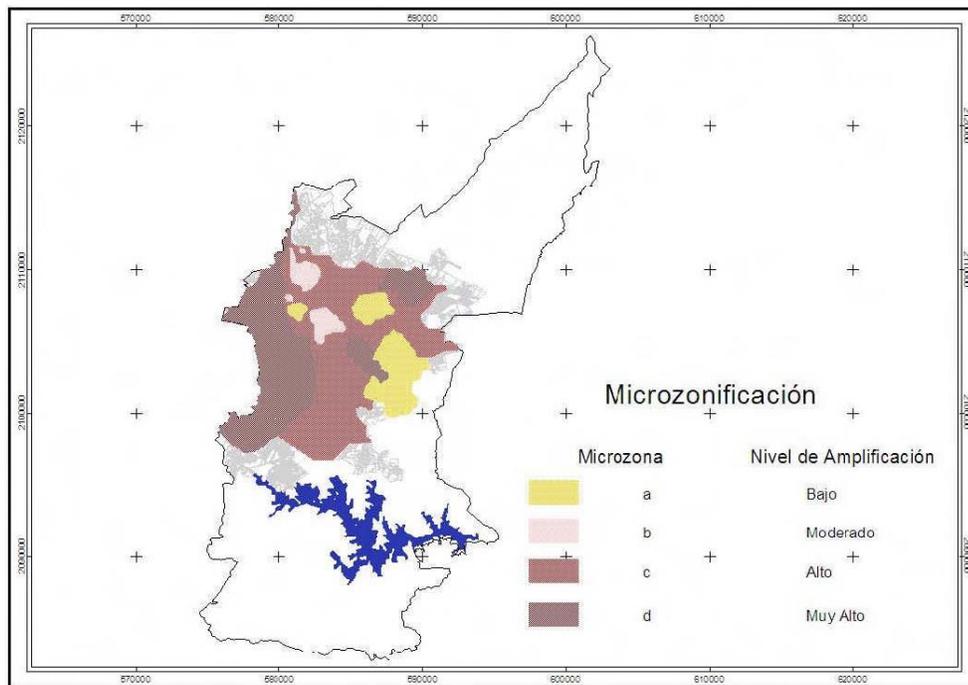


Figura 15. Microzonificación geotécnica del municipio de Puebla.

MICROZONA (a). Se caracteriza por tener un suelo firme de rocas calizas o flujos de lava basáltica y/o andesitas, los períodos dominantes estimados son de 0.1 a 0.3 [s].

MICROZONA (b). Corresponde a las capas de travertino que se distribuyen desde Agua Azul hasta Rancho Colorado.

MICROZONA (c). Tiene mayor distribución que las demás, corresponde a los suelos blandos de origen aluvial o de tobas andesíticas, los períodos dominantes estimados son de 0.8 [s].

MICROZONA (d). Esta se localiza en el sector NE y en la zona de influencia del río Atoyac, los períodos dominantes estimados fueron de 2 a 2.5.

### 3.6 Adquisición de datos.

Una vez descritas las características geográficas, geológicas y geotécnicas del sitio de estudio se describirá la forma en que los datos fueron adquiridos. Se utilizaron 15 estaciones, el arreglo fue diseñado en forma de retícula triangular a partir de un triángulo mayor de 120 metros por lado permitiendo obtener 12 arreglos triangulares de dos tamaños diferentes; 3 de 80 metros por lado y 9 de 40 metros por lado. Además de uno en forma hexagonal de 40 metros por lado. Con los sensores se formaron 105 pares de receptores diferentes. Los tiempos de grabación simultáneos fueron en promedio de 16 horas.

El registro comenzó aproximadamente a las 18 horas, y terminó a las 10 horas del día siguiente. Las estaciones fueron identificadas respecto a una parte del número de serie de cada sismómetro. El registro fue llevado a cabo entre el 30 de junio y el 1 de julio de 2016. En la figura 16 se presenta la distribución espacial de los sensores en el área de estudio.

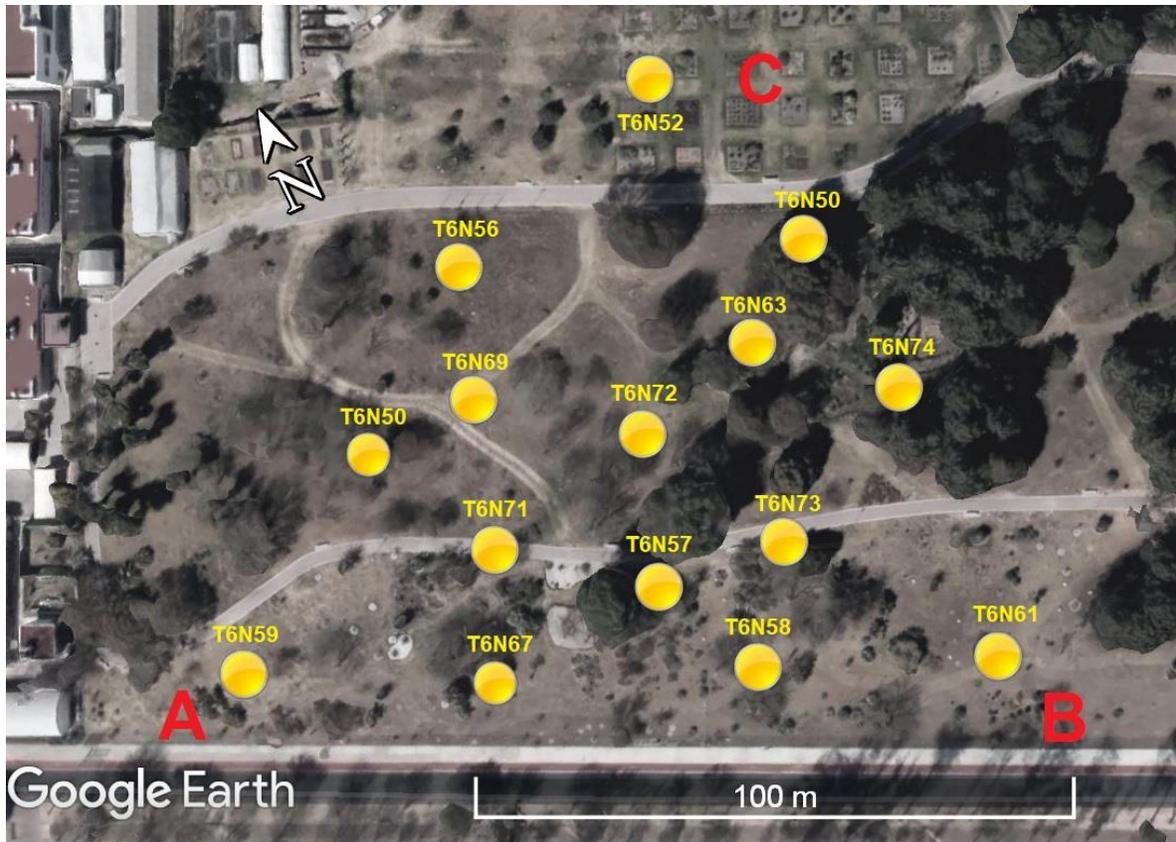


Figura 16. Arreglo de microtremores realizado en el lugar de estudio, representado en Google Earth.

### 3.7 Instrumentación.

Para el registro de microtremores se utilizaron sismómetros triaxiales de banda ancha (según fabricante sensibles en un rango de 30seg – 100 Hz) Guralp® modelo CMG-6TD. Para tener un mejor acoplamiento y una mayor calidad de datos los sensores fueron enterrados, además de nivelados y orientados al norte magnético. El intervalo de muestreo al que fueron configurados fue de 0.01 s (100 muestras por segundo). El sensor cuenta con un GPS diferencial cuya función es sincronizar el tiempo. En la figura 17 se observa el instrumento utilizado con sus componentes.



*Figura 17. Sismómetro triaxial Guralp 6TD.*

## Capítulo 4. Procesamiento de datos.

### 4.1 Pre-procesamiento

Se considera a los microtremores como un campo aleatorio estacionario, es decir, que conserva sus propiedades estadísticas en el tiempo, dada esta consideración es importante extraer componentes estacionales a las señales, como lo son la media y la tendencia. La tendencia existe cuando hay un aumento o disminución gradual de los datos a lo largo de la pendiente de una línea recta. La media es el promedio aritmético de la amplitud de la señal, cuando se remueve, el armónico cero de la señal queda fijo en cero. La remoción de la media y la tendencia es útil también para quitar efectos causados por la desnivelación de los instrumentos.

Cuando el sismómetro es alcanzado por algún impulso, la señal que este genera a través del transductor se convierte en una ondícula cuya forma y duración dependen del amortiguamiento y frecuencia natural del instrumento. Por este motivo es necesario remover la respuesta instrumental del sismograma, para recuperar el impulso original. Esto se puede hacer dividiendo el espectro del sismograma entre la función de respuesta en frecuencia del instrumento (deconvolución) (Cordero, 2003).

Después del proceso de remoción de media y tendencia a todas las señales se corrigieron por respuesta instrumental. La remoción de la media y la tendencia, así como la corrección instrumental fueron realizadas en software SAC (Goldstein *et al.*, 2003). En la figura 18 se puede observar el cambio en una señal cuando se le es aplicado el pre-procesado. El preprocesado fue aplicado al registro completo de todas las estaciones.

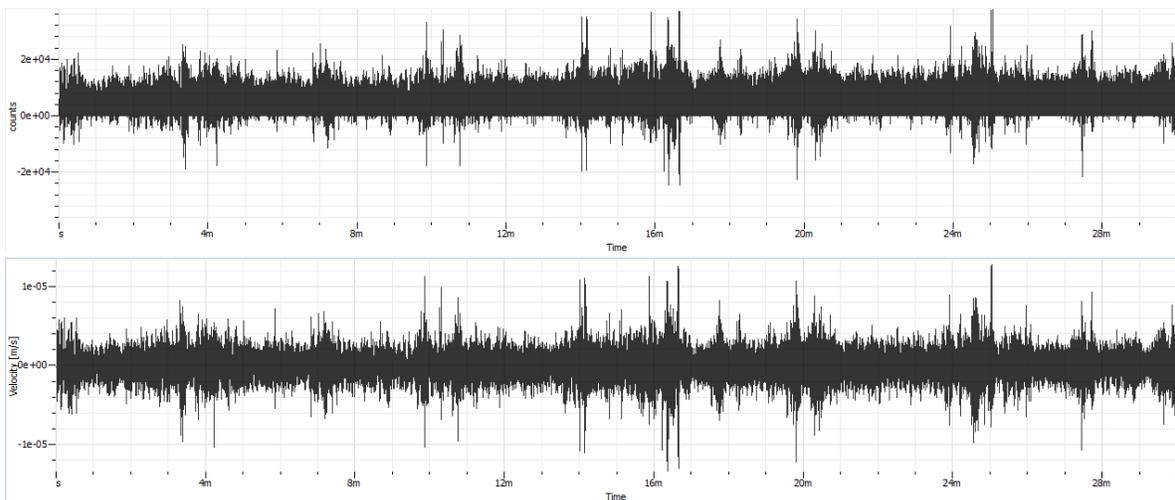


Figura 18. Ejemplo de señal registrada antes del pre-procesamiento (arriba) y después del pre-procesamiento (abajo).

## 4.2 Cálculo de los cocientes espectrales (HVNSR)

Fueron calcularon los cocientes espectrales para las 15 estaciones con la ayuda del software Geopsy (SESAME, 2004). La guía para la implementación de la técnica HVNSR elaborada por el proyecto SESAME (2004) establece que es necesario un registro de al menos 10 minutos cuando se espera una frecuencia característica de al menos 1 Hz, considerando el mapa de microzonificación geotécnica en la zona de estudio se espera una frecuencia característica aproximada de 1.25 Hz. Cabe resaltar que los registros de microtemores obtenidos para este trabajo tienen una duración de hasta 16 horas continuas además de que incluyen horas de registro en la madrugada y primeras horas del día siguiente (de las 18:00 horas a las 10:00 horas del día siguiente).

Cabe mencionar que para el cálculo del cociente espectral HVNSR el registro fue dividido en ventanas de 30 segundos, los espectros de Fourier fueron suavizados siguiendo a Konno y Ohmachi (1998) con un valor de  $b$  fijado en 40, se aplicó también un suavizado de bordes cosenoidal al 5%. Para verificar los resultados se repitió el procesado utilizando ventanas dinámicas donde al menos había 50 ciclos de la frecuencia buscada. Se obtuvieron los mismos resultados. Aplicando la técnica HVNSR a diferentes segmentos del registro, de diferente duración y en distintas estaciones fue posible hacer las siguientes observaciones:

1. En la estación T6N57 no fue posible calcular el cociente HVNSR debido a perturbaciones en los componentes horizontales. La frecuencia característica es similar en las 14 estaciones restantes donde se observa que la frecuencia característica media de cualquier estación cabe dentro de la desviación estándar de cualquier otra estación (ver tabla A1, Anexo II). Las frecuencias características de las estaciones están en el intervalo de 1.15-1.25 Hz.
2. La frecuencia característica estimada es estable cuando se calculan los cocientes espectrales para registros desde 10 minutos hasta de 16 horas considerando que la frecuencia característica media no cambia, validando lo establecido en SESAME.
3. Cuando el cociente espectral es calculado con registros de las últimas horas del día (de las 18:00 a 23:30 horas) se aprecian dos picos, alrededor de la frecuencia característica y 1.6 ( $\pm 0.05$ ) Hz respectivamente, siendo el primero el de mayor amplitud (figura 19a). Si fueron horas de la noche o las de la mañana del día siguiente (entre las 0:00 y 10:00 horas) las utilizadas para calcular el cociente espectral emerge un tercer pico de menor amplitud en 2.1 ( $\pm 0.09$ ) Hz en todas las estaciones y en 10 estaciones un pico intermedio apenas visible en 1.3 ( $\pm 0.06$ ) Hz (figura 19b).
4. Tomando en cuenta el punto anterior, dentro del rango de tiempo donde la forma espectral es similar, se pudo observar que la forma y amplitud presentan ligeras diferencias cuando es calculado con diferentes segmentos de 30 minutos, estabilizándose cuando se utilizan registros de al menos 2 horas de duración.

Para el ejemplo indicado en la figura 19 se tomaron registros de tres horas donde en el cociente espectral solo es posible observar dos picos así como en las horas donde emerge el pico en 2 Hz. Las formas de los cocientes espectrales obtenidas para todas las estaciones se encuentran en el anexo I.

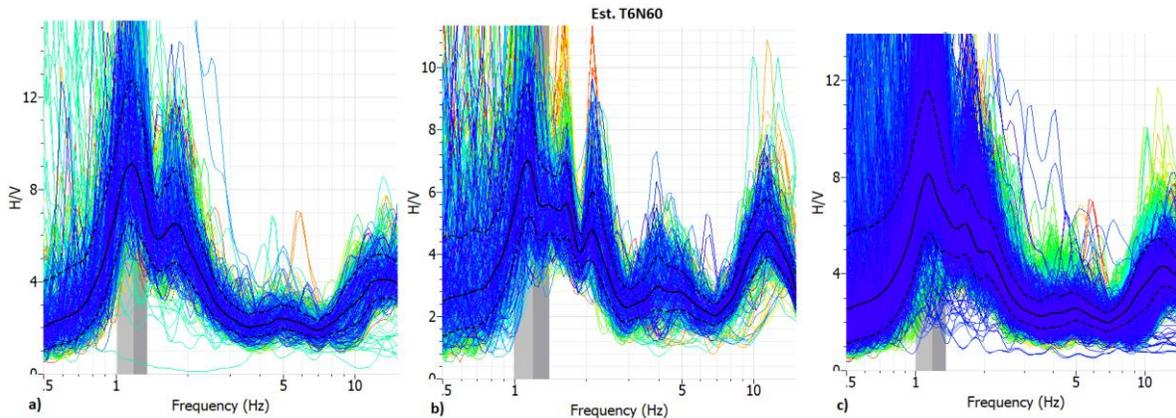


Figura 19. Cociente espectral HVNSR para la estación T6N60.

a) Cociente HVNSR calculado con tres horas por la tarde b) Cociente HVNSR calculado con tres horas por la madrugada c) Cociente HVNSR calculado con todo el registro, 16 horas para este caso.

Uno de los objetivos del presente trabajo es invertir la forma del cociente espectral HVNSR por lo que es necesario explicar las observaciones descritas en el punto 3. Una primera hipótesis es con relación a los *efectos de fuente cercana*. Esta hipótesis sería válida si el comportamiento de la forma del cociente espectral HVNSR correspondiera directamente con las horas de mayor y menor actividad humana cerca (a unas decenas de metros) de la zona de estudio. Sin embargo, la actividad llega a ser incluso mayor en horas de la mañana en las cuales se observa la presencia del tercer pico en 2.1 Hz, por lo que la primera hipótesis fue descartada.

La segunda hipótesis se relaciona con la contribución de fuentes más lejanas. Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006) simulan numéricamente el efecto de fuentes monocromáticas (o pseudo armónicas, como las originadas por maquinaria, edificios etc...) a diferentes distancias en la forma del cociente espectral (figura 20). En su simulación el modelo utilizado es de una capa sobre un semi-espacio y debido a la acción de fuentes lejanas (varios cientos de metros) se puede observar la presencia de otros picos en la forma del cociente HVNSR.

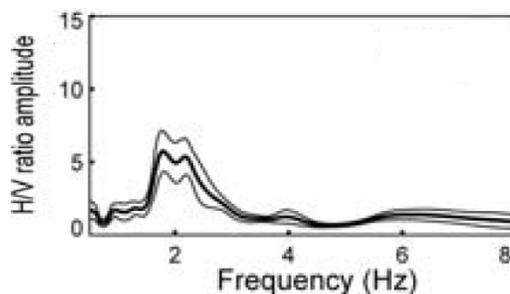


Figura 20. Influencia de fuentes monocromáticas en el cociente HVNSR. Se observa la presencia de otros picos alrededor de la frecuencia característica (2 Hz aprox.). Modificado de Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006)

Con base en las observaciones realizadas por Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006) se consideró necesario analizar si el pico mostrado en los cocientes espectrales HVNSR alrededor de 2.1 Hz era consecuencia de alguna fuente monocromática activa a ciertas horas o bien, era representativo del

medio (contraste de impedancia). Para este fin se analizó el Amortiguamiento viscoso en la frecuencia de 2.1 Hz, fue utilizado el software Geopsy. La suposición de amortiguamiento viscoso resulta muy útil para problemas de sismología e ingeniería civil (Rodrigues & Brincker, 2005). El amortiguamiento viscoso es utilizado para detectar fuentes monocromáticas en ciertas frecuencias, ya que la información producida por este tipo de fuentes tiene un coeficiente de amortiguamiento viscoso ( $z$ ) inferior al 1%. Al lector interesado se le sugiere consultar Cole (1973).

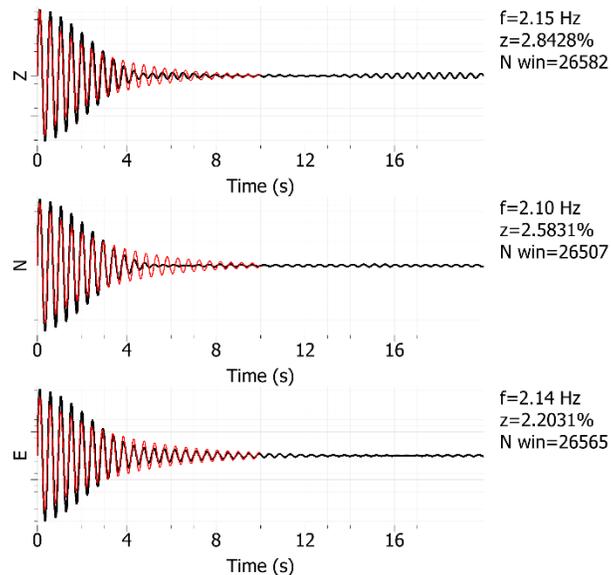


Figura 21. Coeficiente de amortiguamiento viscoso ( $z$ ) para las horas de registro donde el pico en 2.1 Hz es más pronunciado.

En la figura 21 se presenta el resultado del análisis de coeficiente de amortiguamiento viscoso ( $z$ ) para los tres componentes en un registro de tres horas (0:00 a 3:00 hrs.) donde se observa la presencia del pico en 2.1 Hz. La línea roja representa el “ajuste” a una fuente monocromática. Los coeficientes de amortiguamiento viscoso ( $z$ ) obtenidos no son menores a 1%, lo cual indica que el pico en el cociente espectral HVNSR no es consecuencia de la acción de una fuente monocromática.

El análisis anterior permitió deducir que una mayor actividad, en ciertas horas del día, enmascara la información alrededor de 2 Hz. Entonces, para este trabajo se decidió utilizar, para una posterior inversión, el registro completo (hasta 16 horas, figura 19c) de cada estación con el objeto de no sobre estimar o subestimar las formas del cociente espectral HVNSR.

### 4.3 Procesamiento SPAC

El procesamiento del método de la Autocorrelación Espacial fue llevado a cabo con el software Geopsy (Wathelet et al., 2008) y (Köhler et al., 2007) cuyo algoritmo está basado en el método Modificado de la Autocorrelación Espacial propuesto por Bettig *et al.* (2001), utilizando los componentes verticales. El arreglo principal en forma de triángulo de 120 metros por lado aproximado, fue subdividido en 9 arreglos triangulares chicos de aproximadamente 40 metros por lado (figura 22b), 3 arreglos triangulares medianos de aproximadamente 80 metros por lado (figura 23a) y un arreglo hexagonal cuyos lados miden 40 metros aproximadamente (figura 23b).

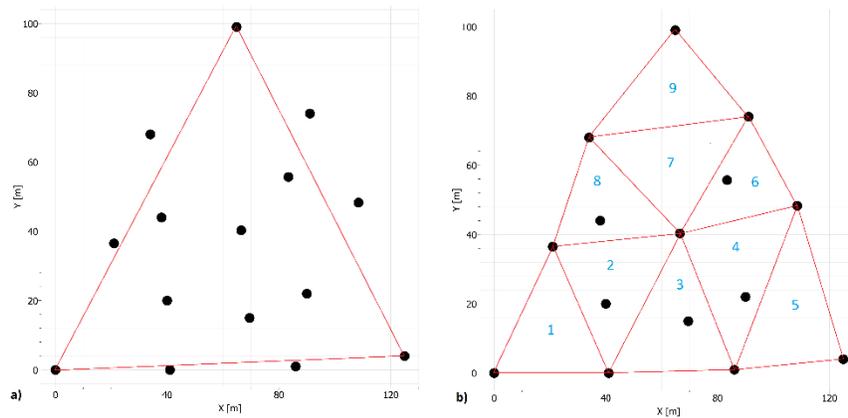


Figura 22. a) Arreglo Principal. b) División del arreglo principal en 9 arreglos triangulares chicos.

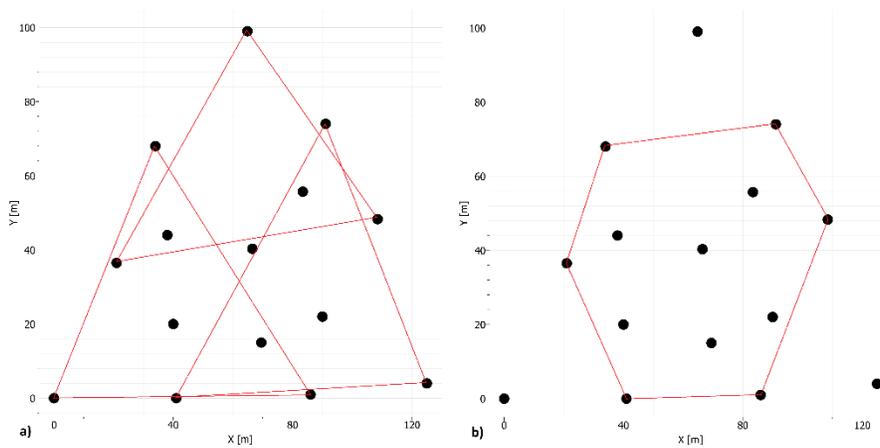


Figura 23. a) Arreglos triangulares medianos. b) Arreglo hexagonal

Con base en la numeración de los arreglos triangulares chicos (figura 22b) se puede observar los arreglos identificados con los numeros 2, 3, 4, 6 y 8 contaban con un sismómetro en el centro. Dos arreglos medianos (arreglos mostrados en la parte inferior de la figura 23a), el hexagonal, así como el principal contaban también con un sismómetro en el centro.

La metodología para el procesado de los 15 arreglos en Geopsy, fue la siguiente:

1. Antes de comenzar a cargar las señales en el software, se establecía el tiempo de inicio y termino en común de todos sismómetros que formaron el arreglo. En este trabajo los arreglos en promedio tenían 15 horas y media de tiempo de registro simultáneo en común.
2. Se cargaron las señales en archivos de media hora.
3. Se establecieron las coordenadas relativas (o reales) de cada uno de los sensores.
4. Se establecieron los parámetros de procesamiento.

*Anillos.* Se refieren a las distancias que hay en todos lo pares de estaciones posibles, por ejemplo, en un arreglo conformado por tres sensores y en forma de triángulo equilátero solo tenemos una distancia que corresponde a la longitud del lado, para este arreglo es posible formar sólo tres pares. Si al arreglo anterior le colocamos un sismómetro en el centro, entonces además de la distancia correspondiente a la longitud del lado tenemos la distancia que hay del sismómetro en el centro a los colocados en las tres esquinas. El anillo esta formado por un par de círculos que representan el limite inferior y el superior respecto a la distancia en un arreglo geoméricamente perfecto, es decir, la variacion de distancias que hay de la longitud ideal. Mientras más geoméricamente perfecto sea el arreglo, la distancia entre el par de círculos sera menor y el cálculo de la velocidad de fase más confiable ( ver figuras 24 y 25).

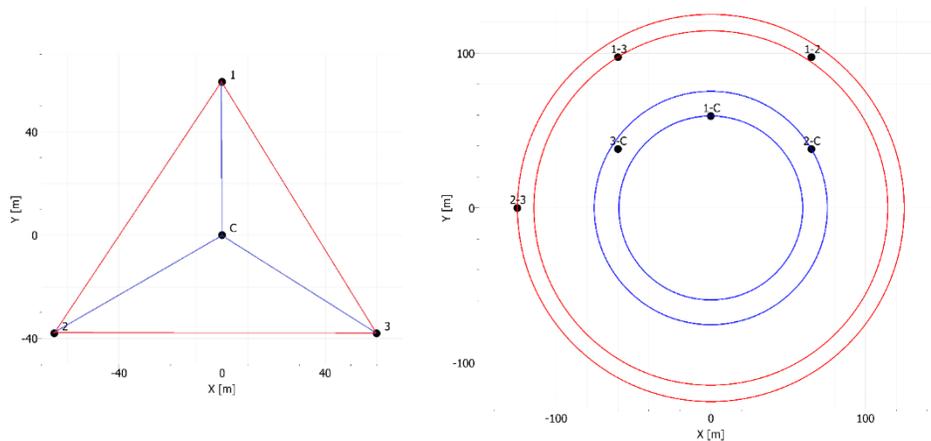


Figura 24. Pares y anillos formados para un arreglo triangular con un sensor en el centro.

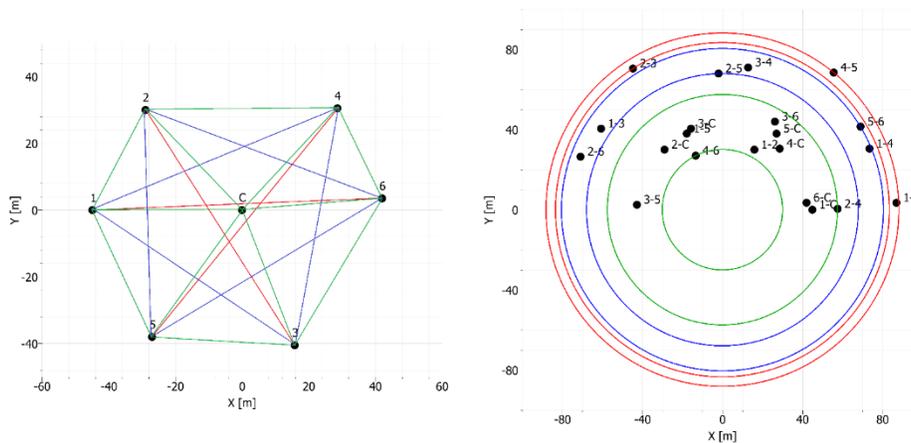


Figura 25. Pares y anillos formados para el arreglo hexagonal.

**Rango de frecuencias.** Es el rango aproximado de frecuencias donde se espera observar la curva de dispersión. En este trabajo se seleccionó un rango de 1 a 15 Hz.

**Ventaneo.** Para este trabajo el tamaño de ventanas fue dinámico, dependiendo de la frecuencia de interés. De esta manera en cada ventana había al menos 50 ciclos de la frecuencia de interés. Es decir, para la frecuencia de 2 Hz, el tamaño de la ventana fue de 25 segundos. Además se estableció un traslape del 50%.

### 5. Cálculo de los coeficientes de Autocorrelación.

Apartir de las ecuaciones presentadas en la sección 1.3.2 son calculados los coeficientes de autocorrelación y el promedio azimutal para cada anillo y son expresados en funciones de autocorrelación (figura 26). Cuando hay una buena coherencia la función de autocorrelación se asemeja a una función Bessel de primera especie. En el anexo I se muestran los coeficientes de autocorrelación para cada anillo de cada arreglo.

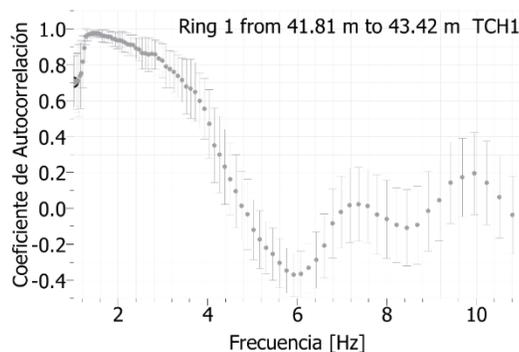


Figura 26. Función de autocorrelación. Representa la variación del coeficiente de autocorrelación con la frecuencia. Se puede apreciar su forma similar a una función Bessel de primera especie.

## 6. Cálculo de las curvas de dispersión de cada arreglo.

Las velocidades de fase son calculadas con los coeficientes de Autocorrelación (ecuación 21), gráficamente se presentan como un histograma donde es posible observar la curva de dispersión.

Las curvas de dispersión fueron picadas dentro de un intervalo de confianza en términos de la longitud de onda máxima y mínima esperada:

$$\lambda_{min} = 2\pi * 2r_{min} \quad (29)$$

$$\lambda_{máx} = 2\pi * 10r_{máx} \quad (30)$$

Donde  $\lambda_{min}$  representa la longitud de onda mínima,  $\lambda_{máx}$  representa la longitud de onda máxima,  $r_{min}$  la distancia mínima en el arreglo y  $r_{máx}$  la distancia máxima en el arreglo.

Se procesó todo el registro posible para cada arreglo. Cabe resaltar que las curvas de dispersión fueron picadas considerando una desviación estándar, esto se logró con el promedio de dos curvas picadas sobre las soluciones coherentes máximas y mínimas.

En la figura 27 se presentan las curvas de dispersión de velocidad de fase que se obtuvieron para los arreglos triangulares chicos.

Arreglos triangulares de aproximadamente 40 m de lado.

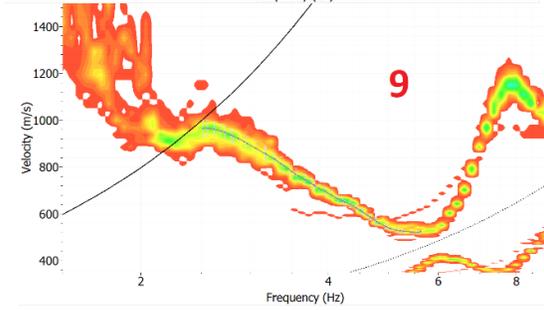
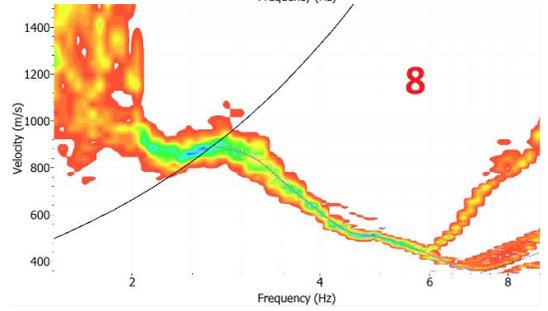
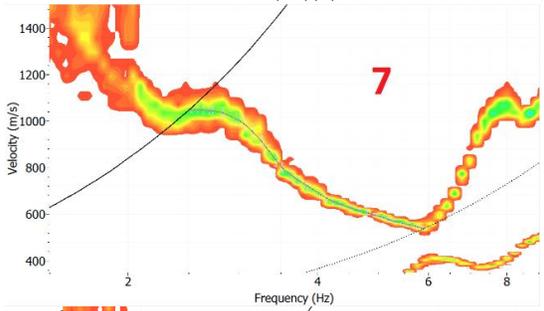
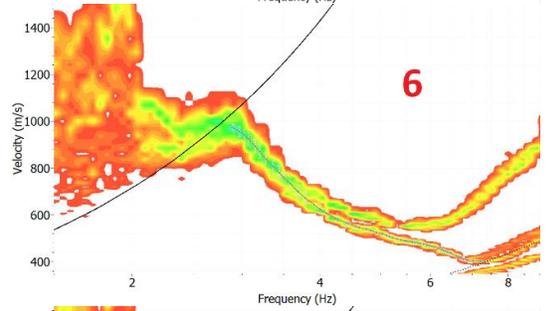
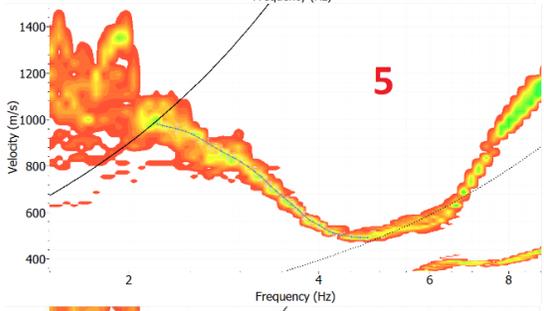
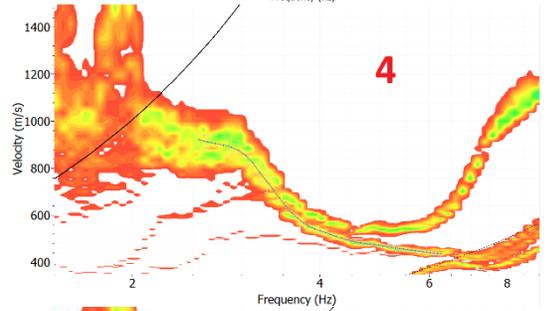
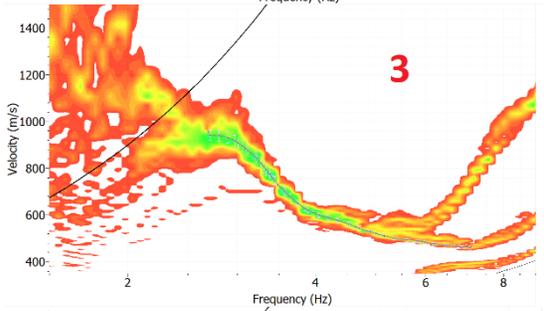
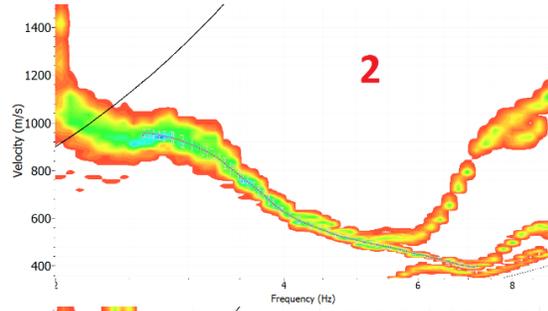
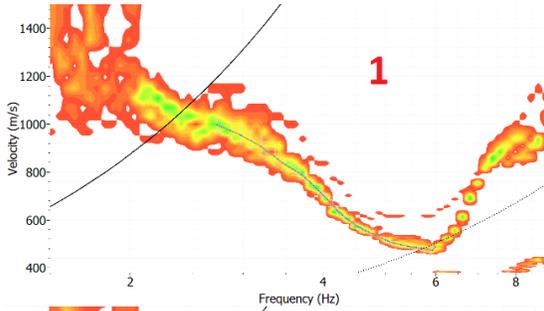


Figura 27. Curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares chicos. La numeración de los arreglos corresponde con la figura 22(b).

Arreglo	Rango [Hz]
1	2.7-5.9
2	2.6-7.1
3	2.7-7.1
4	2.5-6.2
5	2.2-4.8
6	2.8-7.4
7	2.5-5.9
8	2.7-7
9	2.4-5.6

Tabla 2. Rangos en frecuencia de las curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares chicos

En la tabla 2 se presentan los rangos en frecuencias donde se obtuvo la curva de dispersión de velocidad de fase para los arreglos más chicos de aproximadamente 40 m por lado, se puede apreciar que el rango es más corto en altas frecuencias para los arreglos que no contaban con una estación en el centro (1, 5, 7 y 9).

*Arreglos triangulares medianos de aproximadamente 80 m de lado.*

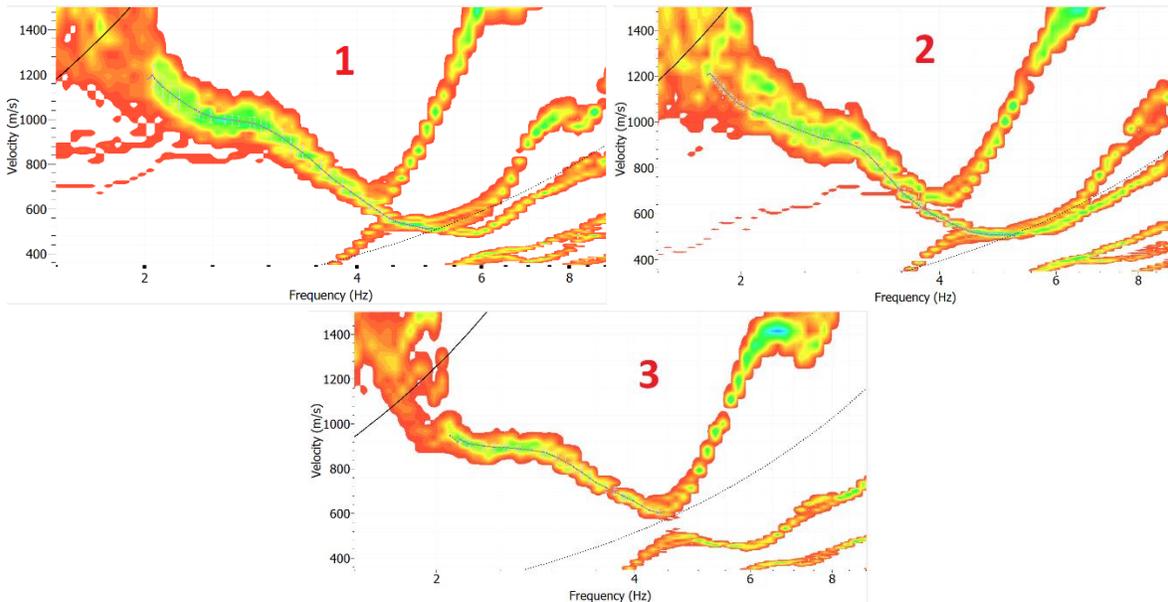


Figura 28. Curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares medianos. La numeración de los arreglos corresponde a la figura 22(a)

Arreglo	Rango [Hz]
1	2-5.1
2	1.8-5.2
3	2.1-4.4

Tabla 3. Rangos en frecuencia de las curvas de dispersión obtenidas en los arreglos triangulares medianos.

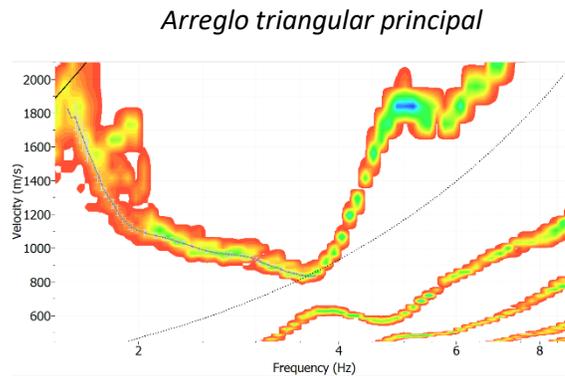


Figura 29. Curva de dispersión obtenida para el arreglo triangular principal.

En la figura 28 se observan las curvas de dispersión estimadas a partir de los arreglos triangulares medianos cuyas características se resumen en la tabla 3. En arreglo principal, a pesar de que contaba con una estación en su centro se decidió solo procesar los pares de estaciones con mayor distancia (120 m aprox.). Esto debido a que interesaba la información que pudiera aportar en bajas frecuencias. Se obtuvo una curva de dispersión en el rango de los 1.6-3.6 Hz (figura 29).

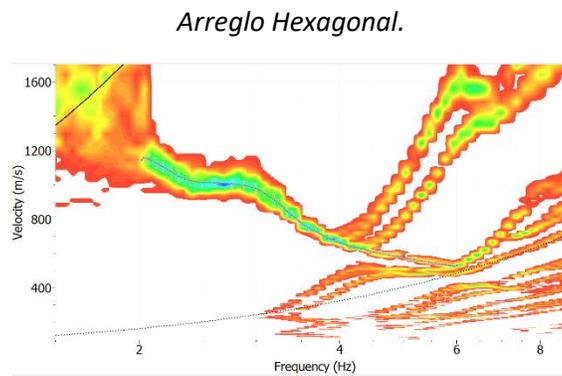


Figura 30. Curva de dispersión obtenida para el arreglo hexagonal.

En la figura 30 se muestra la curva de dispersión estimada con el arreglo hexagonal, que se logró en un rango de los 2-6 Hz.

#### 4.3.1 Integración de curvas de dispersión de velocidad de fase.

La profundidad de investigación depende, entre otras cosas, de la distancia que hay entre los pares de estaciones. En este trabajo, arreglos de distinto tamaño comparten en distintas proporciones el “área de atribución”. De esta manera es posible construir curvas de dispersión integradas de diferentes arreglos y distinto tamaño que se complementan para construir una curva de dispersión en un rango de frecuencias más amplio. Entonces, se complementaron las nueve curvas de dispersión obtenidas a partir de los arreglos triangulares chicos de aprox. 40 metros de lado, con las obtenidas con los arreglos de mayor tamaño y que compartían parte del área de atribución. Como resultado se estimaron nueve curvas de dispersión, homogéneas en bajas frecuencias y diferentes en las frecuencias altas. En la figura 31 se muestra el proceso de integración para la curva 2, en el anexo II muestra para todas las curvas.

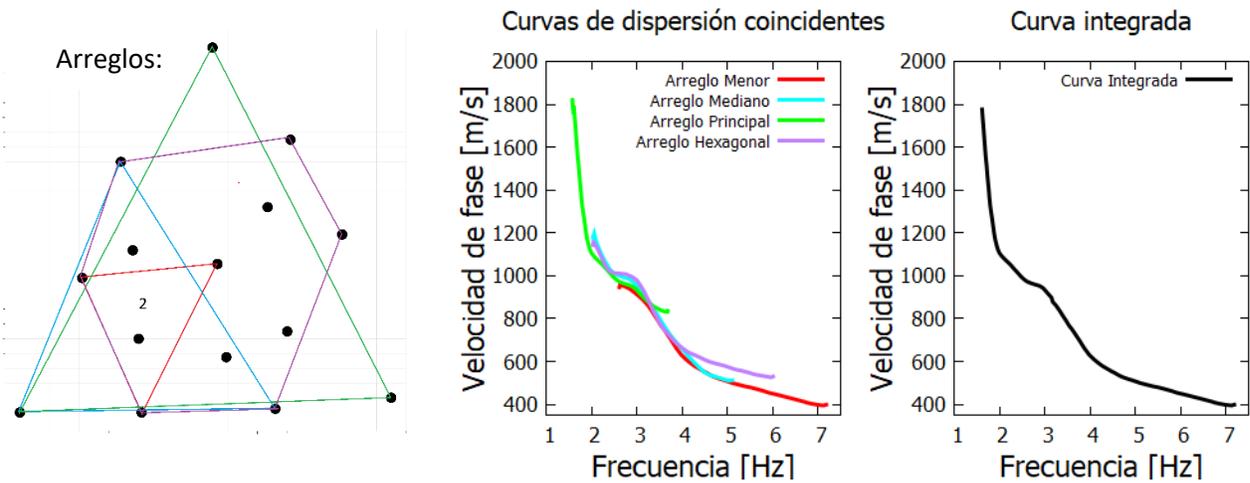


Figura 31. Integración de la curva de dispersión de velocidad de fase No. 2

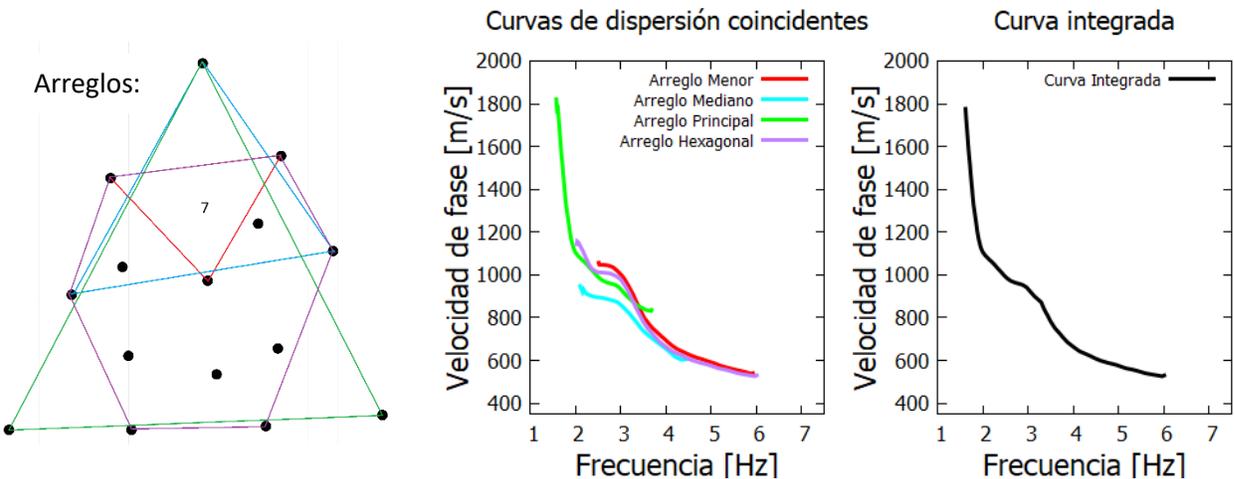


Figura 32. Integración de la curva de dispersión de velocidad de fase No. 7

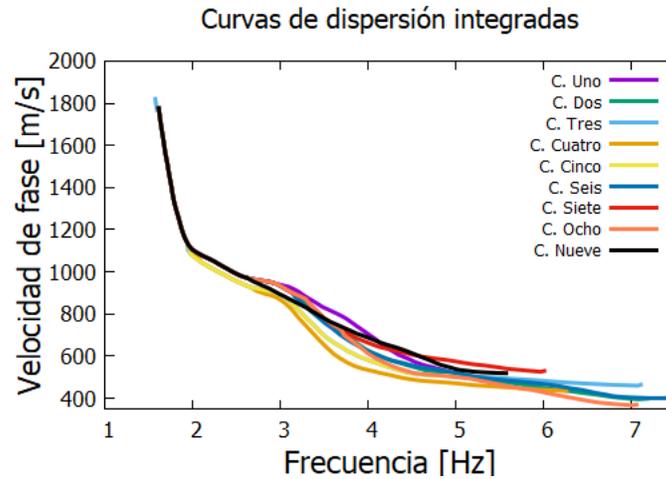


Figura 33. Representación de las nueve curvas de dispersión integradas de velocidad de fase.

Las curvas de dispersión integradas se identificarán respecto al arreglo triangular chico con el que fueron construidas de acuerdo con la numeración de la figura (22b). En la figura (33) podemos observar que, debido a la manera en la que se integraron las curvas, estas presentan diferencias en altas frecuencias (3-7.5 Hz), homogeneizándose en bajas frecuencias. Esto se consideró razonable ya que en un medio real estratificado los cambios significativos se deducen en las capas más someras.

#### 4.4 Interferometría Sísmica, recuperación de la función de Green

Con las 15 estaciones fue posible formar 105 pares de estaciones diferentes, la distancia mínima entre estaciones de los pares formados fue de 18 metros y la máxima de 125 metros (figura 34). Se diseñó un código en MATLAB® con el propósito de ordenar los datos de cada par y calcular las correlaciones cruzadas.

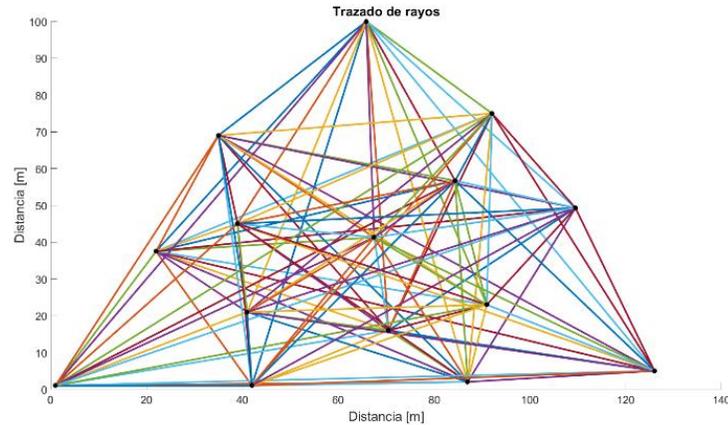


Figura 34. Trazado de rayos. Los puntos negros representan las estaciones.

Para recuperar la función de Green fue utilizado el mayor registro posible para cada par de estaciones, siendo de hasta 16 horas y media en algunos pares. En todos los casos el registro fue dividido en ventanas de 20 segundos, utilizando un traslape del 50%. Con cada par de ventanas de tiempo simultaneo se hizo la correlación cruzada de la estación A hacia estación B y se sumó la correlación cruzada en sentido inverso (de la estación B a la A) con el objeto de obtener una función de Green simétrica. Las funciones de Green recuperadas del total de ventanas en las que se dividió el registro fueron apiladas para cada par de estaciones. Se consideró la secuencia de procesamiento descrita por Bensen *et al.* (2007) que consiste en normalizar en tiempo y en frecuencias las señales antes de la correlación cruzada. Después de múltiples pruebas en diferentes pares y alternando la secuencia, se observaron mejores resultados cuando solamente era aplicada la normalización en tiempo (1-bit). En la figura 35 se presentan en forma de ejemplo dos funciones de Green recuperadas de pares diferentes.

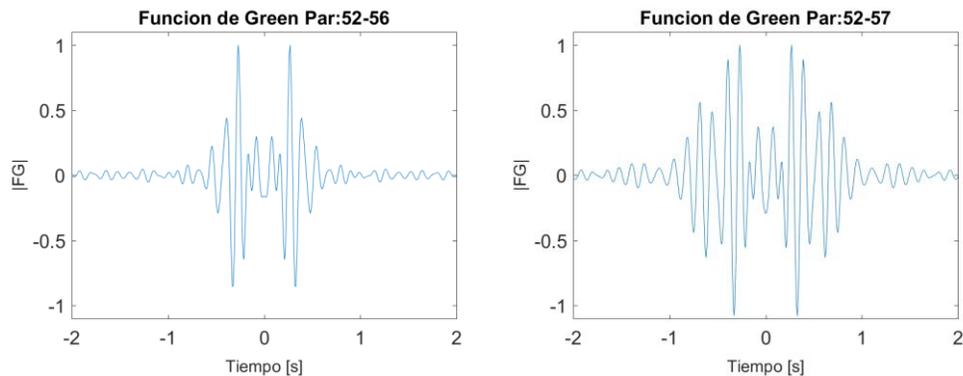


Figura 35. Ejemplos de las funciones de Green recuperadas para dos pares, filtradas en un rango de 6 a 12 Hz.

#### 4.4.1 Filtrado múltiple

Una vez recuperadas las funciones de Green se les aplicó un filtrado múltiple. A diferencia del análisis FTAN (Levshin, 1989) donde se usa un filtro gaussiano, aquí se utilizó un filtro pasa bandas diseñado a partir de dos filtros Butterworth pasa bajas y pasa altas. Fue utilizado este filtro debido a que en el rango de frecuencias de interés tiene una respuesta plana y no distorsiona la fase de la señal. El orden del filtro fue de 20 y el ancho de 2 Hz. El filtrado múltiple fue aplicado en un rango de 6 a 12 Hz con un avance de 0.25 Hz (figura 36).

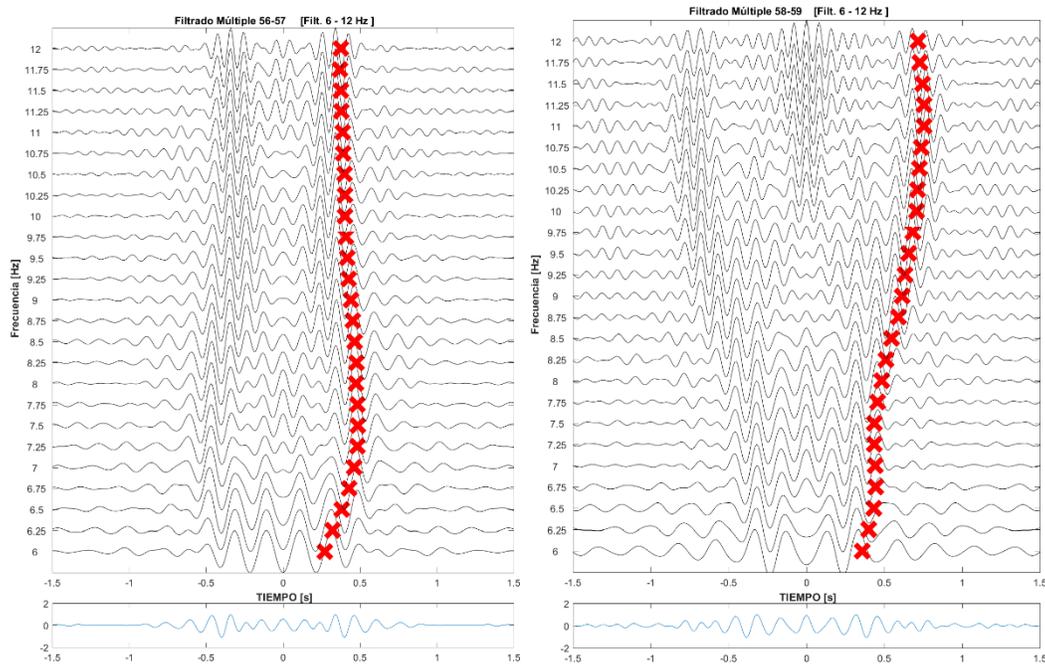


Figura 36. Ejemplos de filtrado múltiple donde es apreciable la forma de onda. Se muestra la frecuencia central en el eje de las ordenadas de acuerdo al avance utilizado. La gráfica inferior representa la misma función de Green filtrada en el rango completo utilizado en el filtrado múltiple. Las cruces rojas representan los puntos donde fue picada la envolvente que se explica que la siguiente sección.

#### 4.4.2 Cálculo de las velocidades de grupo entre dos puntos.

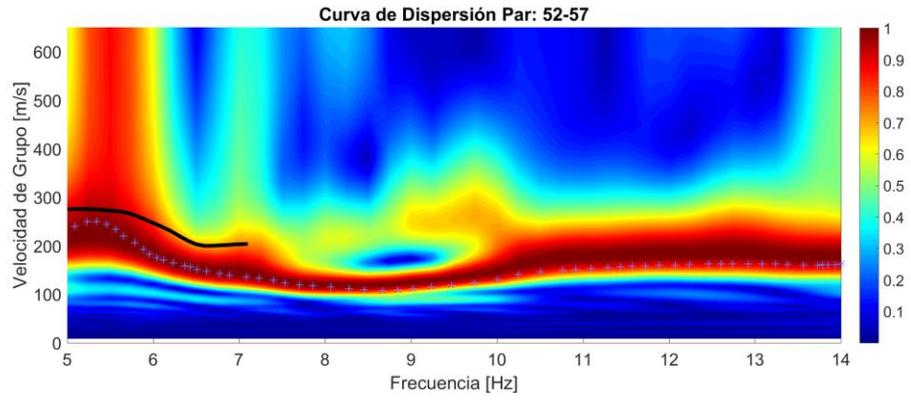
La velocidad de grupo de las ondas superficiales puede ser calculada estimando el tiempo de retraso de la envolvente de un grupo de fases propagándose entre dos estaciones y cuya distancia es conocida. Una forma de calcular la envolvente es utilizando la transformada Hilbert que es definida como la convolución de una señal  $f(t)$  con la función  $-1/\pi t$ :

$$HT\{f(t)\} = f(t) * \frac{-1}{\pi t} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad (31)$$

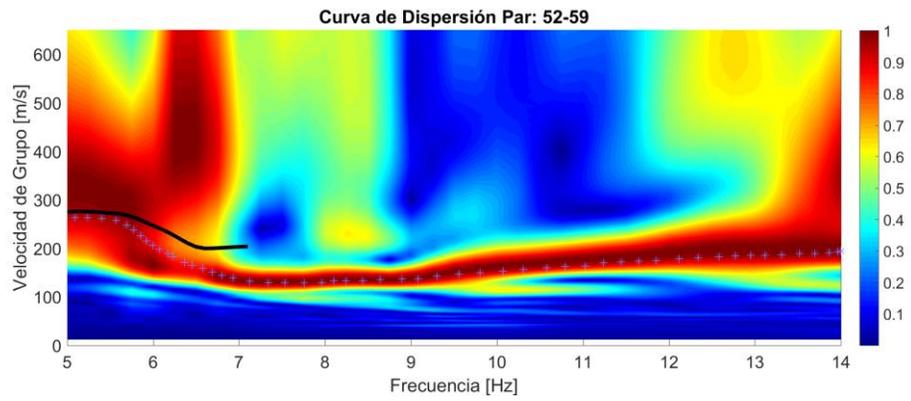
Se diseñó un código en MATLAB® para calcular la envolvente a las funciones de Green obtenidas a partir del filtrado múltiple. Las envolventes fueron normalizadas y se creó una imagen de dispersión partiendo de una matriz cuyas columnas contenían la envolvente a diferentes



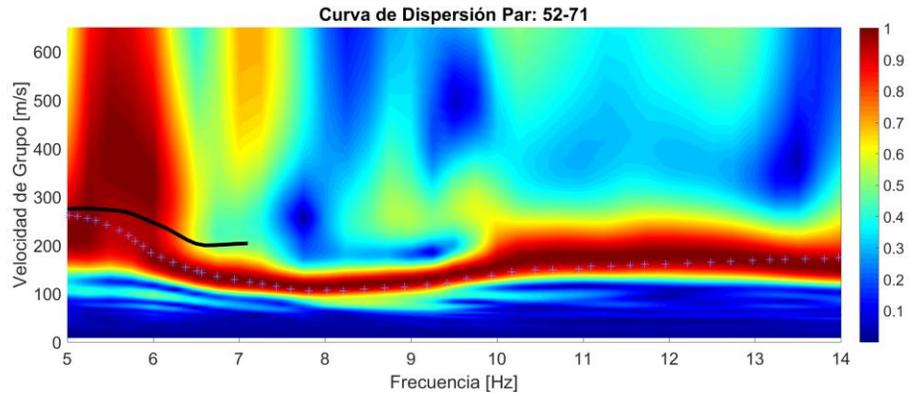
2)



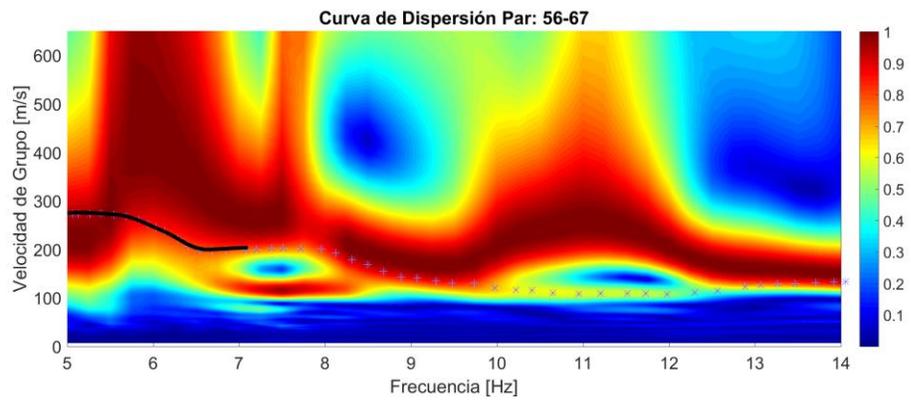
3)



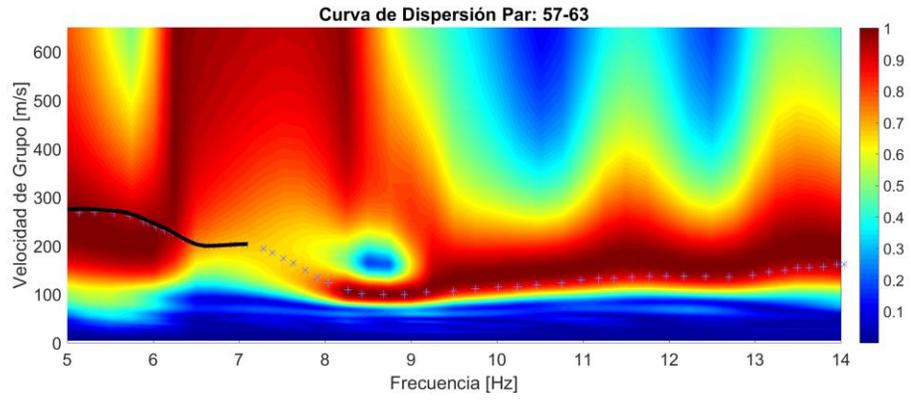
4)



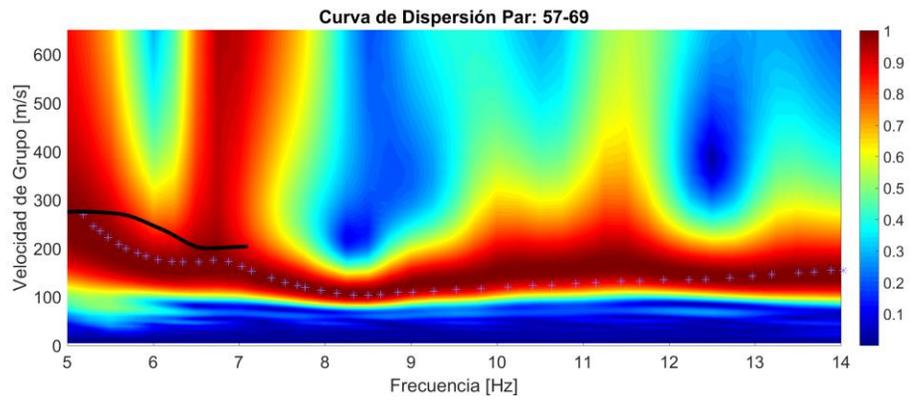
5)



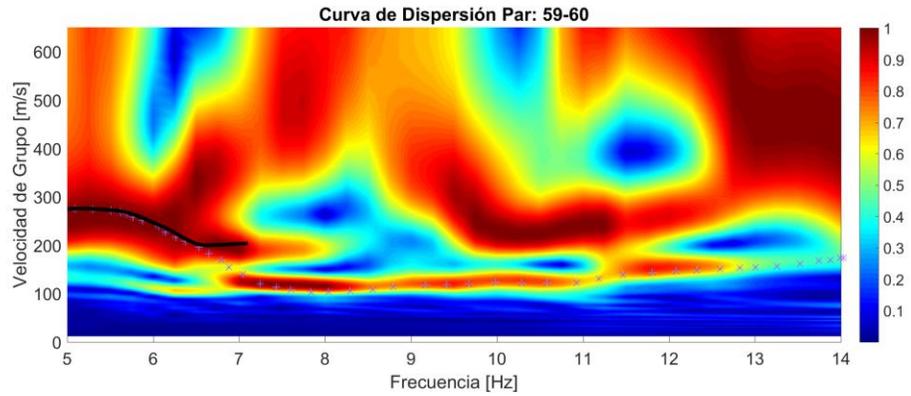
6)



7)



8)



9)

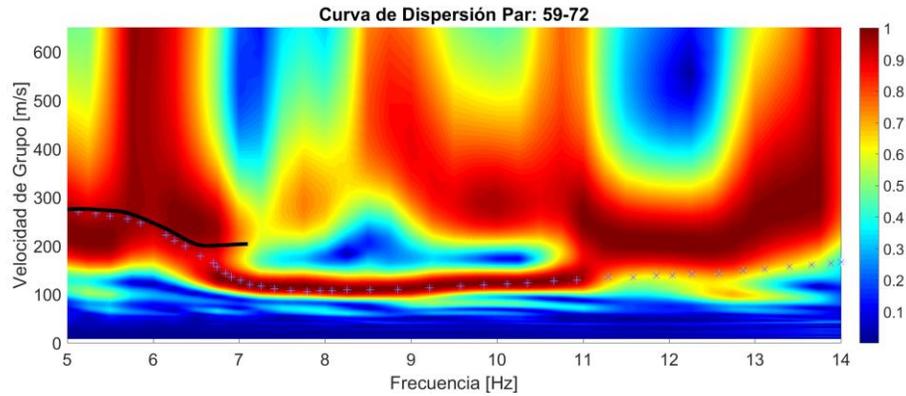


Figura 37. 1-9. Curvas de dispersión de velocidad de grupo, obtenidas para diferentes pares. La línea negra observada en un rango de 5 a 7.2 Hz, representa la curva de dispersión de velocidad de grupo calculada a partir de la curva de dispersión de velocidad de fase correspondiente al arreglo triangular chico No. 6 (sección 4.3). Las cruces representan la curva picada manualmente

Con el picado de las curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh, fueron calculados los tiempos de viaje para cada frecuencia dentro de un rango de 6-12 Hz. Fue necesario diseñar un código en MATLAB® para interpolar las curvas de dispersión picadas y poder extraer valores cada 0.5 Hz en dicho rango. Es decir, se calcularon los tiempos de viaje para las frecuencias 6, 6.5, 7, 7.5,... 12 Hz. En la figura 38 se muestran las 96 curvas de dispersión de velocidad de grupo picadas manualmente.

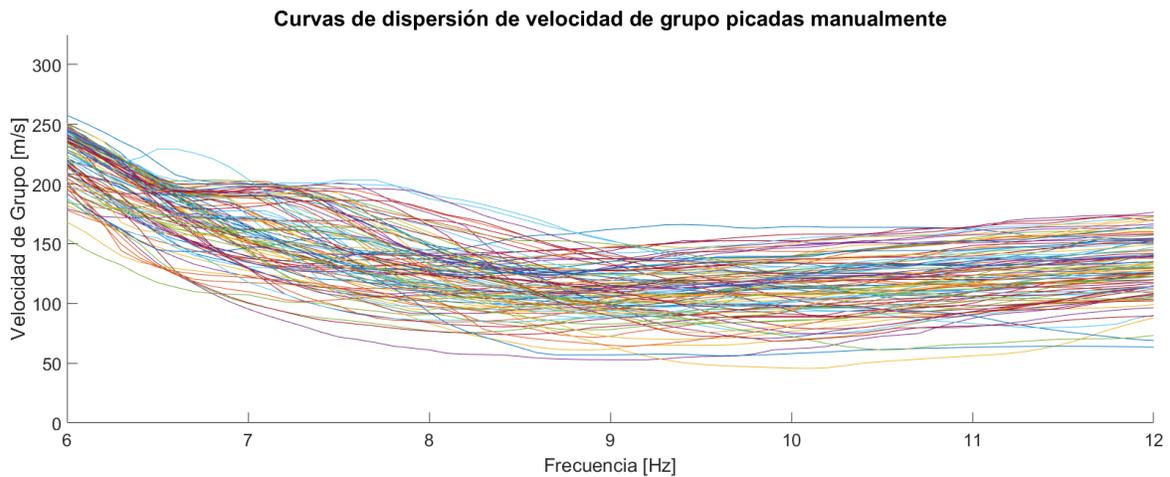


Figura 38. Representación de las 96 curvas de dispersión de velocidad de grupo, recuperadas del análisis de la función de Green.



## Capítulo 5. Inversión.

En Geofísica, la inversión de datos consiste en la aplicación de una serie de técnicas matemáticas con el objetivo de ajustar observaciones a un modelo de parámetros, que caracterizan un sistema físico. En este trabajo dichas observaciones corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase obtenidas con el método SPAC, los tiempos de viaje entre dos puntos estimados a partir de la velocidad de grupo en el análisis de la función de Green y la forma del cociente espectral HVNSR. El modelo de parámetros que explican las observaciones se refiere principalmente a la geometría del subsuelo y la velocidad de onda de corte, así mismo y en menor medida, la relación de Poisson y la densidad (ver Dal Moro, 2015).

### 5.1 Inversión de las curvas de velocidad de fase y el cociente espectral HVNSR

#### 5.1.1 Modelo directo e inversión del cociente espectral HVNSR

En la sección 1.3 se mostró la relación de la densidad de energía y la parte imaginaria de la función de Green (ecuación 9), bajo la suposición de que los microtremores forman un campo difuso (Sánchez-Sesma *et al.*, 2011). García-Jerez *et al.* (2013), citado en Piña-Flores *et al.* (2017), desarrolla un conjunto de expresiones de la parte imaginaria de la función de Green para el caso especial cuando la fuente y receptor coinciden en la superficie de un medio estratificado. Estas expresiones permiten separar la contribución de los diferentes tipos de ondas. El término  $\kappa$  representa la componente horizontal del vector onda, los kernel en el dominio  $(\kappa, \omega)$  fueron extendidos al plano complejo  $\kappa$ , las ondas superficiales corresponden a polos simples a lo largo del eje real  $x$  y sus contribuciones a la integral fueron calculadas usando el teorema del Residuo de Cauchy. La ondas de cuerpo son obtenidas por integración numérica a lo largo de  $\kappa$  en el intervalo finito  $[0, \omega/\beta N]$ , donde  $\beta N$  es la velocidad de onda de corte en el semi-espacio (Piña-Flores *et al.*, 2017).

$$\begin{aligned} \text{Im}[G_{11}(0,0; \omega)] &= \text{Im}[G_{22}(0,0; \omega)] & (32) \\ &= -\frac{1}{4} \left( \sum_n X_m^2 A_{Rn} + \sum_n A_{Ln} \right) \\ &\quad + \frac{1}{4\pi} \int_0^{\omega/\beta N} \text{Re}[f_{PSV}^H(\kappa) + f_{SH}(\kappa)]_{4th} d\kappa \end{aligned}$$

$$\text{Im}[G_{33}(0,0; \omega)] = -\frac{1}{2} \left( \sum_n A_{Rn} \right) + \frac{1}{2\pi} \int_0^{\omega/\beta N} \text{Re}[f_{PSV}^V(\kappa)]_{4th} d\kappa \quad (33)$$

Dónde  $f_{PSV}^H(\kappa)$ ,  $f_{PSV}^V(\kappa)$  y  $f_{SH}(\kappa)$  son los kernel asociados a las ondas de cuerpo en un espacio tridimensional;  $X_m$  representa la elipticidad del  $m$ -ésimo modo de ondas Rayleigh,  $A_{Rn}$  y  $A_{Ln}$  corresponden a la respuesta del medio para el  $n$ -ésimo modo de ondas Rayleigh y Love.

El cociente espectral HVNSR teórico depende de las propiedades elásticas del sistema de capas y los espesores. En la inversión del cociente espectral HVNSR el espacio de modelos solución

puede ser muy grande, por esta razón es recomendable contar con información *a priori*, como lo puede ser información de pozos u otro tipo de datos geofísicos (Piña-Flores *et al.*, 2017).

Un proceso iterativo con métodos heurísticos puede ser implementado con la información *a priori* y el cociente espectral HVNSR. Piña-Flores (2015) propone una función de costo o *misfit*  $\Gamma_{HV}$  definida como:

$$\Gamma_{HV} = \sum_{i=1}^n \frac{(HV_{obs(\omega_i)} - HV_{th(\omega_i)})^2}{\sigma_{HV}^2(\omega_i)} \quad (34)$$

Donde  $HV_{obs}$  corresponde al cociente espectral HVNSR observado,  $HV_{th}$  al cociente calculado y  $\sigma_{HV}$  la desviación estándar resultado del cálculo experimental de  $HV_{obs}$ .

### 5.1.2 Inversión conjunta de curvas de dispersión de velocidad de fase y el cociente espectral HVNSR.

La inversión conjunta de datos geofísicos se refiere al proceso iterativo que consiste en minimizar una función de costo compuesta de dos (o más) funciones de costo, donde cada una de estas funciones representa un tipo de datos diferentes. En este trabajo se implementó una inversión conjunta entre las curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas de Rayleigh estimadas con el método SPAC y las formas del cociente espectral HVNSR. Fue utilizado el software HV-Inv (García-Jerez *et al.*, 2016) que fue diseñado bajo la suposición de que los microtemores forman un campo difuso. La función de costo de la inversión conjunta fue definida como (Piña-Flores, 2015):

$$\Gamma = \frac{2(1 - \xi)}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(HV_{obs(\omega_i)} - HV_{th(\omega_i)})^2}{\sigma_{HV}^2(\omega_i)} + \frac{2\xi}{m} \sum_{i=1}^m \frac{(DC_{obs(\omega_i)} - DC_{th(\omega_i)})^2}{\sigma_{DC}^2(\omega_i)} \quad (35)$$

Dónde  $\xi = n/(n + m)$ ;  $DC_{obs}$  corresponde a la curva de dispersión observada,  $DC_{th}$  representa la curva de dispersión calculada y  $\sigma_{DC}$  es la desviación estándar resultado de los modelos calculados.

La inversión conjunta fue realizada con las curvas de dispersión integradas que fueron obtenidas como se muestra en la sección 4.3. Entonces, fueron llevadas a cabo 9 inversiones conjuntas. A las curvas de dispersión de velocidad de fase se les asignó un peso del 70% en la función de costo. El peso fue asignado considerando que la curva de dispersión de velocidad de fase principalmente es sensible a la geometría del subsuelo y a la velocidad de onda de corte, parámetros que son el objetivo principal en el presente trabajo. El cociente espectral HVNSR utilizado en cada una de estas inversiones, correspondía al promedio de los cocientes calculado con el registro ubicado en el centro del arreglo triangular chico, utilizado en la integración de las curvas de dispersión. Para los arreglos que no contaban con un sismómetro en el centro se utilizó un promedio de los cocientes espectrales HVNSR calculados en cada esquina.

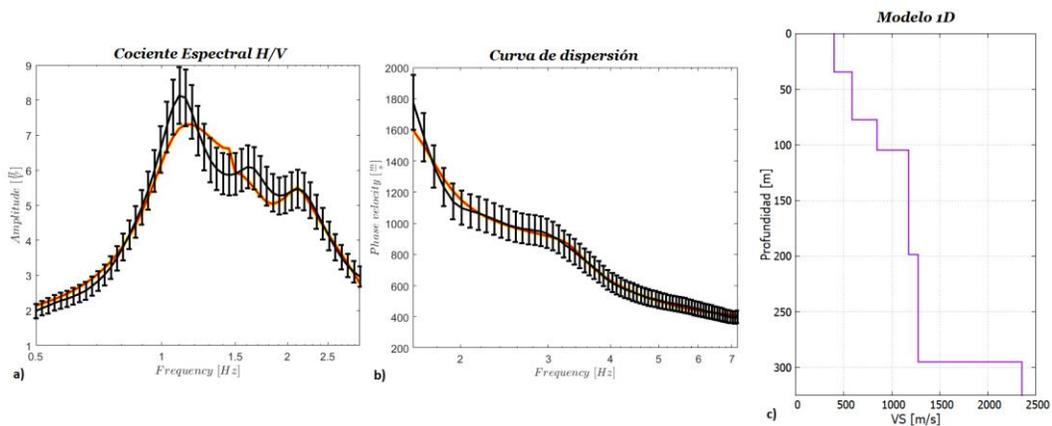
El proceso de inversión en el software HV-Inv es implementado con métodos heurísticos de optimización global (*Monte Carlo* y *Simulated Annealing*) y local (*Simplex Downhill* e *Interior Point*).

En este trabajo se consideró la participación del modo fundamental y 4 modos superiores de ondas Love y Rayleigh. Primero, se implementó el método de Monte Carlo y una vez obtenido un ajuste aceptable se afinó el modelo utilizando el método Simplex Dowhill. El modelo inicial propuesto consistió de 5 capas sobre un semi-espacio, considerando las condiciones geológicas del lugar, que son descritas en el capítulo siguiente.

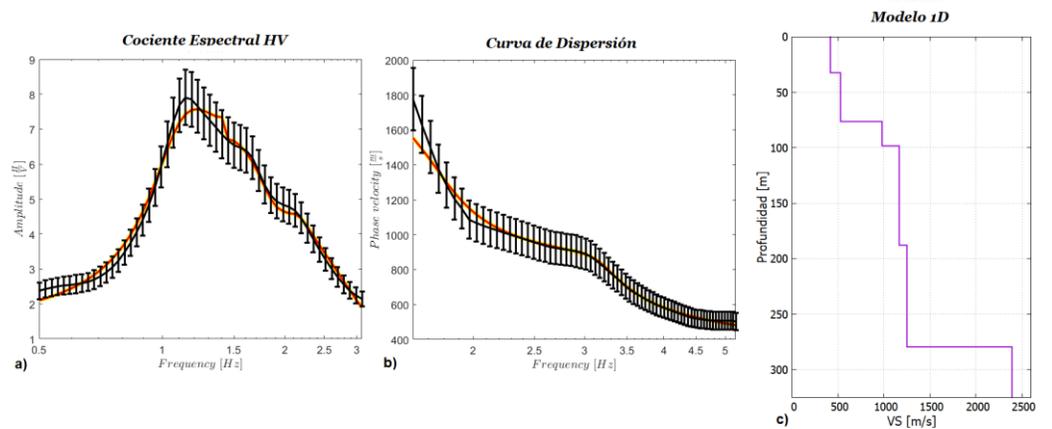
### 5.1.3 Modelos 1D Obtenidos de la Inversión Conjunta

En el proceso de inversión se consideraron los cocientes HVNSR en un rango de 0.5 a 3 Hz, el límite inferior de todas las curvas de dispersión son 1.5 Hz y el superior varía de los 5.6 a 7.1 Hz. El semi-espacio fue definido con la contribución de los cocientes espectrales HVNSR, mientras que los estratos más someros corresponden a la información aportada por las curvas de dispersión. En la figura 39 se presentan los mejores ajustes a la curva de dispersión y el cociente espectral HVNSR obtenidos para las curvas integradas 2, 5, 7 y 8, en el anexo III se presentan los mejores ajustes para todas las curvas integradas.

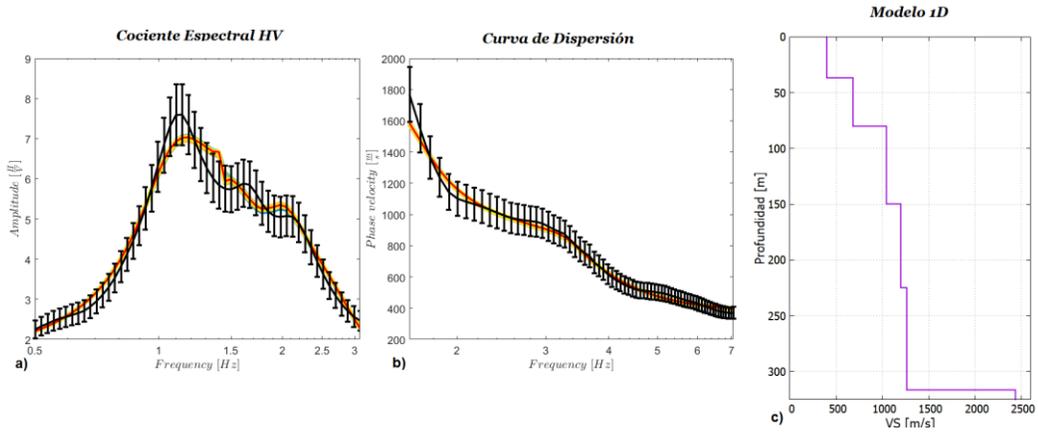
1)



2)



3)



4)

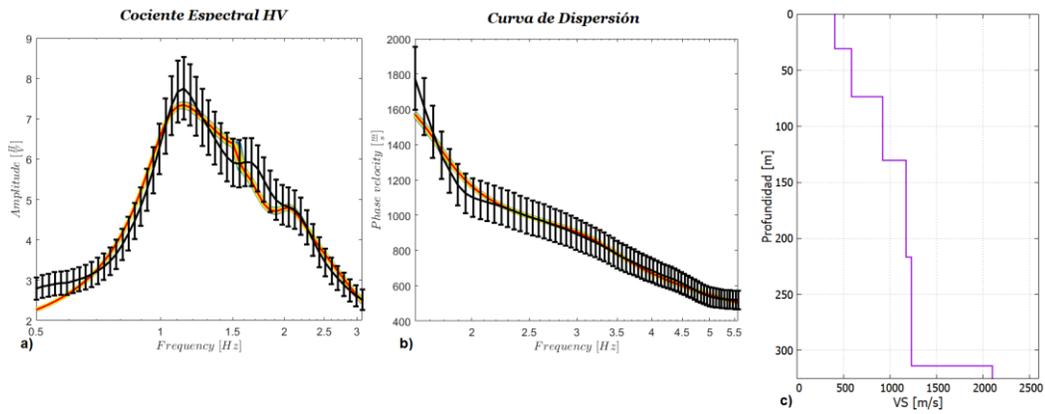


Figura 39. 1-4. Mejores ajustes resultado de la inversión conjunta de las curvas de dispersión integradas de velocidad de fase 2,5,7 y 8, respectivamente, y sus correspondientes cocientes espectrales. a) La curva en rojo representa el mejor ajuste en el cociente espectral HVNSR. b) La curva en rojo representa el mejor ajuste a la curva de dispersión. c) Modelo 1D resultado de la inversión.

## 5.2 Tomografía.

La tomografía sísmica es una técnica de inferencia de datos que utiliza información contenida en registros sísmicos para estimar modelos 2D o 3D del interior de la Tierra (Rawlinson et al. 2010). Desde los trabajos pioneros de Aki & Lee (1976), citado en Rawlinson *et al.* (2010), existen ejemplos de la aplicación de Tomografías para estimar la distribución lateral de la velocidad de propagación de ondas sísmicas.

Los tiempos de viaje estimados, como se muestra en la sección 4.4, fueron invertidos para obtener una aproximación 2D de la distribución lateral de velocidades de grupo de ondas de Rayleigh dependiendo de la frecuencia. Para lograr la inversión de tiempos de viaje es necesario parametrizar el medio, una forma práctica de hacerlo es utilizando mallas regulares cuadradas. La inversión de los tiempos de viaje puede ser tratada como un problema no lineal cuando se tienen anomalías grandes de velocidad. En este trabajo la inversión fue tratada como un problema lineal considerando que el área de estudio es pequeña y que los resultados obtenidos con el método SPAC sugieren la ausencia de anomalías grandes de velocidad. Picozzi *et al.* (2009) y Rawlinson *et al.* (2010) representan los tiempos de viaje ( $t$ ) para una lentitud ( $s$ ) como:

$$t = \int s \, dl \quad (36)$$

Donde la lentitud ( $s$ ) es el inverso de la velocidad de propagación y  $dl$  es el elemento lineal a lo largo de la ruta del rayo. La ecuación 36 puede ser representada matricialmente:

$$t = Ls \quad (37)$$

Dónde  $t$  es el vector de tiempos de viaje observados,  $s$  es la lentitud de las celdas y  $L$  es una matriz de  $M \times N$ ,  $M$  rayos que cruzan el medio dividido en  $N$  celdas. La ecuación matricial 37 es equivalente a la ecuación general  $d = Gm$  usada para representar sistemas lineales.

La solución por mínimos cuadrados es un método muy común para resolver sistemas lineales. Para este caso fue importante tomar en cuenta la distribución irregular de las rutas de rayos, esta irregularidad provocó que en algunas celdas no se tuviera cobertura de rayos suficiente (problema sub determinado) y sin embargo, en otras celdas se tuvieran más que suficiente cantidad de rayos (problema sobre determinado), a este tipo de problemas se les conoce como de condiciones mixtas. La parte indeterminada del problema puede ser resuelta añadiendo un factor de amortiguamiento ( $\epsilon$ ) a la solución general de mínimos cuadrados (Ver Menke, 2012).

$$m^{est} = [G^T G + \epsilon^2 I] G^T d \quad (38)$$

### 5.2.1 Prueba de resolución.

Para definir el tamaño de las celdas adecuado, fue necesario realizar pruebas de resolución. Se utilizó la prueba del tablero de ajedrez, similar a la presentada por Lévêque *et al.* (1993), que consiste en proponer un modelo inicial de dos velocidades de propagación diferentes en un medio parametrizado con un tamaño de celda regular específico, de manera que estas dos velocidades se

distribuyen alternadamente simulando un tablero de ajedrez. Una vez definido el modelo inicial se procede a calcular el problema directo (ecuación 37), el objetivo es invertir los tiempos de viaje calculados utilizando la ecuación 38 y recuperar el modelo inicial. Si el modelo inicial es recuperado con un porcentaje de error aceptable significa que el tamaño de celda utilizado es el adecuado. Se desarrolló un código en MATLAB® para calcular la matriz  $L$  y realizar las pruebas de resolución. En las pruebas realizadas en este trabajo, se propuso un modelo inicial con celdas cuya velocidad eran 500 y 250 m/s, celdas blancas y negras respectivamente. Se intentó recuperar el modelo inicial para celdas de 5, 10, 15 y 20 metros por lado. Cuando se utilizaron celdas de 5 y 10 metros por lado no fue posible recuperar el modelo inicial (figuras 40 y 41).

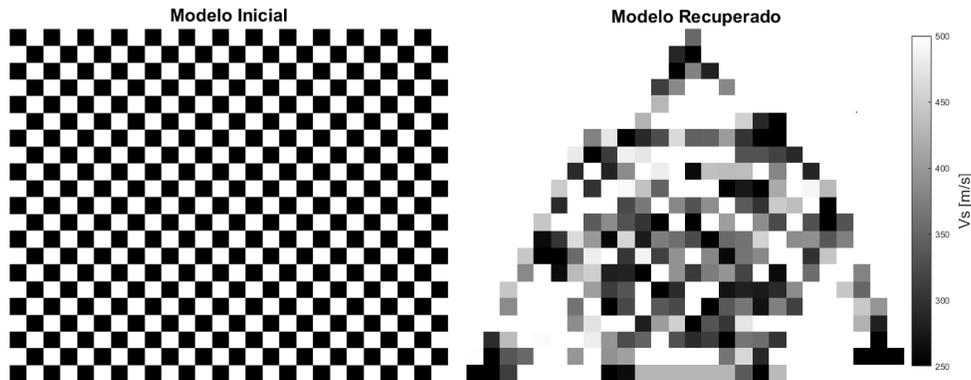


Figura 40. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 5 metros por lado. . Derecha. Modelo inicial. Izquierda. Modelo recuperado.

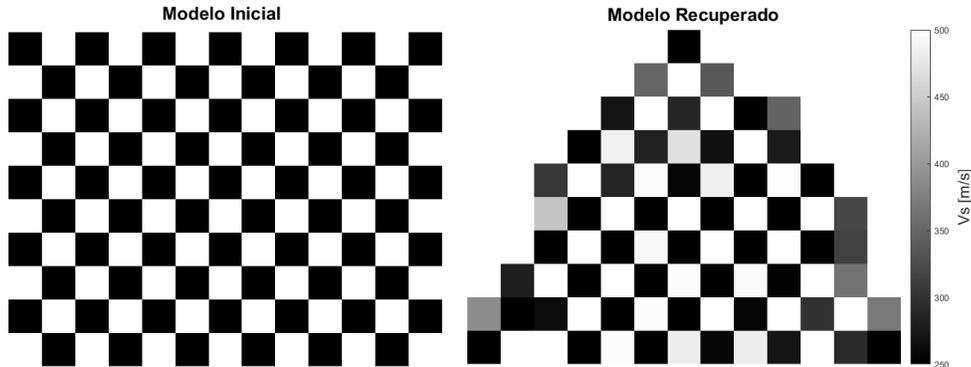


Figura 41. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 10 metros por lado. Derecha. Modelo inicial. Izquierda. Modelo recuperado.

Cuando fueron utilizadas celdas de 15 metros por lado el modelo inicial fue recuperado aceptablemente dentro del área del arreglo (figura 42b). Para asegurar si el tamaño de celda era el adecuado se añadió ruido en un 10% a los tiempos de viaje calculados directamente, considerando la desviación estándar y la incertidumbre que conlleva el picado manual (sección 4.4). El modelo inicial no fue recuperado satisfactoriamente (figura 42c). En la prueba con celdas cuyos lados median 20 metros el modelo inicial fue recuperado aceptablemente, incluso cuando se añadió ruido a los tiempos de viaje calculados (figura 43). La figura 44 muestra la cobertura de los 96 rayos para el medio parametrizado en celdas de 20 metros por lado.

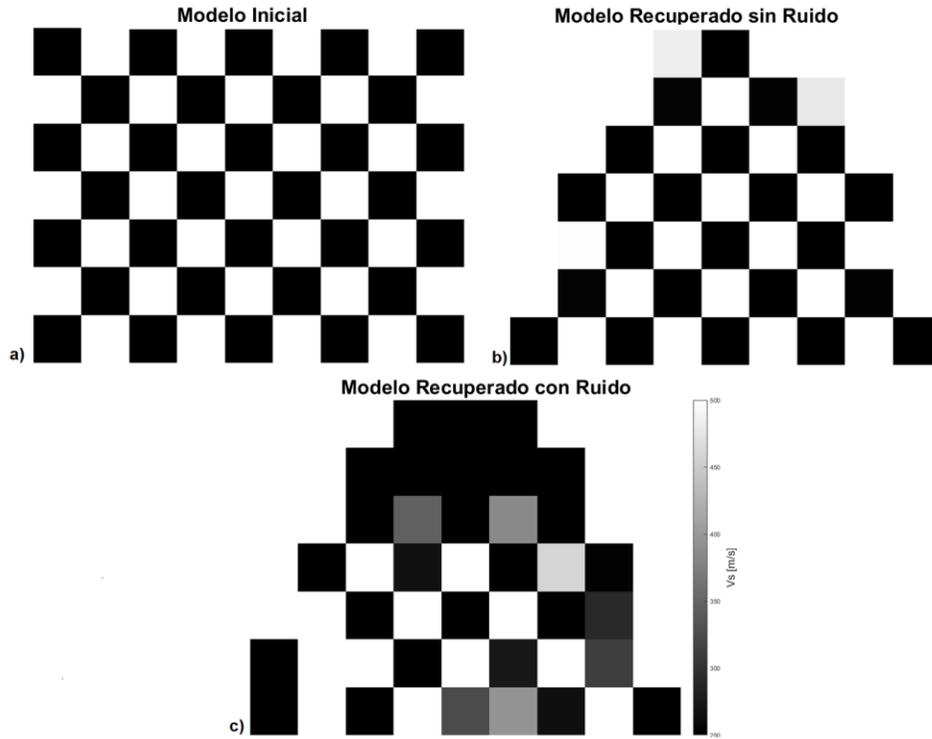


Figura 42. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 15 metros por lado. a) Modelo inicial. b) Modelo recuperado sin ruido aleatorio. c) Modelo recuperado con ruido aleatorio.

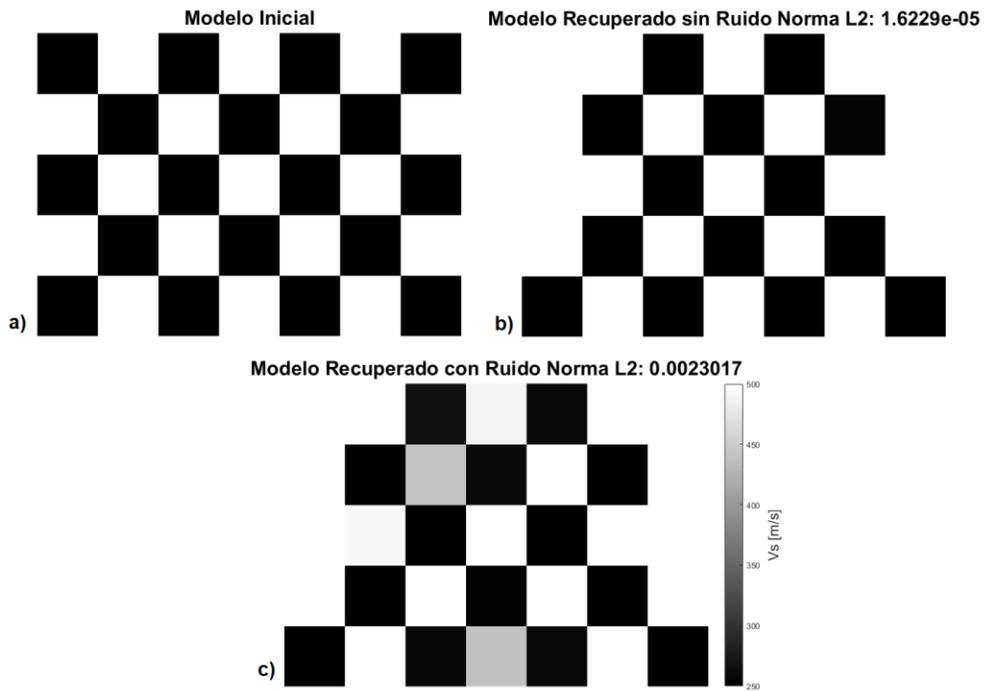


Figura 43. Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 20 metros por lado. a) Modelo inicial. b) Modelo recuperado sin ruido aleatorio. c) Modelo recuperado con ruido aleatorio.

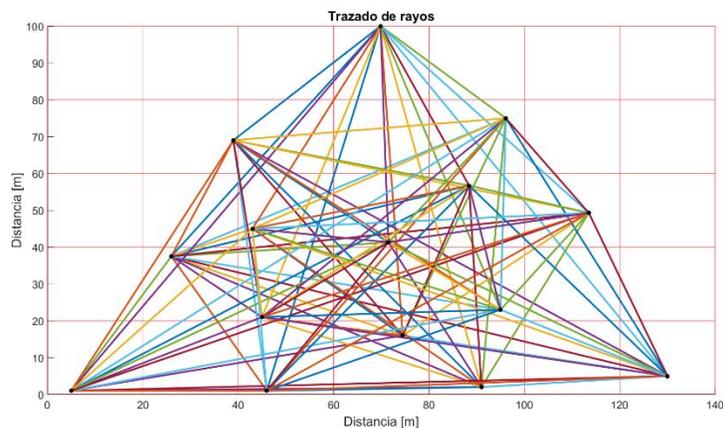


Figura 44. Trazado de rayos, dentro del medio parametrizado en celdas de 20 metros por lado.

### 5.2.2 Imágenes tomográficas obtenidas.

Una vez definida la parametrización del medio y calculados los tiempos de viaje con las velocidades de grupo estimadas, se obtuvieron las aproximaciones tomográficas a partir de la inversión de los tiempos de viaje. Se utilizó la ecuación (38) y el valor del factor de amortiguamiento ( $\epsilon^2$ ) fue de 0.01. El objetivo de los modelos 2D obtenidos fue observar la distribución lateral de las velocidades de grupo y posteriormente hacer una inversión puntual a profundidad. Se obtuvieron imágenes tomográficas para un rango de frecuencias de 6 a 12 Hz, avanzando cada 0.5 Hz. En las tomografías se pueden observar zonas de muy alta o muy baja velocidad de grupo, principalmente en los extremos del arreglo, debidas a una escasa o nula cobertura de rutas de rayos. Se presentan las imágenes tomográficas obtenidas para 6, 7, 8, 9 y 10 Hz (figuras 45, 46, 47, 48 y 49, respectivamente). En el anexo V se presentan todas las tomografías obtenidas.

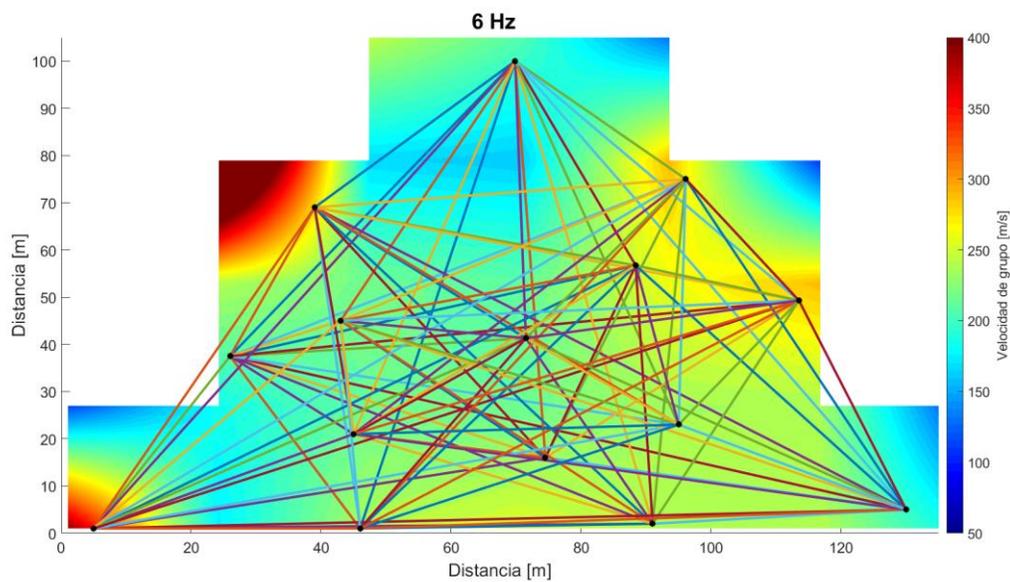


Figura 45. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 6 Hz.

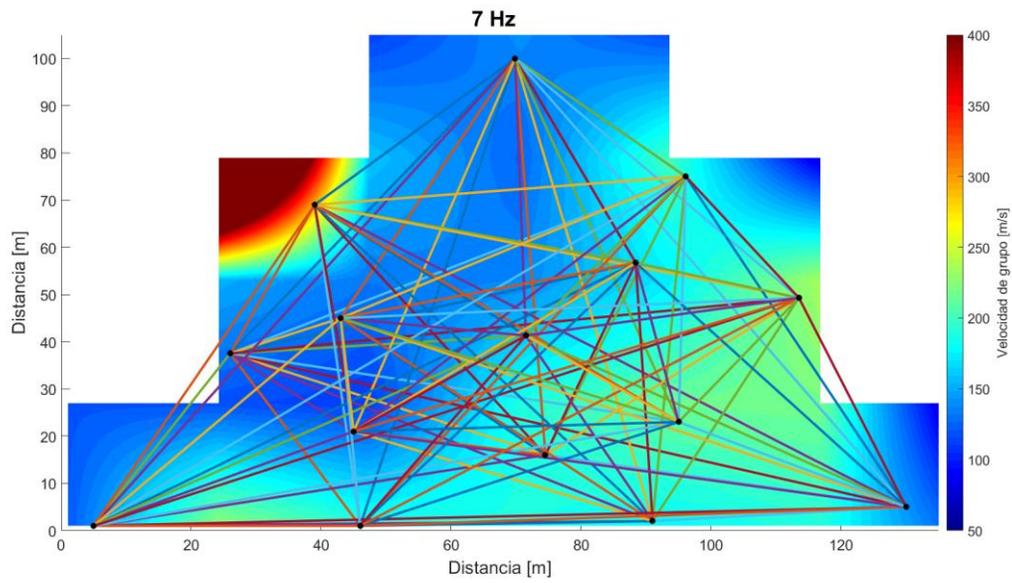


Figura 46. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 7 Hz.

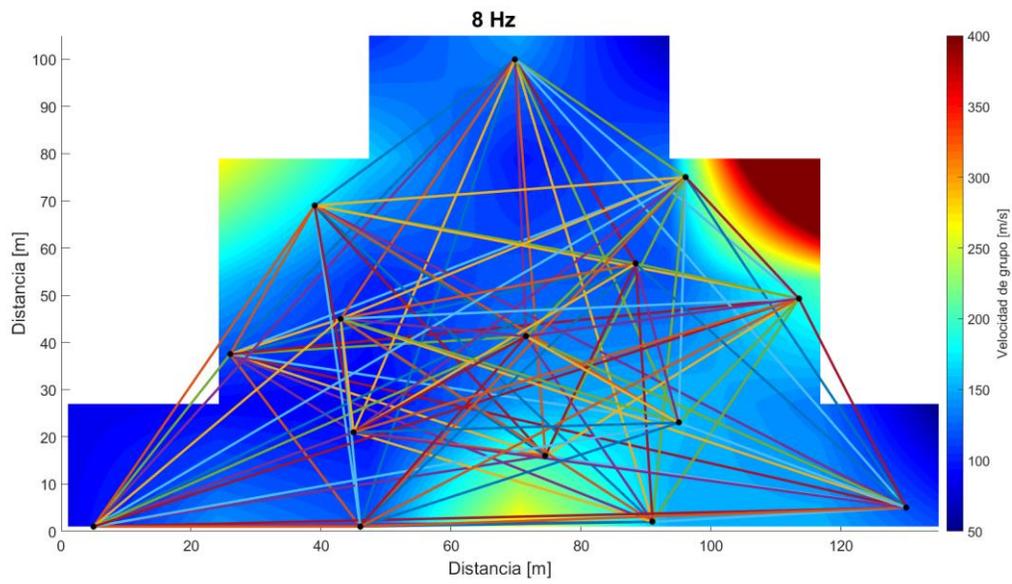


Figura 47. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 8 Hz.

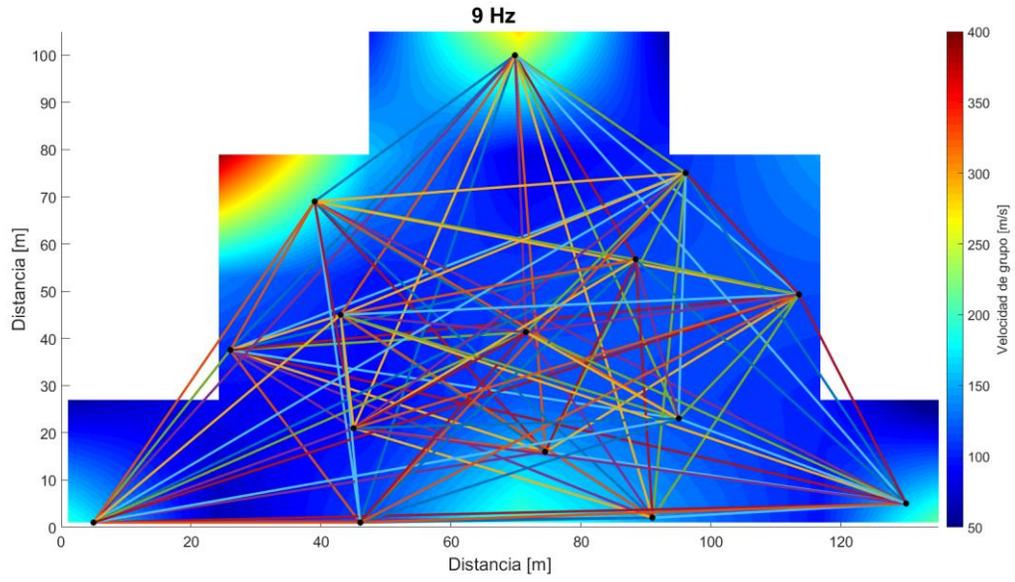


Figura 48. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 9 Hz.

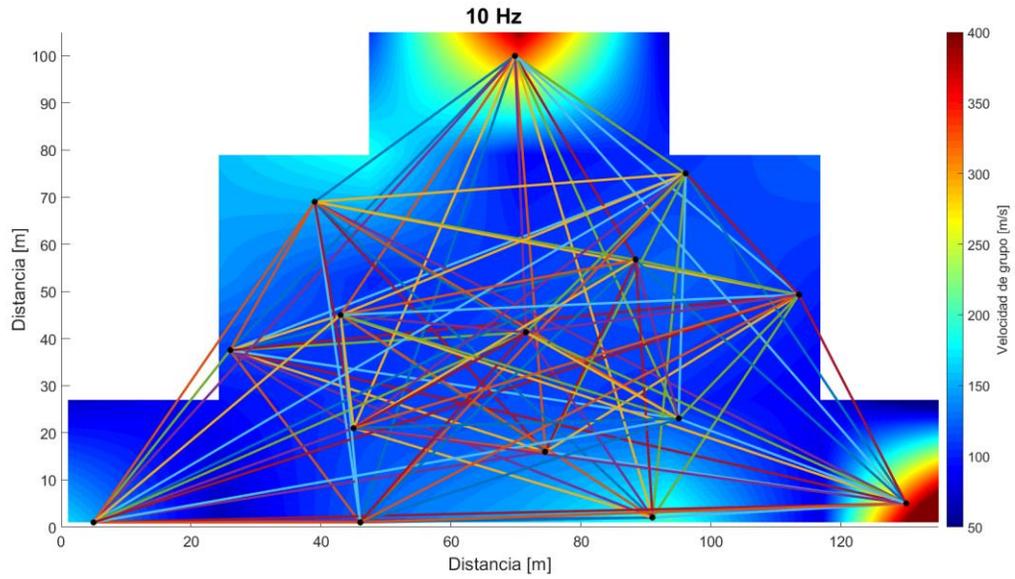


Figura 49. Distribución lateral de las velocidades de grupo en 10 Hz.

### 5.2.3 Inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo referidas a un punto de atribución.

Con las tomografías obtenidas, en cada celda es posible extraer información de la velocidad de grupo de ondas Rayleigh y así estimar una curva de dispersión puntual. Debido a la forma del arreglo de las 35 celdas en las que fue parametrizado el medio, solo en 27 hay rutas de rayos cruzando, y en 22 hubo una cobertura de rayos suficiente para obtener una estimación confiable de la velocidad de grupo. Entonces, fue posible estimar 22 curvas de dispersión de velocidad de grupo puntuales (figura 50 y 51).

		1	2	3		
	4	5	6	7	8	
	9	10	11	12	13	
14	15	16	17	18	19	20
21	22	23	24	25	26	27

Figura 50. Representación esquemática de las celdas. En las celdas en color rojo no fue posible recuperar una curva de dispersión coherente.

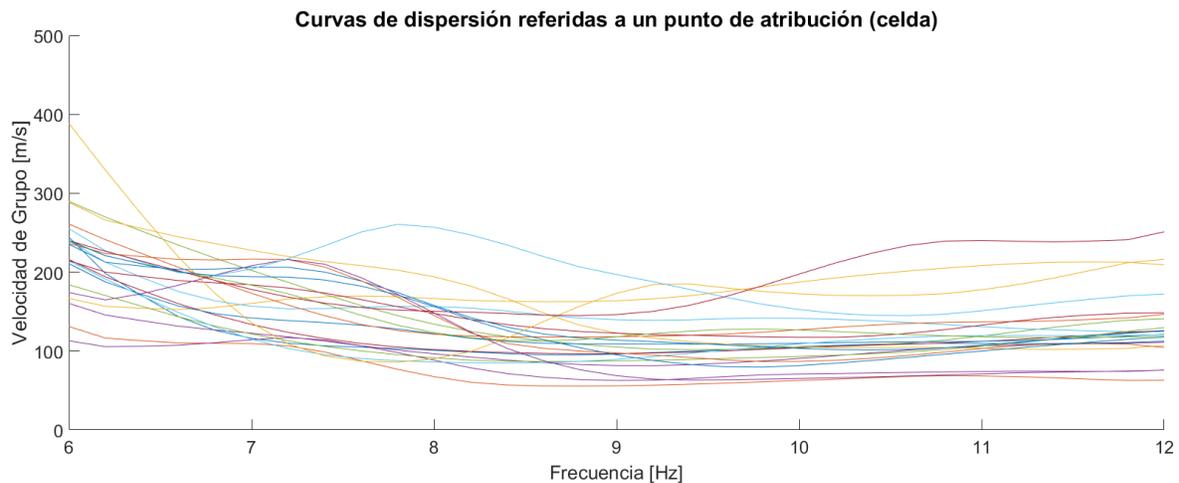


Figura 51. Representación de las 22 curvas de dispersión de velocidad de grupo recuperadas en 22 celdas.

El cociente espectral HVNSR obtenido con el registro de la estación colocada en el centro del arreglo (señalada con un punto blanco en la figura 50) presenta un pico en el mismo rango de frecuencias en el que se recuperaron las curvas de dispersión. Dicha estación coincide con la parte central del límite entre la celda 11 y 17. Después de varias pruebas, se eligió la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 17 y se hizo una inversión conjunta con la forma del cociente espectral HVNSR de esta estación, el cociente espectral HVNSR fue invertido en un rango de los 5 a 15 Hz con el objeto de observar mejor la forma. En la figura 52 se observa el mejor ajuste al cociente espectral y la curva de velocidad de grupo recuperada de la celda 17, así como el modelo 1D obtenido. El

modelo resultante fue utilizado como modelo inicial para la inversión de las 21 curvas de dispersión de velocidad de grupo restantes. Todas las inversiones fueron realizadas en el software HV-Inv, usando el método de *Monte Carlo* y *Simplex DowHill*. En la inversión conjunta se consideró la presencia del modo fundamental y los primeros 4 modos superiores de ondas Love y Rayleigh.

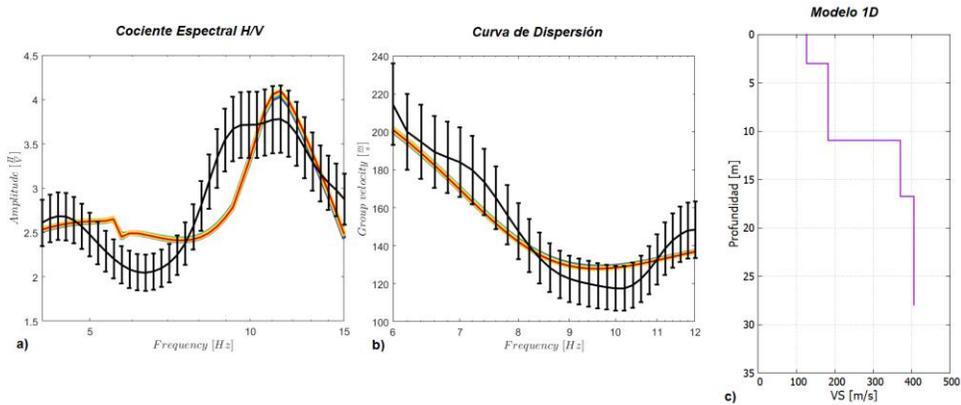
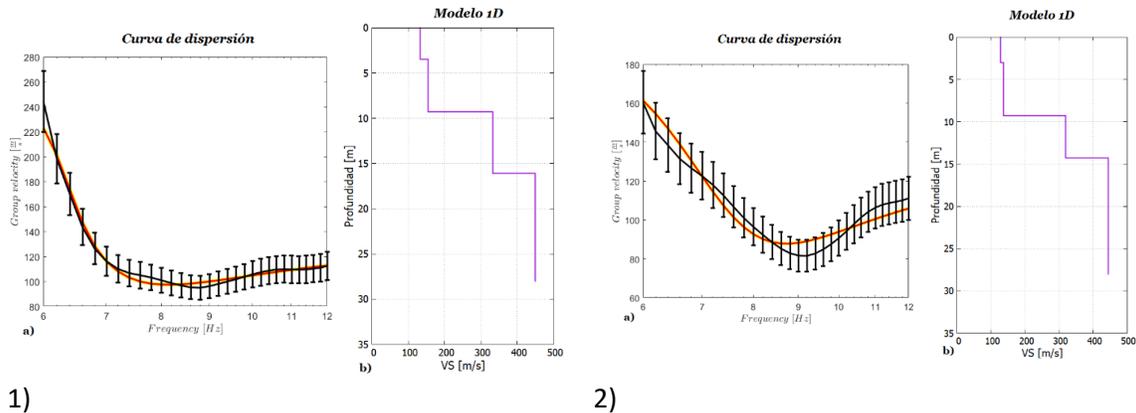


Figura 52. Inversión conjunta de la curva de dispersión recuperada en la celda 17 y el cociente espectral HVNSR en el centro. a) La línea roja representa el mejor ajuste del cociente espectral HVNSR. b) La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. c) Modelo 1D obtenido.

En la figura 53 se presentan los mejores ajustes y modelos 1D obtenidos al invertir las curvas de dispersión de velocidad de grupo recuperadas de las celdas 1, 6, 11, 15, 19, 21, 23 y 26. En el Anexo VI se presentan los mejores ajustes y modelos 1D para las 22 curvas de dispersión recuperadas de la Tomografía. En general se logró tener un buen ajuste (*misfit* entre 0.3 y 9, porcentaje de ajuste superior al 90%) en la mayoría de las inversiones, a excepción de las obtenidas a partir de las curvas de dispersión de las celdas 14, 21, 24 y 25 (*misfit* entre 25 y 45, juste entre 86 90 %).



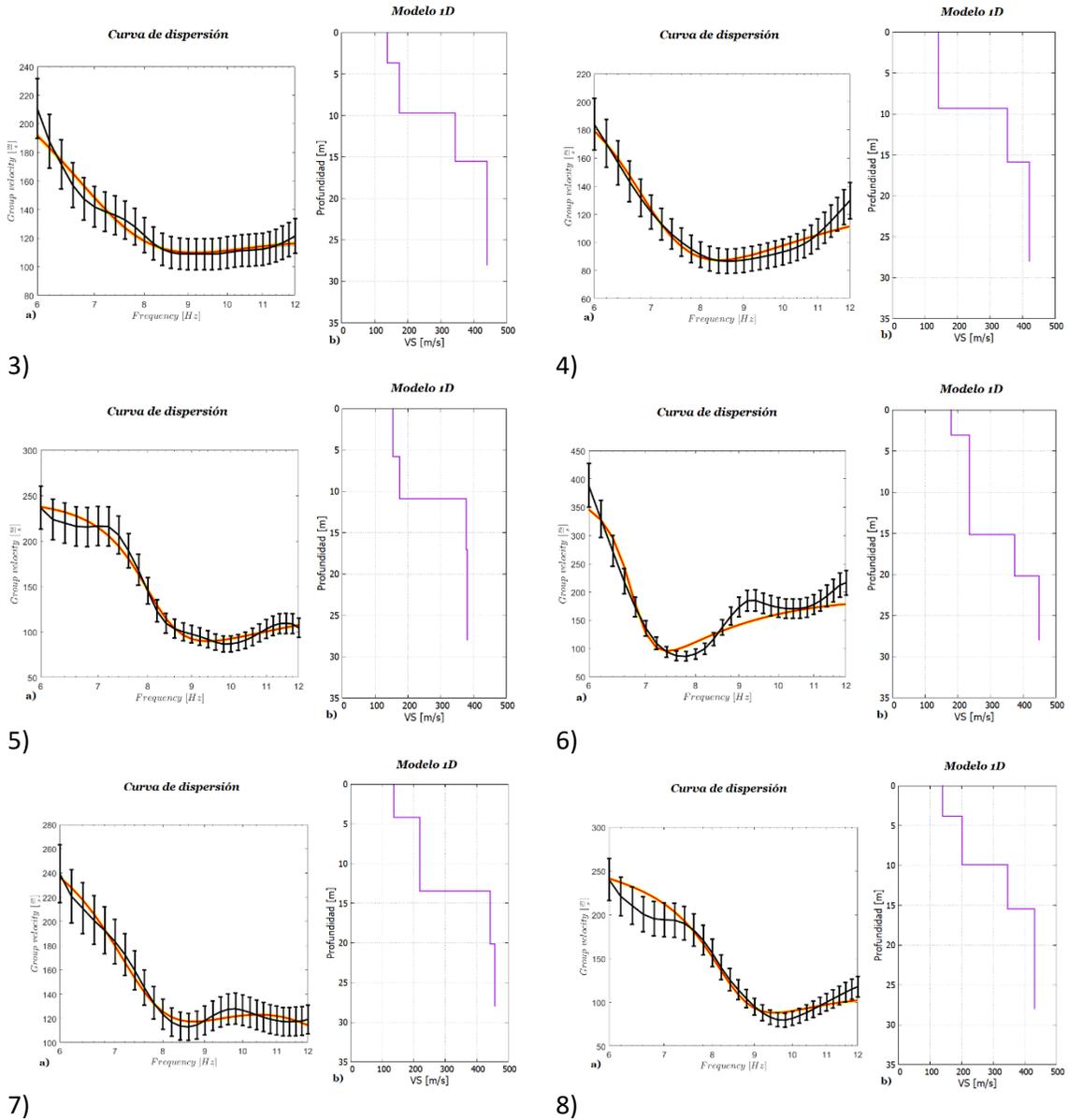


Figura 53. 1-8. Mejores ajustes resultado de la inversión de las curvas de velocidad de grupo para la celda 1, celda 6, celda 11, celda 15, celda 19, celda 21, celda 23 y celda 26, según la numeración de la figura 50. a) La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. b) Modelo de velocidad 1D resultante.



## Capítulo 6. Resultados, discusión y conclusiones.

### 6.1 Modelos 1D

Como resultado de la inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de fase (sección 5.1.3) se obtuvieron 9 moldeos 1D de velocidad de onda de corte versus profundidad. Estos modelos se muestran de lado izquierdo en la figura 54. También fue calculado un modelo 1D promediando de manera simple los espesores y velocidades de onda de corte obtenidas de los 9 modelos 1D, que se puede observar de lado derecho de la figura 54.

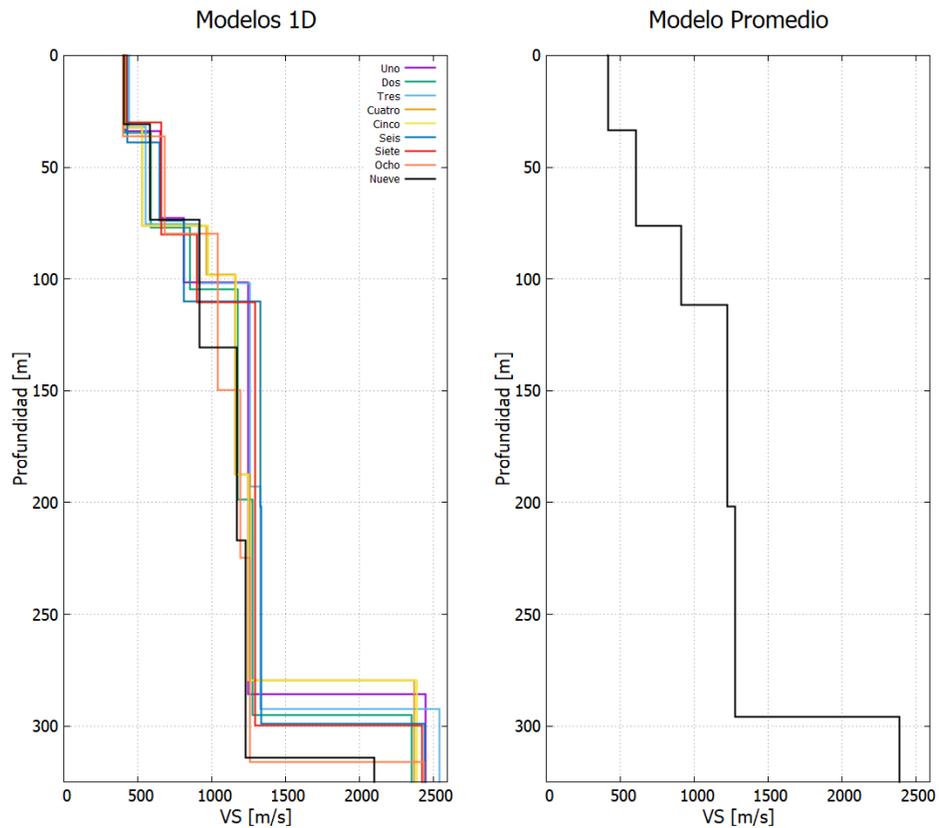


Figura 54. Izquierda. Modelos 1D de velocidad de onda de corte obtenidos como resultado de la inversión conjunta de las curvas integradas de velocidad de fase. Derecha. Modelo 1D promedio de velocidad de onda de corte.

Capa	Velocidad de onda de corte Vs [m/s]	Espesor [m]	Vs Promedio [m/s]	Espesor Promedio [m]
1	402-442	30-39	413	33.5
2	527-684	35-50	602	43
3	809-1041	22-70	909.5	35.5
4	1157-1295	75-99	1222	90
5	1258-140	89-99	1275	94
Semi-espacio	2103-2547	-	2392	-

Tabla 4. Características de los modelos 1D obtenidos de la inversión conjunta de las curvas integradas de velocidad de fase y los cocientes espectrales HVNSR.

La tabla 4 resume las características y variaciones de los modelos resultantes. Los modelos 1D presentan mayores diferencias en las primeras tres capas, resultado de la manera en la que se integraron las curvas de dispersión. Estas diferencias se acentúan más en la tercera capa. En esta capa es posible observar que el espesor aumenta de manera progresiva del centro del arreglo a las esquinas, siendo significativamente mayor en la zona norte del arreglo (figura 16).

Los modelos de velocidad 1D obtenidos a partir de la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo se presentan de lado izquierdo en la figura 55. Fue calculado un modelo 1D promediando los espesores y velocidades de onda de corte de los 22 modelos 1D. El modelo promedio se presenta de lado derecho en la figura 55. La tabla 5 resume las características de los modelos obtenidos.

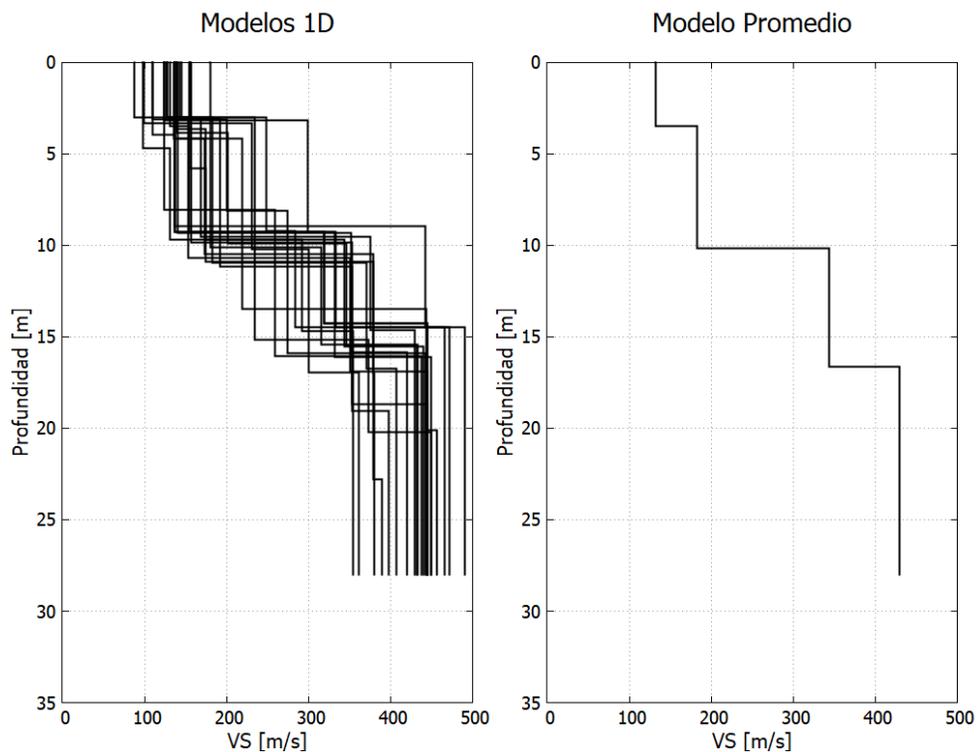


Figura 55. Izquierda. Modelos 1D de velocidad de onda de corte obtenidos como resultado de la inversión de las curvas a profundidad de velocidad de grupo estimadas a partir de la Tomografía. Derecha. Modelo 1D de velocidad de onda de corte promedio

Capa	Velocidad de onda de corte Vs [m/s]	Espesor [m]	Vs promedio [m/s]	Espesor promedio [m]
1	87-180	3-5.8	132	3.5
2	123-300	5-12.13	182.5	6.6
3	258-443	5-12.3	344	6.5
Semi-espacio	353-506	-	430	-

Tabla 5. Características de los modelos 1D obtenidos de la inversión conjunta de las curvas a profundidad de velocidad de grupo.

## 6.2 Interpretación

### *Modelos obtenidos a partir de las velocidades de fase*

El modelo inicial planteado parte de la geología para el Valle de Puebla descrita en CONAGUA (2014) donde se menciona una serie de eventos volcánicos y depósitos lacustres sucedidos a finales del período terciario, además de actividad volcánica durante el período cuaternario consecuencia del volcán la Malinche. La magnitud de la velocidad de onda de corte estimada para el semi-espacio corresponde a roca, probablemente vinculada depósitos lacustres y vulcano sedimentarios compactos, como podrían ser areniscas y tobas, cuya velocidad de onda de corte media es de 2400 m/s (Mavko *et al.*, 2009).

Las velocidades de onda de corte promedio para la quinta y cuarta capa apenas son diferentes, 1222 m/s y 1275 m/s respectivamente, por lo que se puede interpretar como una sola capa de gran espesor (hasta 181 m). Mavko *et al.* (2009) caracterizan con una velocidad media de 1370 m/s a areniscas pobremente consolidadas. Por otro lado Nunziata *et al.* (1999), reporta velocidades alrededor de 1100 m/s para tobas compactas. Con base en la información geológica disponible bien podría tratarse de una intercalación de ambas litologías. La tercera capa, con una velocidad promedio de 909.5 m/s y con un espesor promedio de 38 metros se puede asociar a depósitos lacustres. Niehoff (2010) caracteriza depósitos como arenas y arcillas con una velocidad media de 900 m/s, además CONAGUA (2014) describe una capa de depósitos lacustres de entre 30 y 50 metros de espesor cerca de la ciudad de Puebla, anteriores a la actividad volcánica de la Malinche.

Fasani *et al.* (2013) obtienen velocidades de onda de corte de entre 500 y 700 m/s para tobas no consolidadas y materiales piro clásticos. La velocidad promedio de la segunda capa es alrededor de 602 m/s. Posiblemente esta capa corresponda principalmente a materiales volcánicos consecuencia de la actividad de la Malinche. En los párrafos siguientes se hace una interpretación más detallada de la primera capa, ya que con las velocidades de grupo se logró obtener una mayor resolución.

### *Modelos obtenidos a partir de las velocidades de grupo.*

La interpretación de estos modelos fue basada en la información estratigráfica descrita por Azomoza *et al.* (1998) y en dos sondeos geotécnicos de hasta 10 metros de profundidad, localizados en la facultad de ingeniería (350 m aproximadamente de distancia del lugar de estudio) y en la facultad de arquitectura (500 m aproximadamente de distancia el lugar de estudio). Con base en la descripción de Azomoza se puede deducir que la geología más somera de la ciudad de Puebla es dominada por depósitos lacustres.

La velocidad del semi-espacio promedio para este modelo somero es de 430 m/s, muy similar a la encontrada en la primera capa del modelo obtenido a partir de las velocidades de fase (415 m/s). De esta manera se puede interpretar una capa formada a partir de la profundidad media del semi-espacio (20.5 metros) y el espesor de la primera capa de los modelos obtenidos a partir de

la velocidad de fase (ver figura 56). Mavko (2018) caracteriza arenas húmedas con una velocidad de onda de corte en un rango de los 400-600 m/s. Posiblemente esta velocidad de cortante este ligada a la presencia de arenas húmedas. Así mismo Mavko caracteriza arenas secas con una velocidad de onda de corte de entre 100 y 500 m/s, siendo correlacionable con la velocidad promedio de la tercera capa 344 m/s.

Los sondeos geotécnicos cercanos a la zona de estudio reportan una capa de arcillas de baja compresibilidad con un grado de saturación de 74% y espesores de hasta 8 metros. Por otro lado Mavko observa que arcillas saturadas tienen velocidades de cortante de hasta 200 m/s. Aunque la velocidad media de la segunda capa es ligeramente menor (182.5 m/s) y dado su espesor promedio (6.6 m) esta capa es correlacionable con arcillas de baja compresibilidad como las descritas en los sondeos geotécnicos. Por último, la primera capa con un espesor promedio de 3 metros y una velocidad de onda de corte promedio de 132 m/s, es perfectamente correlacionable con suelo vegetal, ya que el lugar donde fueron instalados los sismómetros es un jardín botánico y las velocidades observadas por Mavko para suelos vegetales son de entre 100 y 300 m/s.

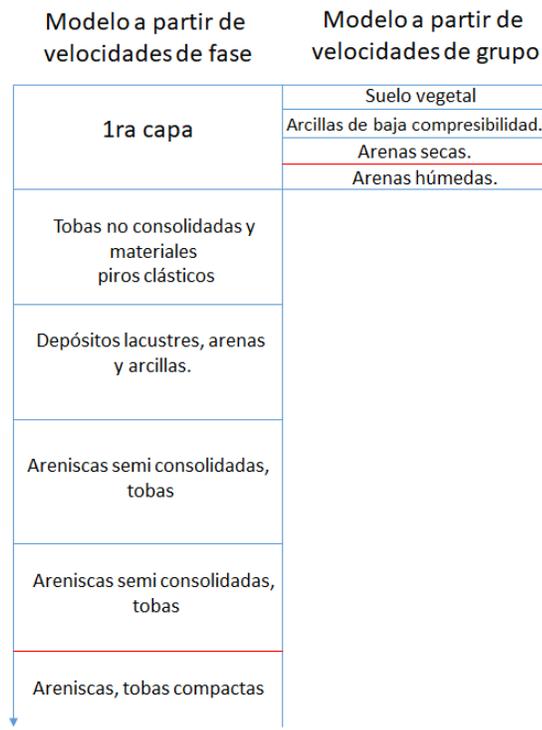
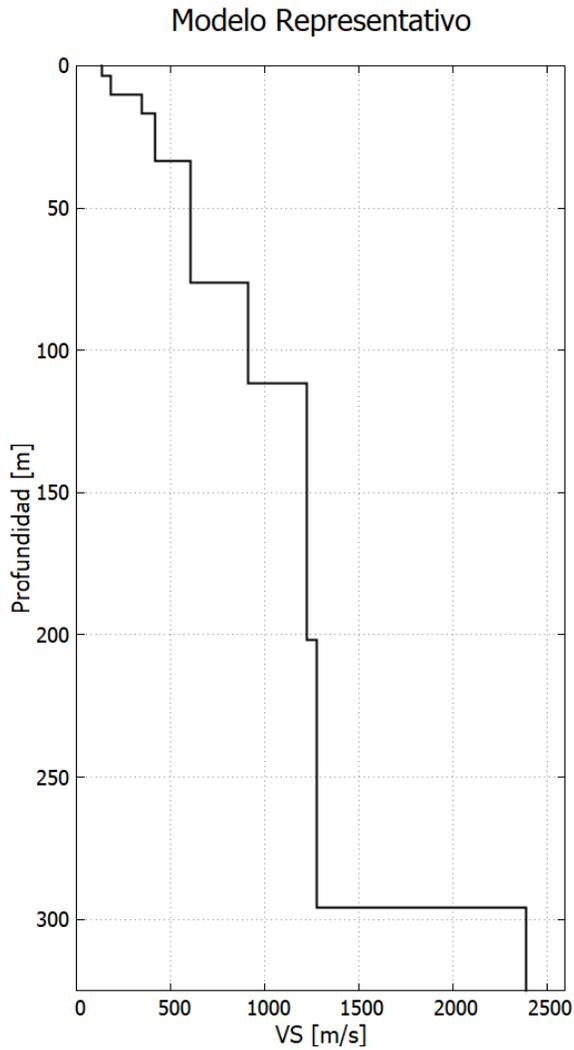


Figura 56. Representación esquemática de la interpretación e integración de los modelos resultantes a partir de las velocidades de fase y de grupo. Las líneas rojas representan el límite con el semi espacio. En el caso del modelo del modelo obtenido de velocidades de grupo se forma una capa entre su semi espacio y la interface de la primera capa del modelo de velocidades de fase.

### 6.3 Modelo 1D representativo de la zona de estudio

Tomando como base los modelos 1D promedios obtenidos con MSPAC y la Tomografía se construyó un modelo 1D, que puede ser utilizado como representativo del lugar de estudio (ver figura 56). La tabla 6 resume las características del modelo 1D representativo.



Capa	Vs [m/s]	Espesor [m]
1	131.9	3.48
2	182.48	6.67
3	344.2	6.48
4	413	17.2
5	602	42.96
6	909.5	38.1
7	1222	90.93
8	1275	91.76
Semi-espacio	2392	-

Tabla 6. Características del modelo de velocidad de onda de corte representativo de la zona de estudio.

Figura 57. Modelo 1D de velocidad de onda de corte versus profundidad, representativo del lugar de estudio.

## 6.4 Modelos 3D

La estructura de velocidades profunda estimada a partir del método MSPAC y la inversión conjunta fue representada por separado. Esto con la finalidad de distinguir las variaciones de espesores y de velocidad en la estructura somera, resuelta a partir de la tomografía.

### 6.4.1 Estructura profunda

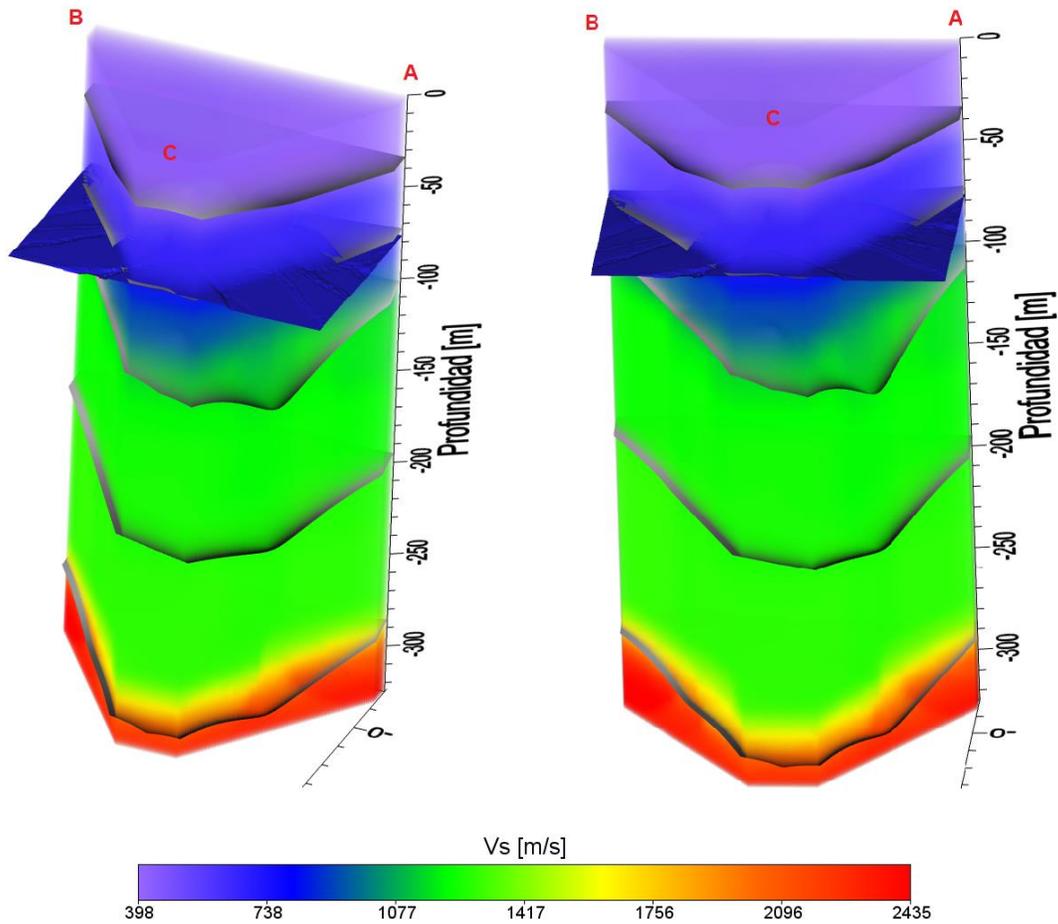


Figura 58. Modelo 3D de la estructura profunda. Vista frontal, dirección SE-NW. La iso-superficie mostrada a una profundidad de 70 metros representa el basamento ingenieril (720 m/s).

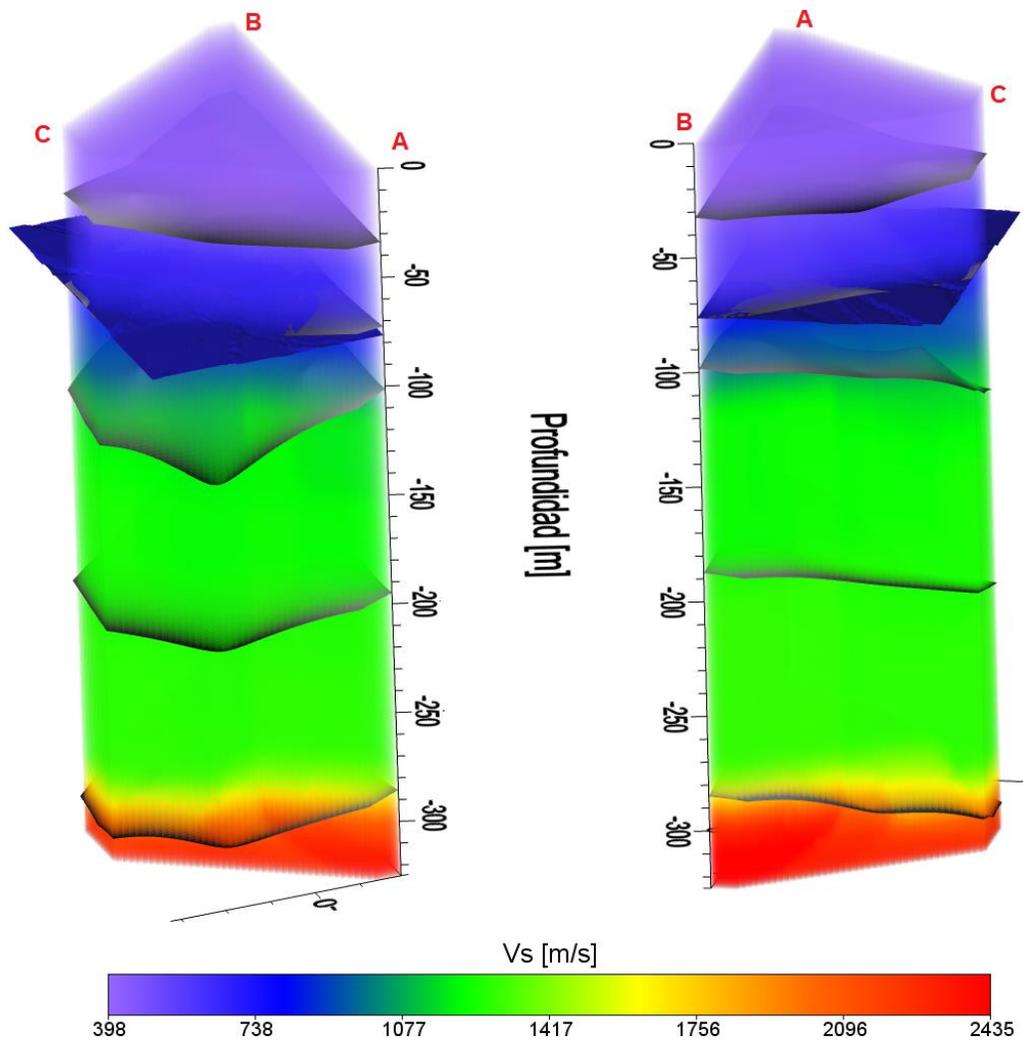


Figura 59. Modelo 3D de la estructura profunda. Vistas laterales, dirección E-O y SW-NE. La iso superficie mostrada a una profundidad de 70 metros representa el basamento ingenieril (720 m/s).

La estructura profunda de velocidades de onda de corte presenta ligeras variaciones laterales de espesores y en menor medida de velocidades, mismas que son posibles de observar en el modelo 3D (figuras 57 y 58), y que se reflejan en los valores de las frecuencias características estimadas. La diferencia más importante a destacar es la variación en profundidad de la tercera capa y del semi-espacio. Por las profundidades alcanzadas este modelo puede ser útil para estudios futuros en escalas mayores, o un buen inicio para un modelo 3D en una área más extensa. Para fines de ingeniería, en este modelo es distinguible el basamento ingenieril ( $V_s > 720$  m/s), que se encuentra a una profundidad de aproximadamente 70 metros. Este parámetro es utilizado para fines de diseño sísmico, así mismo, este modelo puede ser utilizado en un estudio de diseño sísmico específico de sitio. En estudios de efectos de sitio, el detalle logrado en este modelo permite realizar una estimación numérica de la respuesta del sitio ante una excitación sísmica.

### 6.4.3 Estructura somera (hasta 25 metros).

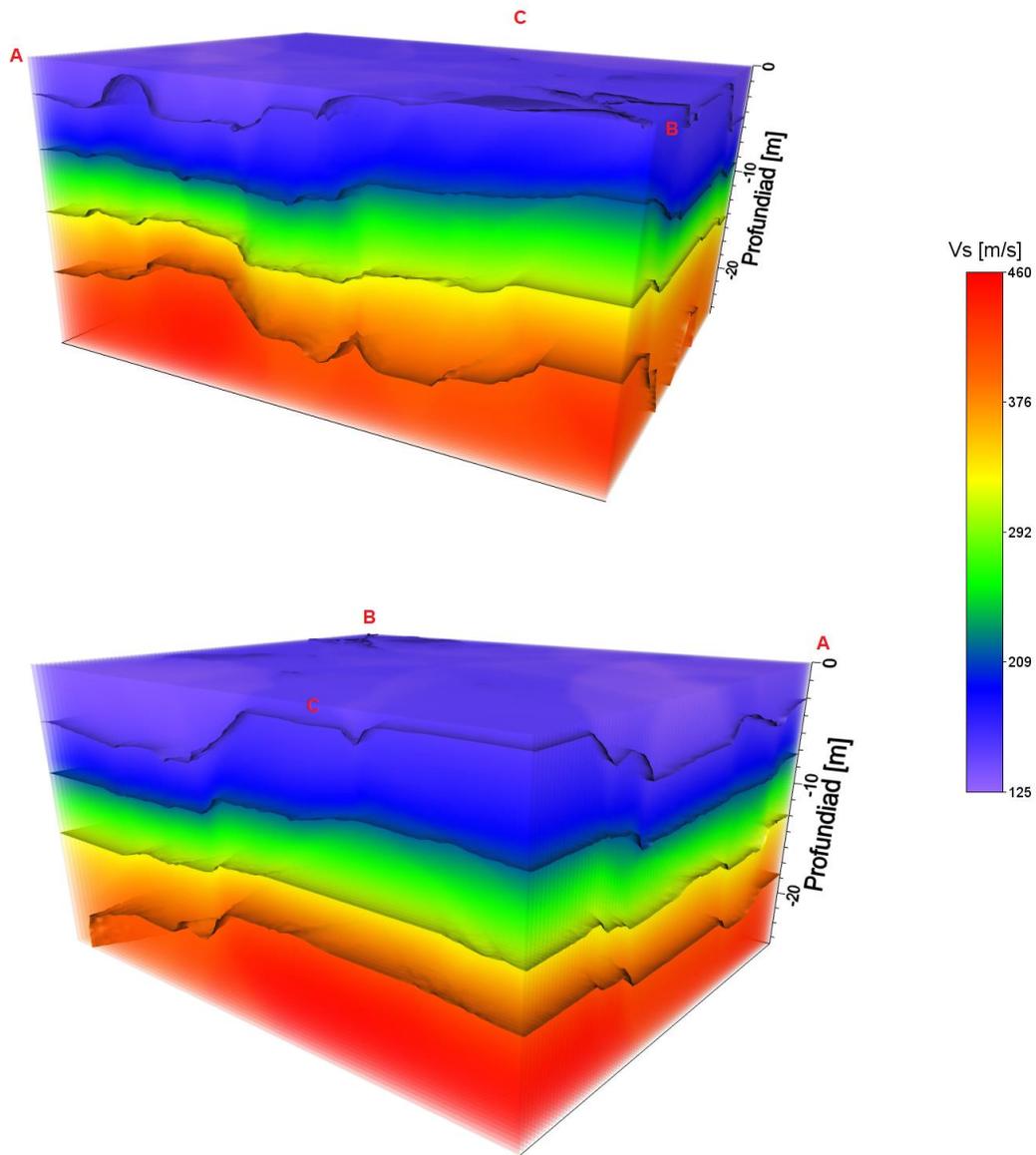


Figura 60. Modelo 3D de la estructura somera. Vista N-S y S-N

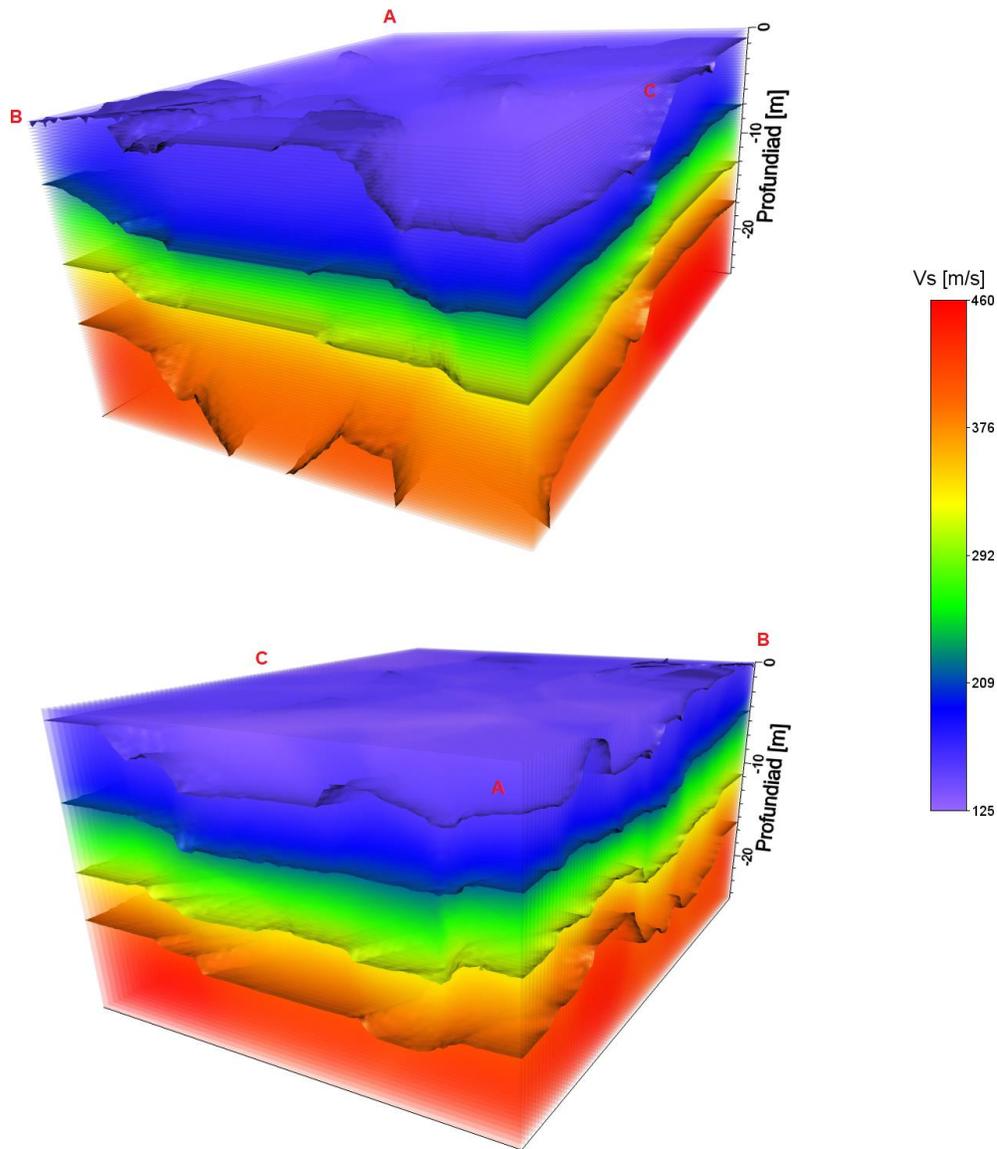


Figura 61. Modelo 3D de la estructura somera. Vista O-E y E-O.

En el modelo tridimensional de la estructura somera (figura 59 y 60) es posible observar las variaciones de diferentes tipos de suelos desde el punto de vista geotécnico (Tipos I, II y III). En los modelos se puede apreciar que en la proximidad al punto A y hasta los 12 metros de profundidad se trata de suelo tipo C ( $V_s < 360$  m/s), manteniéndose constante hacia el punto B, y aumentando hasta los 16 metros de profundidad en el punto C. Para construcciones simples estas variaciones son más relevantes ya que ayudan a definir el tipo y características de cimentaciones superficiales y semi-profundas.

## 6.5 Discusión de resultados

La técnica de los cocientes espectrales HVNSR ha sido ampliamente utilizada como estimador confiable de períodos naturales del subsuelo. Las aplicaciones del cociente HVNSR varían de acuerdo a la interpretación que diferentes autores han propuesto. Recientemente se ha planteado asumir a los microtemores como un campo difuso (Sánchez-Sesma et al., 2011) y se ha logrado obtener un modelo directo de los cocientes espectrales HVNSR bajo esta suposición. En este contexto la forma del cociente espectral HVNSR adquiere una mayor relevancia.

Las observaciones hechas en este trabajo muestran diferentes formas del cociente espectral HVNSR en diferentes intervalos de tiempo, el análisis incluido descarta la influencia de fuentes monocromáticas y se concluye que a ciertas horas el campo de ondas enmascara alguna capa. Una de las implicaciones de esta conclusión es que las proporciones modales en el ruido sísmico cambian en diferentes momentos del día. Posiblemente sea consecuencia de la proporción de ondas cuerpo y ondas superficiales o del dominio de algún modo superior de dispersión en las ondas superficiales, siendo una posible explicación a la falta de coherencia en el modo fundamental observada en las curvas de dispersión de velocidad de fase alrededor de 2 Hz.

Con el método MSPAC se logró obtener curvas de dispersión de velocidad de fase bien definidas, la profundidad de investigación máxima (la longitud de onda máxima dividida entre tres), considerando solo la curva de dispersión, fue de casi 3 veces la distancia máxima entre estaciones. Foti *et al.* (2017) mencionan que la profundidad de investigación en un análisis de ondas superficiales depende de la máxima longitud de onda medida, que a su vez depende de cuatro factores:

1. Contenido de frecuencia en la propagación de la señal sísmica (fuente y atenuación del sitio).
2. Apertura del arreglo utilizado para el registro.
3. El ancho de banda en frecuencias de los sensores.
4. La estructura de velocidades del sitio.

Si bien, en el mismo texto Foti *et al.* (2017) aclaran que no existe un criterio preciso para definir la máxima longitud de onda recuperable con el método SPAC, ya que depende de las características del campo de microtemores, del sitio y la calidad de los datos, no recomiendan recuperar longitudes de onda mayores en tres a cinco veces la apertura máxima del arreglo. Sin embargo, en este trabajo fue posible obtener coherencia en longitudes de onda de hasta ocho veces la apertura máxima del arreglo, justificadas en la forma de la función de autocorrelación similar a una función Bessel de primera especie, como fue propuesto por Aki (1957).

Wethelet *et al.* (2008) hacen una recopilación de varios estudios dónde se observa la dificultad para obtener información en la curva de dispersión en frecuencias justo debajo de la característica y le atribuyen a la falta de coherencia, consecuencia de la resonancia. Esos resultados encajan con los obtenidos en este trabajo debido a que con el arreglo más grande fue posible obtener una curva de dispersión hasta 1.6 Hz, con una frecuencia característica del sitio en 1.1 Hz.

El punto anterior proporciona una pista para explicar las longitudes de onda recuperadas en este trabajo respecto a la apertura máxima de los arreglos, si se toma en cuenta lo observado en

Foti *et al.* (2017). Entre los cuatro factores que Foti *et al.* mencionan, no es contemplada la frecuencia característica del sitio. En este sentido, una hipótesis infiere que hay condiciones en donde todos los factores son favorables permitiendo obtener coherencia en longitudes de onda mayores a las observadas por Foti *et al.* (2017), y en este caso, esta coherencia es limitada por la resonancia del sitio.

Por otro lado, Miyakoshi (1995), citado en Flores & Aguirre-González (2003) y en Konno & Kataoka (2000), obtuvo un rango de longitudes de onda recuperables, para estimar velocidades de fase, a partir de pruebas numéricas y estudios experimentales. El rango estimado por Miyakoshi es  $R \leq \lambda \leq 10R$ , donde  $R$  es la apertura máxima del arreglo. Los abanicos de confiabilidad utilizados en este trabajo fueron basados en el rango de Miyakoshi. Okada (2003), por su parte, relaciona la profundidad de investigación directamente con el rango de frecuencias del campo de microtemores y aclara que no es posible conocer esta relación antes de la adquisición de datos.

Para los resultados obtenidos en este trabajo se consideró que las longitudes de onda recuperadas son adecuadas por tres hechos:

1. La longitud del registro permitió obtener un gran número de ventanas en el cálculo de los coeficientes de autocorrelación, que a su vez permitió tener un histograma muy denso de velocidades de fase calculadas para cada frecuencia.
2. El coeficiente de amortiguamiento viscoso ( $z$ ) del sitio calculado en la sección 4.2, sugiere un suelo poco amortiguado favoreciendo la coherencia de bajas frecuencias (longitudes de onda largas).
3. La calidad de los registros. El área donde el arreglo fue desplegado estuvo cerrada durante gran parte del registro, incluso libre de tráfico vehicular a varios cientos de metros, favoreciendo la ausencia de eventos transitorios y evitando efectos de fuente cercana.

En la inversión conjunta de los cocientes espectrales HVNSR y las curvas de dispersión de velocidad de fase (sección 5.1.2), los cocientes espectrales HVNSR fueron invertidos en un rango de 0.5 a 3 Hz mientras que las curvas de dispersión en un rango de 1.6 a 5.9-7.4 Hz. El objetivo de esta inversión fue obtener un modelo general, que sea congruente con la frecuencia característica del sitio.

Es posible observar en los nueve modelos 1D obtenidos a partir de la inversión conjunta que la profundidad del semi-espacio varía en un rango de 275-316 metros. Analizando estas variaciones se puede notar que la profundidad del semi-espacio puede estar relacionada con el espesor conjunto de las primeras tres capas, de manera que cuando este espesor es mayor la profundidad del semi-espacio aumenta. Se descartó la posibilidad que el programa de inversión compense aumentos en este espesor con aumentos en la profundidad del semi-espacio debido a que las curvas de dispersión son bien definidas y muestran diferencias claras entre ellas, además de las pequeñas variaciones en las frecuencias características (1.15 -1.25 Hz).

Las correlaciones cruzadas de la componente vertical en el dominio del tiempo de registros entre dos estaciones mostraron que fue posible recuperar la Función de Green en un rango de 6-12 Hz para registros de hasta 16 horas. Estos resultados son similares a los que obtuvo Picozzi *et al.* (2009) en un arreglo de dimensiones similares, quienes recuperaron la función de Green en un rango de 5-14 Hz. En este trabajo se intentó seguir la metodología descrita por Benssen *et al.* (2007) para

estudios de escala regional. Al igual que Picozzi *et al.* (2009) no se obtuvieron buenos resultados cuando fue aplicada una normalización en frecuencias (blanqueamiento espectral). Estos resultados similares podrían ser considerados para definir una metodología que busque recuperar la función de Green en estudios de escala Geotécnica.

A diferencia de las curvas de dispersión de velocidad de fase, las curvas de dispersión de velocidad de grupo presentan diferentes comportamientos, los cruces que son observables entre el modo fundamental y modos superiores en las curvas de dispersión de velocidad de grupo son una muestra de ello. En estudios de escala geotécnica, donde las frecuencias de interés están en rangos más altos, las probabilidades de que los microtemores contengan modos superiores o que incluso un modo superior sea dominante son altas, es por ello, que en este trabajo el análisis a partir de diferentes modelos sintéticos probables y en los que se consideraron modos superiores fue determinante para los resultados obtenidos.

La inversión de los tiempos de viaje estimados a partir de las funciones de Green es fundamental para tener curvas de dispersión confiables de velocidad de grupo a profundidad. En este caso un medio con bajos contrastes de velocidad permitió asumir el problema como lineal, consiguiendo tener resultados coherentes utilizando un método de inversión simple. En general, en estudios de escala geotécnica una aproximación lineal puede ser aceptable, a diferencia de estudios en escala regional. Sin embargo, el método de inversión aquí utilizado puede ser mejorado con el objeto de obtener soluciones más suaves.

Chávez-García & Luzón (2005) realizaron correlaciones cruzadas en el dominio de las frecuencias y en el dominio del tiempo al mismo conjunto de datos registrados a partir de un arreglo triangular de 45 metros por lado, entre sus resultados destacan que lograron determinar velocidades de fase en bajas frecuencias utilizando el método SPAC (3.6-6 Hz), mientras que usando correlaciones en el dominio del tiempo lograron obtener información en un rango superior (6-20 Hz). Estos resultados son similares a los obtenidos en este trabajo donde, utilizando el método MSPAC, se obtuvieron curvas de dispersión de velocidad de fase en bajas frecuencias (1.6-7.4 Hz), mientras que con el análisis de las correlaciones cruzadas en el dominio del tiempo se lograron obtener curvas de dispersión de velocidad de grupo en un rango superior (6-12 Hz)

Es importante tener en cuenta que para obtener un modelo a profundidad a partir de correlaciones entre pares de estaciones, la incertidumbre puede ser mayor a diferencia de otros métodos. Esto debido a tres motivos:

1. El picado de las curvas de dispersión, después del filtrado múltiple, depende del criterio y conocimiento del analista.
2. La incertidumbre que conlleva la inversión de los tiempos de viaje.
3. La incertidumbre de la inversión a profundidad.

El método de las correlaciones entre pares de estaciones es una buena alternativa cuando no fue posible obtener la resolución buscada con otros métodos. Un análisis conjunto de las velocidades de fase y velocidades de grupo amplia en frecuencias la cantidad de información útil, permitiendo obtener modelos más robustos.

## 6.6 Conclusiones y recomendaciones.

### *Acerca de los resultados*

Se obtuvieron nueve modelos 1D de velocidad de onda de corte a partir de la inversión conjunta de curvas de dispersión de velocidad de fase obtenidas con el método MSPAC en un rango de 1.5 a 7.4 Hz y los cocientes espectrales HVNSR. Con estos modelos se logró definir la estructura de velocidades de la zona hasta una profundidad de casi tres veces la apertura máxima del arreglo (300 metros), y se logró una resolución a partir de los 40 metros aproximadamente. Para estos modelos, las velocidades de onda de corte varían de 430 m/s en la capa más somera hasta los 2400 m/s en el semi-espacio. Estos modelos de velocidad muestran variaciones significativas considerando la escala del estudio y las similitudes de las frecuencias características obtenidas. Extrapolando los resultados a un área más amplia, muestran la necesidad de contar con modelos de velocidad de onda de corte para una mejor cuantificación de los efectos de sitio o de uso ingenieril ya que la estructura de velocidades puede ser significativamente diferente en lugares con una frecuencia característica similar.

Se aplicó el método de tomografía de interferometría sísmica pasiva al mismo conjunto de datos. Se logró recuperar la función de Green empírica para 96 pares de estaciones. Como resultado del análisis de la función de Green y de la inversión de los tiempos de viaje en aproximaciones tomográficas 2D representando la variación lateral de la velocidad de grupo, se lograron obtener 22 curvas de dispersión de velocidad de grupo en un rango de los 6 a 12 Hz, y de su inversión se estimaron 22 modelos 1D de velocidad de onda de corte, cuya velocidad de onda de corte varía de los 132 a los 430 m/s, con los que se alcanzó una profundidad de investigación de hasta 22 metros y una resolución a partir de los tres metros. Con estos resultados se complementaron los modelos obtenidos con MSPAC y se resolvió la estructura de velocidades somera en la zona de estudio.

Se construyeron modelos de velocidad 3D de onda de corte para representar las variaciones laterales de velocidad, así como las diferentes profundidades de las interfaces. Se integró la información obtenida de los diferentes métodos, se hizo una interpretación geológica y se representó en un modelo 1D de velocidad de onda de corte representativo del lugar de estudio, que consta de ocho capas y un semi-espacio, que se resume en la tabla 7.

Capa	Vs [m/s]	Espesor [m]	Litología.
1	132	3.48	Suelo vegetal
2	182.5	6.67	Arcillas de baja compresibilidad.
3	344	6.48	Arenas secas.
4	413	17.2	Arenas húmedas.
5	602	42.96	Tobas no consolidadas y materiales piros clásticos
6	909.5	38.1	Depósitos lacustres, arenas y arcillas.
7	1222	90.93	Areniscas semi consolidadas, tobas
8	1275	91.76	Areniscas semi consolidadas, tobas
Semi-espacio	2392	-	Areniscas, tobas compactas

*Tabla 7. Características del Modelo 1D representativo del lugar de estudio.*

### *Acerca de los métodos utilizados*

Respecto a la forma del cociente espectral, dadas las observaciones hechas en este trabajo, se muestra que con registros de 3 horas es posible calcular una forma estable del cociente espectral HVNSR. La forma del cociente espectral es relevante si se busca invertir el cociente HVNSR bajo la suposición de los microtemores como un campo difuso.

A pesar de que el método MSPAC elimina la restricción geométrica del arreglo, la forma más simple de llevarlo a cabo, es utilizando arreglos triangulares, ya que esto permite una cobertura azimutal suficiente y además permite utilizar cada estación en dos direcciones diferentes, haciendo posible la realización del método con tres sensores. En este trabajo se observó que un registro de al menos seis horas permite obtener una curva de dispersión bien definida utilizando el método MSPAC para un arreglo de 120 metros de apertura máxima.

Por su simplicidad, es más recomendable estimar curvas de dispersión de velocidad de fase. La velocidad de fase, además, permite profundidades de investigación mayores. Respecto a la profundidad de investigación los resultados aquí obtenidos muestran que hay varios factores que nos son posibles de inferir antes de la adquisición de datos y que influyen en esta. De manera general, y con base en los puntos discutidos en la sección anterior, se puede asegurar que con una adquisición de datos de calidad se pueden alcanzar profundidades de investigación de al menos la apertura máxima del arreglo.

Una de las desventajas de los métodos de arreglos de microtemores es la no unicidad de la solución debida al problema inverso. Al hacer una inversión conjunta acotamos el espacio de soluciones, a manera de reducir la incertidumbre que conlleva el proceso de inversión.

Existen pocos ejemplos en la literatura donde se ha aplicado un análisis en el dominio del tiempo con el fin de recuperar la función de Green en arreglos de microtemores para escalas geotécnicas. En este trabajo fue posible recuperar la función de Green empírica para 96 pares de estaciones cuyas distancias variaban desde 32 a 125 metros, mostrando su aplicabilidad en esta escala.

## Referencias

- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. *Tokyo University, Bull. Earthquake, Res. Inst.* 25, 415-457.
- Aki, K. (1965). A Note on the Use of Microseisms in Determining the Shallow Structures of the Earth's Crust. *Geophysics* 30, 665–666.
- Arai, H., & Tokimatsu, K. (2004). S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 94, No. 1*, 53-63.
- Asten, M., Lam, N., Venkatesan, S., Rutter, H., & Wilson, J. (2005). The importance of shear wave velocity information of a soil site. *Earthquake Engineering in Australia, Proceedings of a conference of the Australian Earthquake Engineering Soc., Albury NSW*.
- Azomoza, G., Vera, A., & Reyes, L. (1998). Zonificación geotécnica para el área urbana del valle de Puebla. *Memorias del XIX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*. Puebla., Puebla.: Publicacion de SMMS.
- Bard, P. Y. (1999). Microtremor Measurements: A Tool for Site Effect Estimation? In Irikura, Kudo, Okada, & Sasatani, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion* (pp. 1251-1279). Rotterdam: Balkema.
- Bensen, G., Ritzwoller, M., Barmin, M., Levshin, A., Lin, F., Moshchetti, M., . . . Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophys. J. Int.* 169, 1239–1260. doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x
- Bettig, B., Bard, P. Y., Sherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., & Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area. *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata, Vol. 44, N. 3-4*, 281-304.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Pierre-Yves, B., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., & Fäh, D. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* 167, 827-837. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x
- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299, 547-549.
- Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-Range Correlations in the Difusse Seismic Coda. *Science* 299, 547-549. doi:10.1126/science.1078551
- Chang-Guk, S., & Choong-Ki, C. (2008). Assessment of site effects of a shallow and wide basin using geotechnical information-based spatial characterization. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 1028–1044.
- Chávez-García, F., & Luzón, F. (2005). On the correlation of seismic microtremors. *Journal of Geophysical Research, Vol. 110*. doi:10.1029/2005JB003671

- Chavez-Garcia, F., Cuenca, J., Lermo, J., & Mijares, H. (1995). Seismic Microzonation of the City of Puebla, México. *International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics. 1*. Retrieved from <http://scholarsmine.mst.edu/icrageesd/03icrageesd/session07/1>
- Cole, H. A. (1973). On-line Failure Detection and Damping Measurements of Aerospace Structures by Random Decrement Signature. NASA CR-2205.
- CONAGUA. (2014). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Valle de Puebla (2014), Estado de Puebla*. Retrieved from [https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/273105/DR\\_2104\\_VALLE\\_DE\\_PUEBLA.pdf](https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/273105/DR_2104_VALLE_DE_PUEBLA.pdf)
- Cordero, S. (2003). Deconvolución de Sismogramas Digitales por División Espectral Filtrado Inverso y Simulación de Sismogramas Digitales. *Compendio de Trabajos de investigación. CNDG - Biblioteca. Inst. Geofísico del Perú.*, 131-146.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). Seismic Interferometry—Turning Noise into Signal. *The Leading Edge*, 25(9), 1082-1092. doi:<https://doi.org/10.1190/1.2349814>
- Dal Moro, G. (2015). *Surface Wave Analysis for Near Surface Applications*. Amsterdam: Elsevier.
- Fasani, G., Bozzano, F., Cardarelli, E., & Cercato, M. (2013). Underground cavity investigation within the city of Rome (Italy): A multi-disciplinary approach combining geological and geophysical data. *Engineering Geology* 152, 109-121. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.10.006>
- Flores E., H., & Aguirre-González, J. (2003). SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. *Geofísica Internacional (2003), Vol. 42, Num. 2*, 227-236.
- Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Pierre-Yves, B., . . . Socco, V. (2017). Guidelines for the good practice of surface wave analysis: a product of the InterPACIFIC project. *Bull Earthquake Eng.* doi:<https://doi.org/10.1007/s10518-017-0206-7>
- Foti, S., Lai, C., Rix, G. J., & Strobbia, C. (2015). *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*. Boca Raton: CRS Press.
- García-Jerez, A., Piña-Flores, J., Sánchez-Sesma, F., Luzón, F., & Pertón, M. (2016). A computer code for forward calculation and inversion of the H/V spectral ratio under the diffuse field assumption. *Computers & Geosciences* 97, 67-78.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., & Minner, L. (2003). SAC (2000): Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. In W. Lee, H. Kanamori, P. Jennings, & C. Kisslinger, *Invited contribution to "ISAPEI International handbook of Earthquake and Engineering Seismology"*. London: Academic Press.
- Instituto de Ingeniería. (2017). *Reporte preliminar. Parámetros del movimiento del sismo de Puebla-Morelos (Mw 7.1) 19 de septiembre 2017*. Ciudad de México.

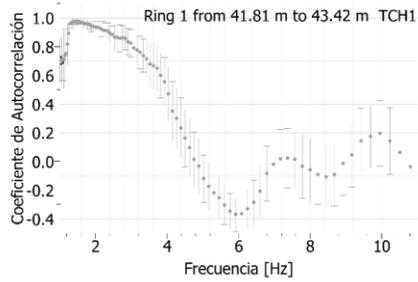
- Köhler, A., Ohrnberger, M., Scherbaum, F., Whathelet, M., & Cecile, C. (2007). Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique. *Geophysical Journal International*, 168, 779-796.
- Konno, K., & Kataoka, S. (Noviembre, 2000). New method for estimating the average s-wave velocity of the ground. *Proceedings of the 6th International Conference on Seismic, International Conference on Seismic Zonation*. Palm Springs, California.
- Kramer, S. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*. Washington University, Prentice-Hall international series in civil engineering and engineering mechanics.
- Maugeri, M., & Soccodato, C. (2014). *Earthquake Geotechnical Engineering Design*. Switzerland: Springer.
- Mavko, G. (2018, Febrero 01). *Stanford University*. Retrieved from Conceptual Overview of Rock and Fluid Factors that Impact Seismic Velocity and Impedance.: <https://pangea.stanford.edu/courses/gp262/Notes/8.SeismicVelocity.pdf>
- Mavko, G., Mukerji, T., & Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook. Tools for Seismic Analysis of Porous Media*. New York: Cambridge University Press.
- Menke, W. (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Amsterdam: Elsevier.
- Nunziata, C., Mele, R., & Natale, M. (1999). Shear Wave Velocities and Primary Influencing Factors of Camp Flegrei-Neapolitan Deposits. *Engineering Geology*, 54, 299-312.
- Okada, H. (2003). *The Microtremor Survey Method*. U.S.A.: SEG, Geophysical monographs series no. 12.
- Pérez-Rocha, L. E., Mena, U., Tena, A., & Mena, E. (2015). Espectros de diseñosísmico para la nueva versión del manual de diseño de obras civiles de CFE. *Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica del 24 al 27 de Noviembre de 2015*. Acapulco.
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D., & Strollo, A. (2009). Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography. *Geophys. J. Int.* 176, 164-174. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03966.x
- 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*.
- Piña-Flores, J., Pertou, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J., & Sánchez-Sesma, F. (2017). The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophys. J. Int.* 208, 577-588. doi:10.1093/gji/ggw416
- Rawlinson, N., Pozgay, S., & Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: A window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 178, 101–135. doi:10.1016/j.pepi.2009.10.002
- Rodrigues, J., & Brincker, R. (2005). Application of Random Decrement Technique in Operational Modal Analysis. *Proceedings of the 1st International Operational Modal Analysis Conference (IOMAC)*. Copenhagen, Denmark.

- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campilo, M., Margerin, L., . . . Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186, 221-225.
- Serrano, R. (1990). Instrumentación Sísmica del Estado de Puebla. *Elementos*, No. 14, 37-47.
- SESAME. (2004). *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation*. Research Report WP12.
- Shuangxi, Z. (2011). Effective Dispersion Curve and Pseudo Multimode Dispersion Curves for Rayleigh Wave. *Journal of Earth Science*, Vol. 22, No.2, 226-230. doi:10.1007/s12583-011-0175-8
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry. Part I: Basic principles and applications. *Geophysics*, Vol. 75, 3321-3335.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., & Bonnefoy-Claudet, S. (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12, 1-19.
- Weaver, R., & Lonkis, O. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.

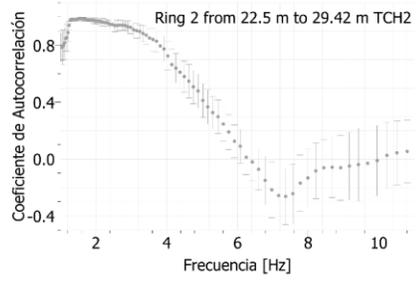
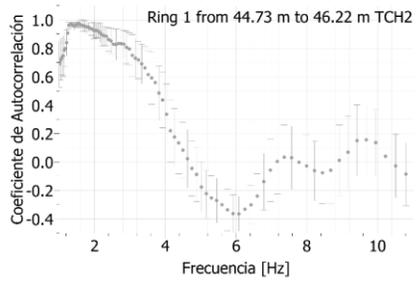
# Anexo I. Coeficientes de autocorrelación, MSPAC

*Arreglos triangulares de aproximadamente 40 metros de lado.*

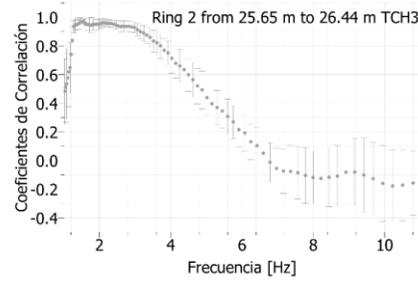
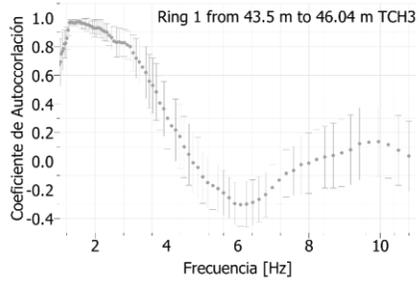
1



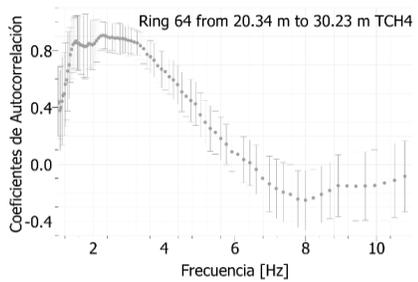
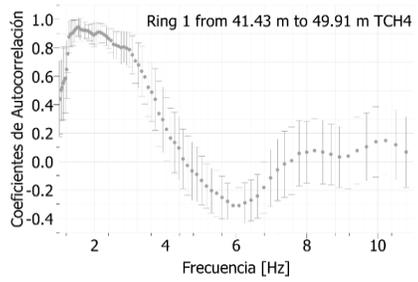
2



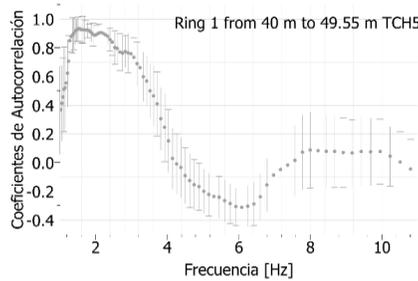
3



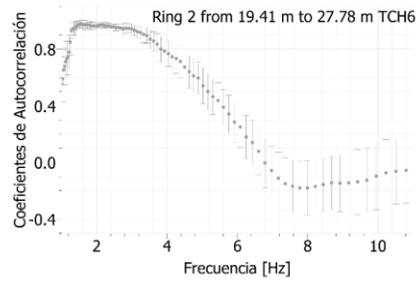
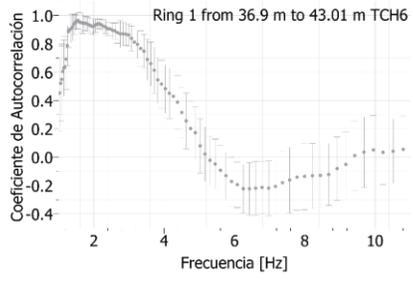
4



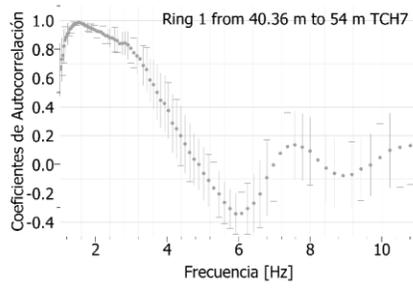
5



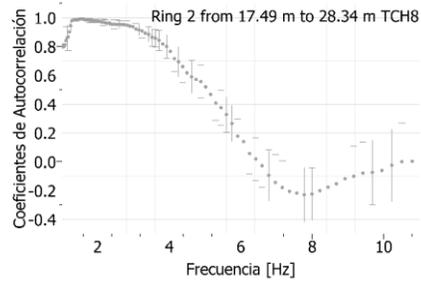
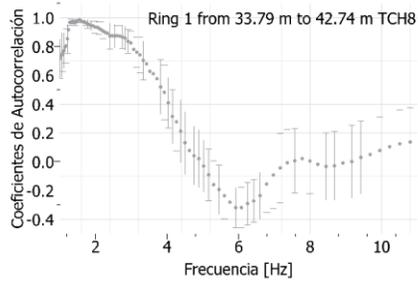
6



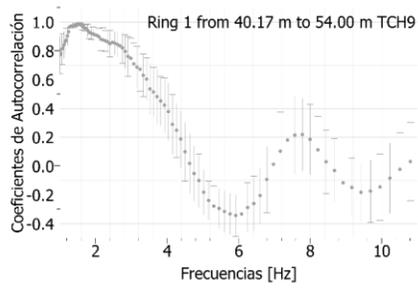
7



8

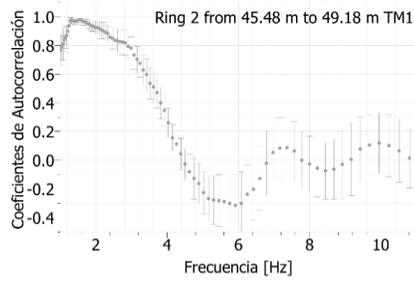
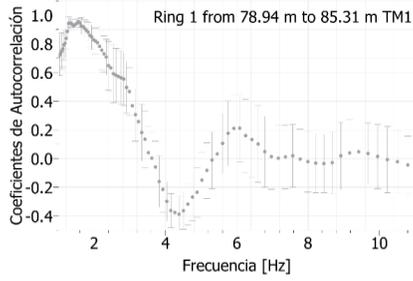


9

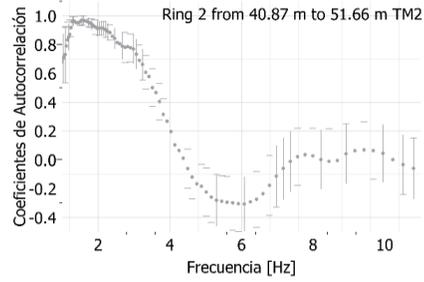
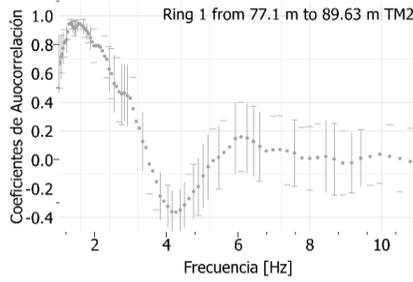


*Triángulos de aproximadamente 80 metros por lado.*

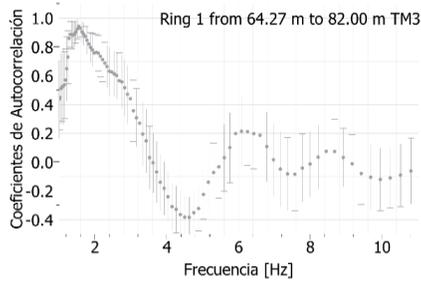
1



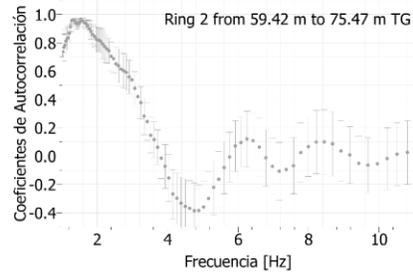
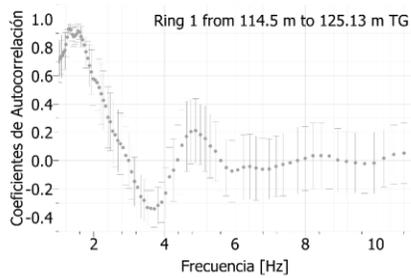
2



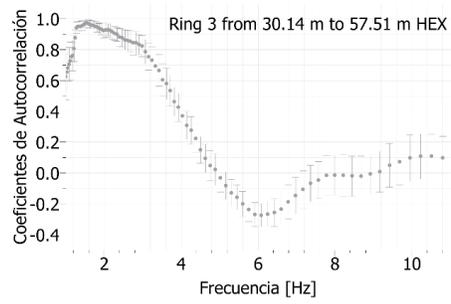
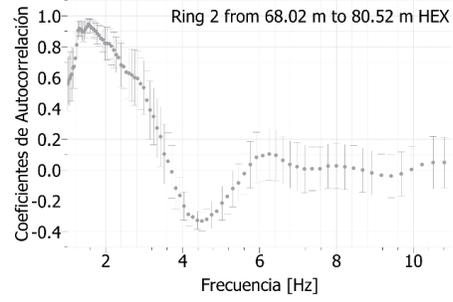
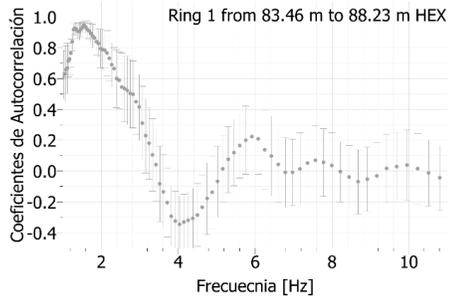
3



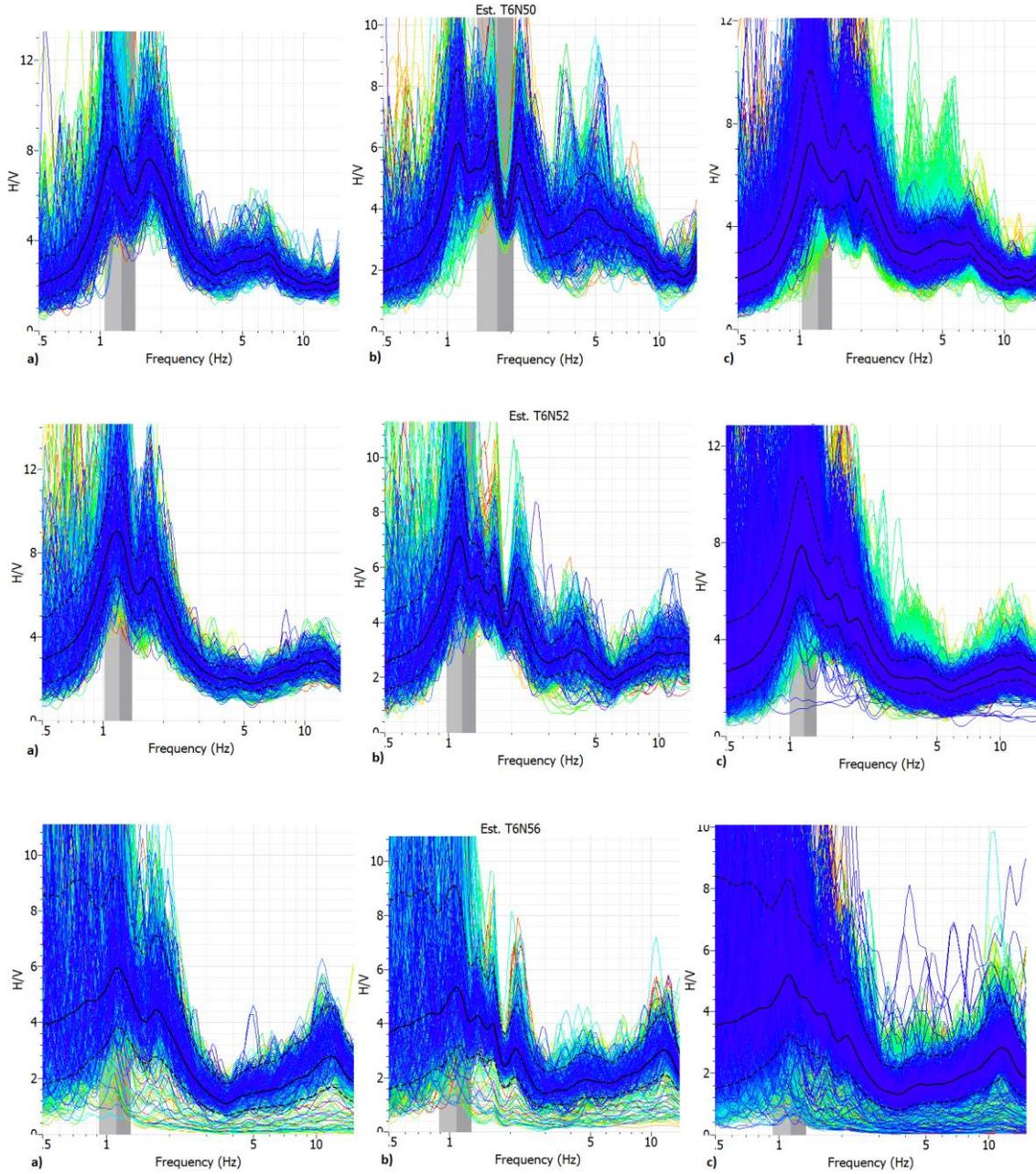
*Arreglo triangular principal*

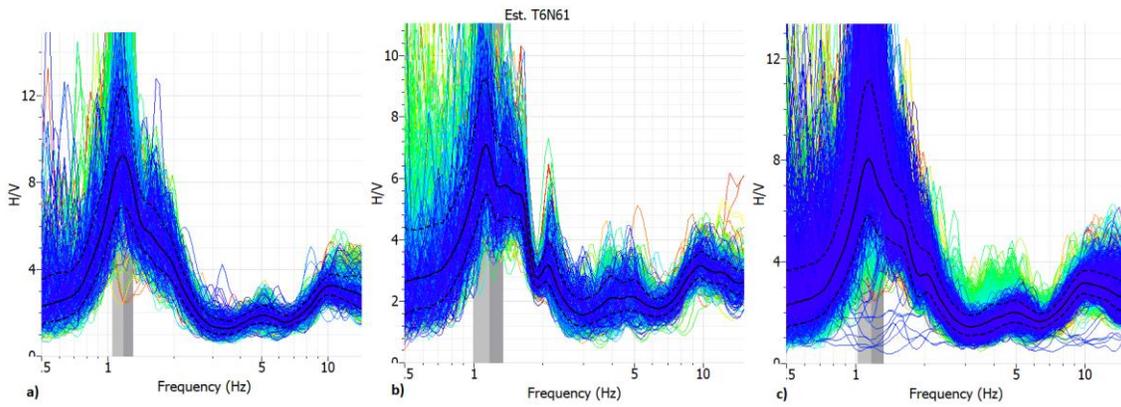
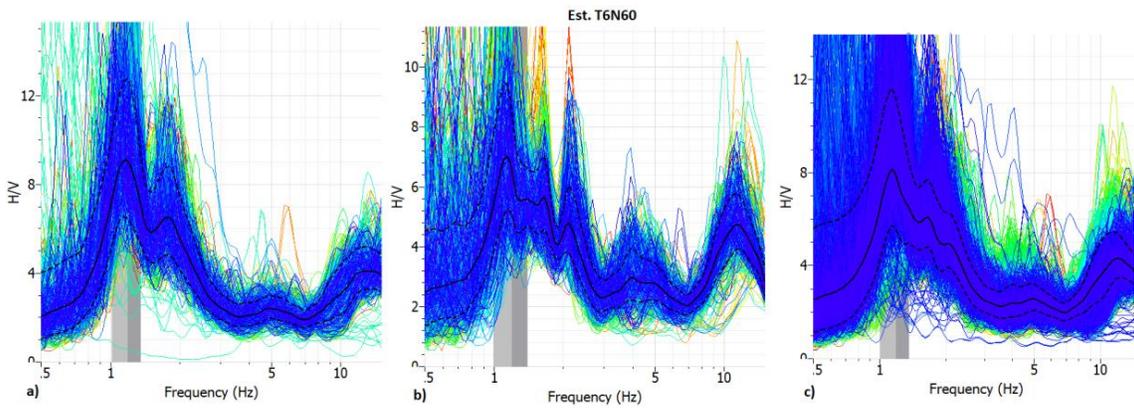
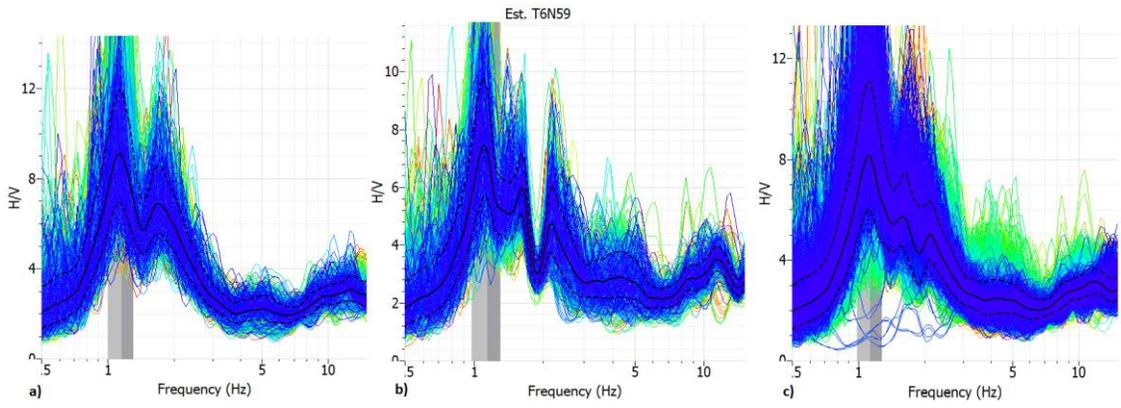
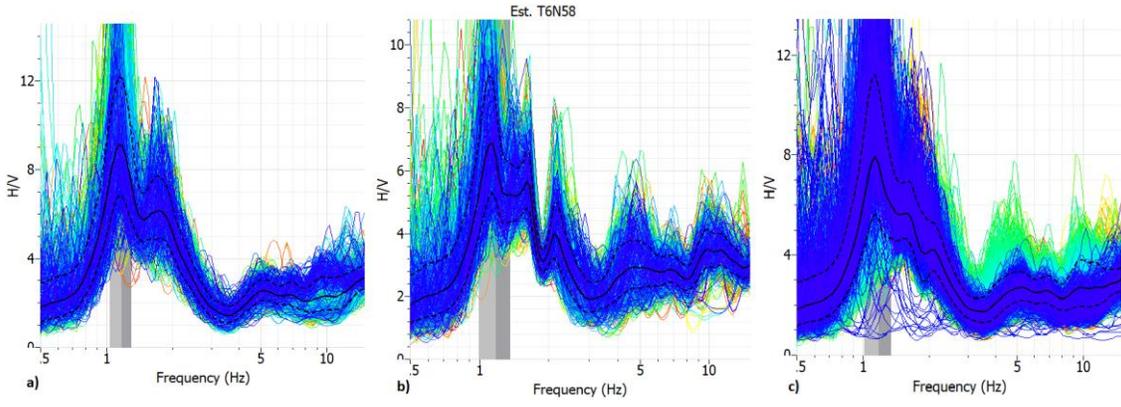


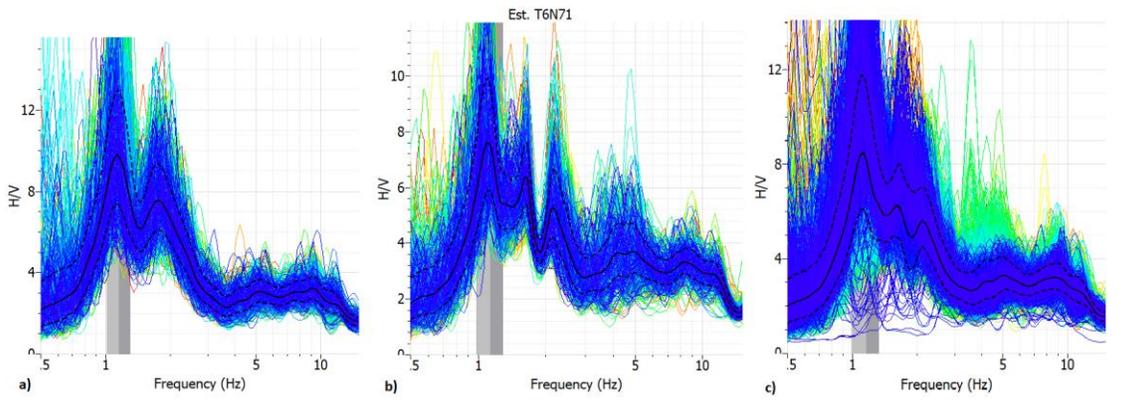
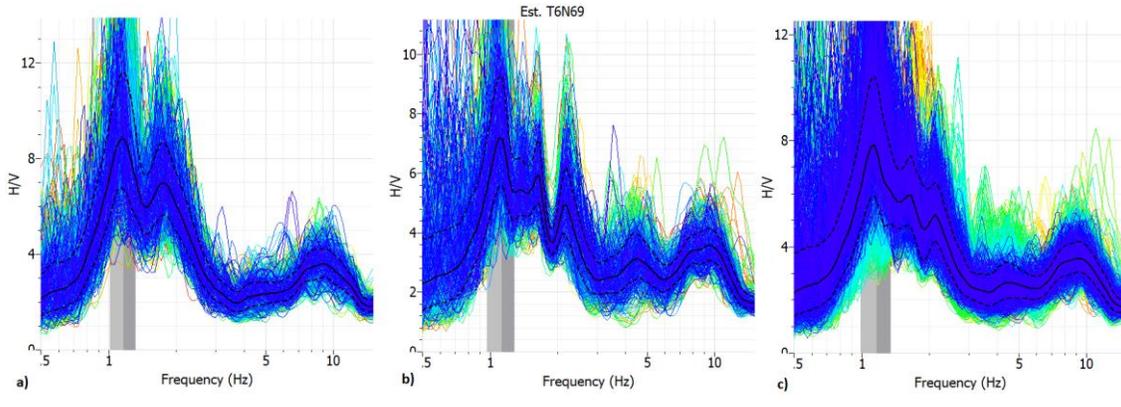
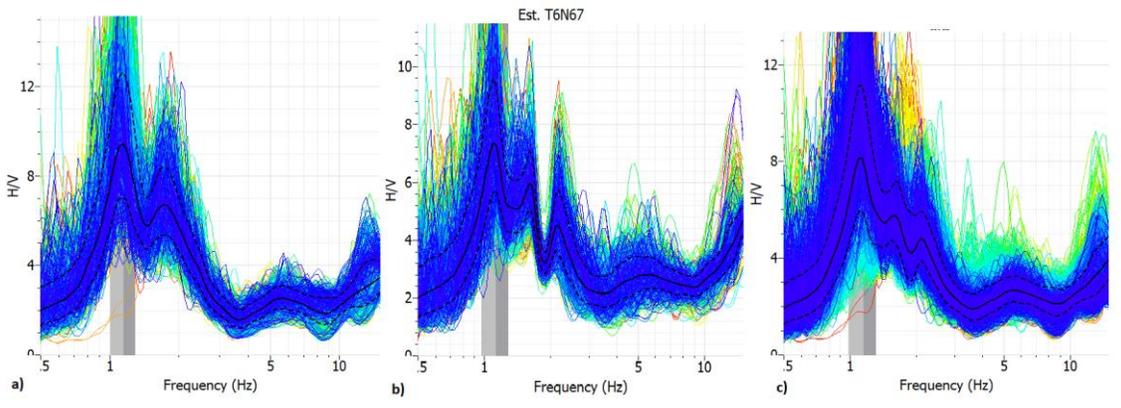
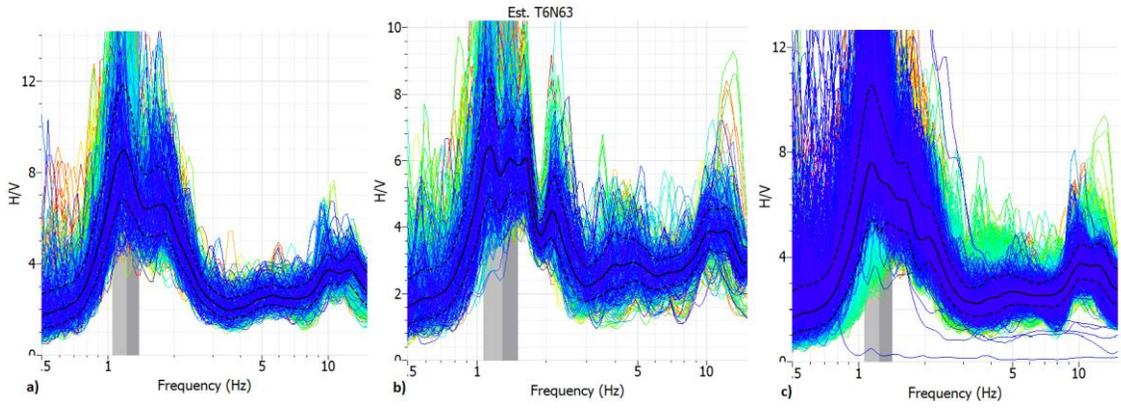
### Arreglo Hexagonal

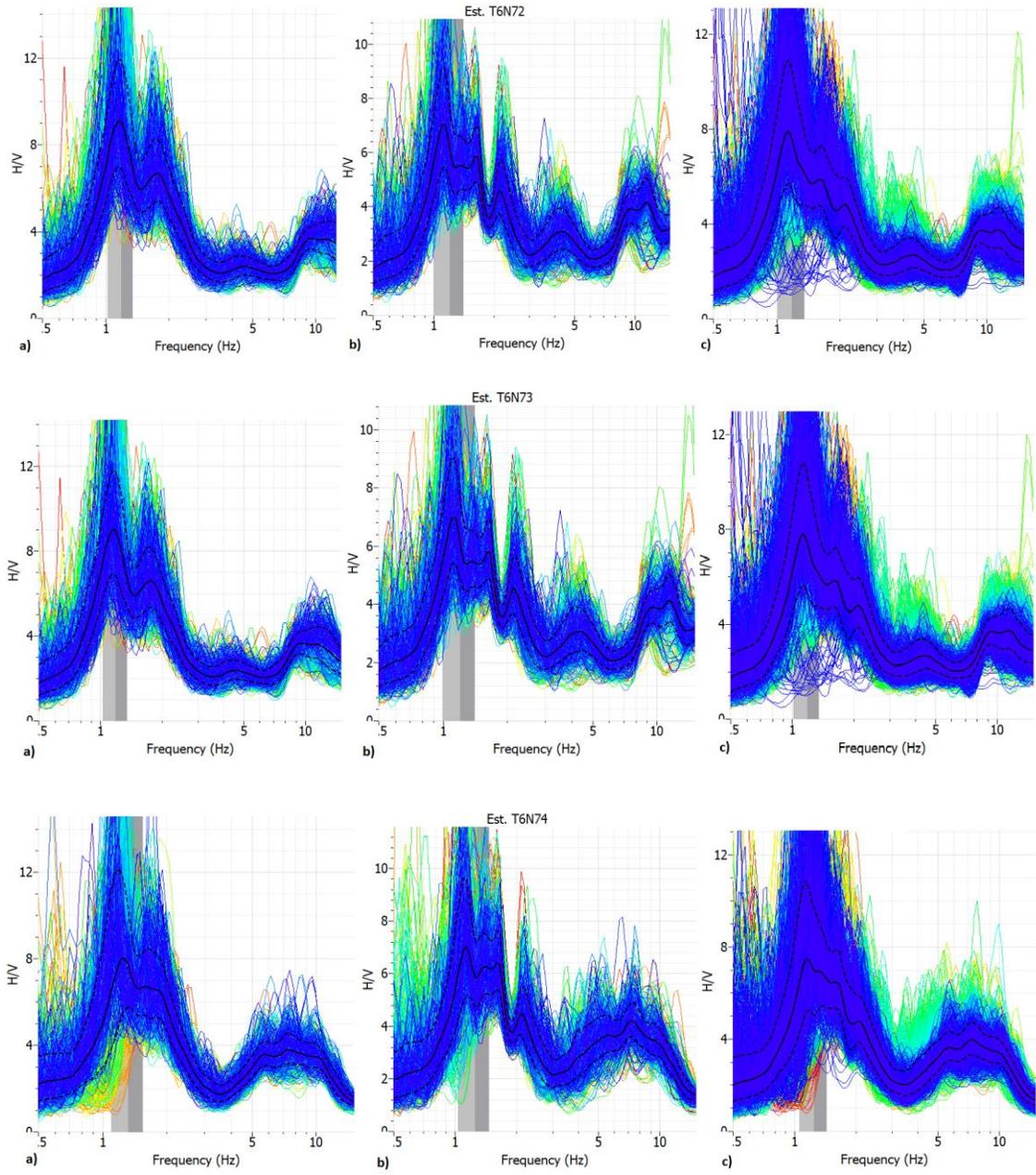


## Anexo II. Cocientes espectrales HVNSR de todas las estaciones









a) Cociente HVNSR calculado con tres horas por la tarde b) Cociente HVNSR calculado con tres horas por la madrugada  
 c) Cociente HVNSR calculado con todo el registro disponible.

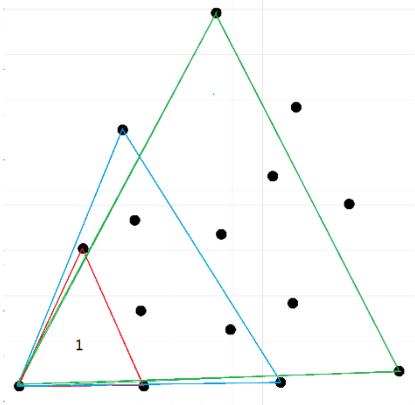
Estación	$f_0$	$\sigma$
T6N50	1.21592	$\pm 0.18797$
T6N52	1.17691	$\pm 0.14591$
T6N56	1.17784	$\pm 0.18024$
<b>T6N57</b>	<b>0.93135</b>	<b><math>\pm 0.115978</math></b>
T6N58	1.18131	$\pm 0.14998$
T6N59	1.13322	$\pm 0.141469$
T6N60	1.18541	$\pm 0.15833$
T6N61	1.17757	$\pm 0.13314$
T6N63	1.25217	$\pm 0.17916$
T6N67	1.13768	$\pm 0.13497$
T6N69	1.16673	$\pm 0.15853$
T6N71	1.15004	$\pm 0.14266$
T6N72	1.17945	$\pm 0.1539$
T6N73	1.18552	$\pm 0.15175$
T6N74	1.21856	$\pm 0.16319$

*Tabla A 1. Frecuencias características obtenidas a partir de los cocientes espectrales HVNSR. Se subraya en color rojo la estación con problemas en las componentes horizontales.*

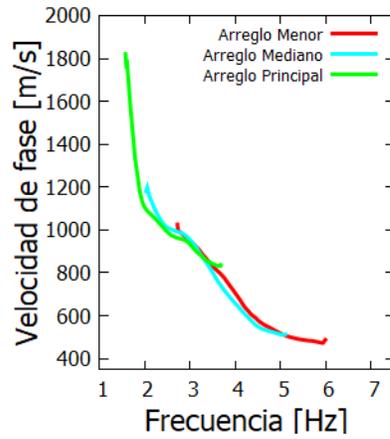


### Anexo III. Integración de las curvas de dispersión de velocidad de fase.

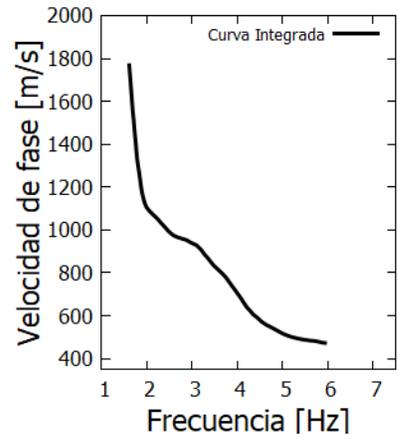
Arreglos:



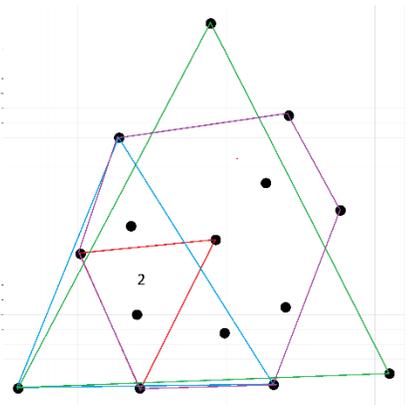
Curvas de dispersión coincidentes



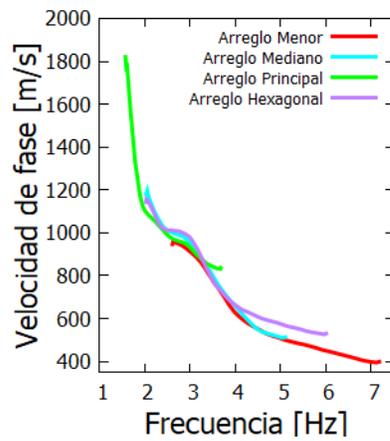
Curva integrada



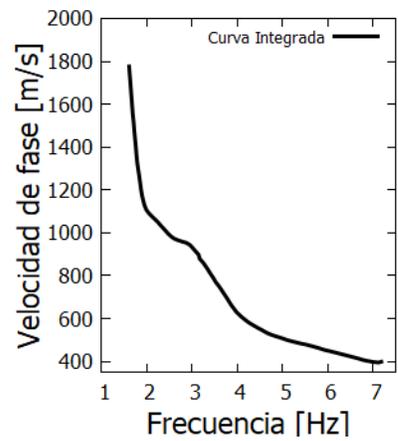
Arreglos:



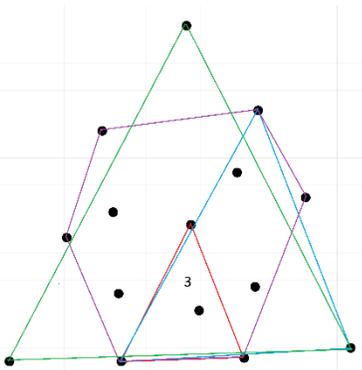
Curvas de dispersión coincidentes



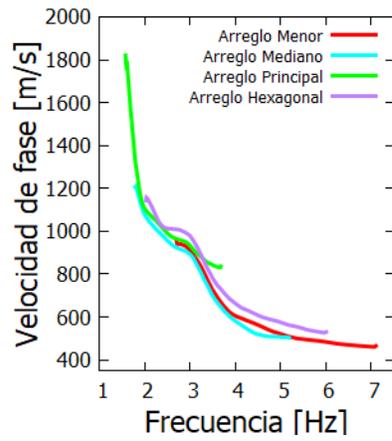
Curva integrada



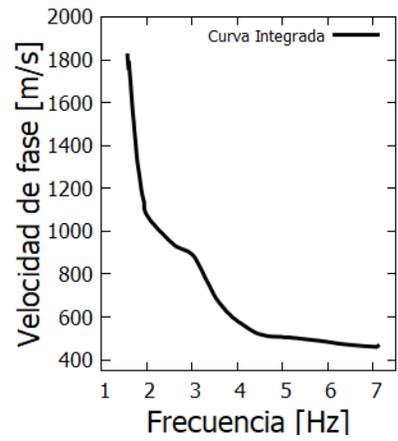
Arreglos:



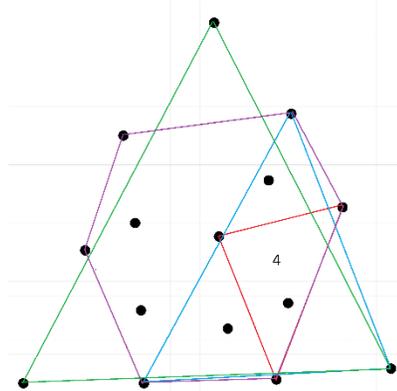
Curvas de dispersión coincidentes



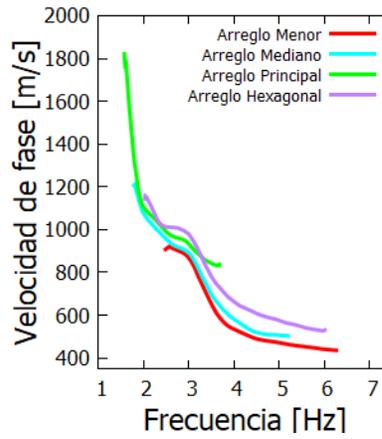
Curva integrada



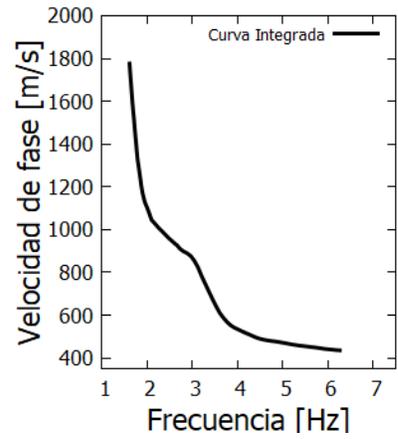
Arreglos:



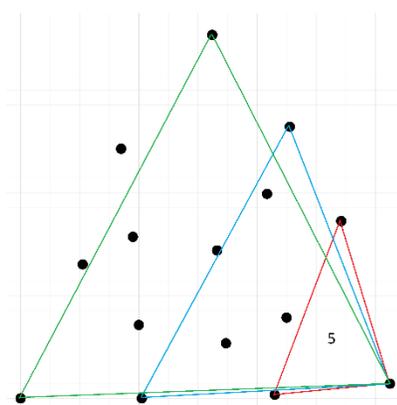
Curvas de dispersión coincidentes



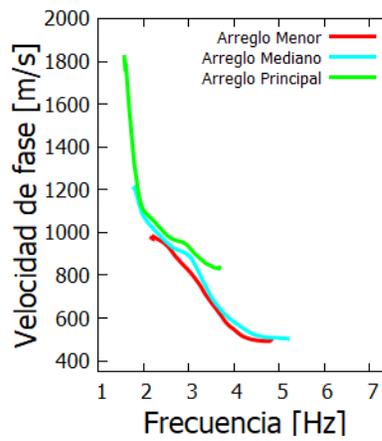
Curva integrada



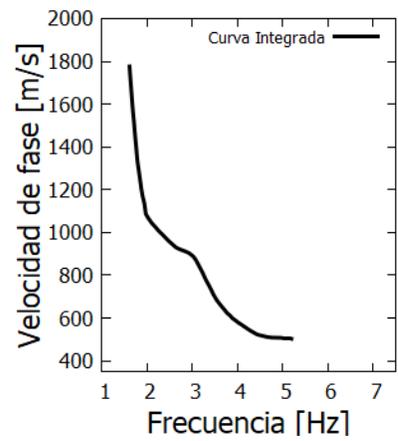
Arreglos:



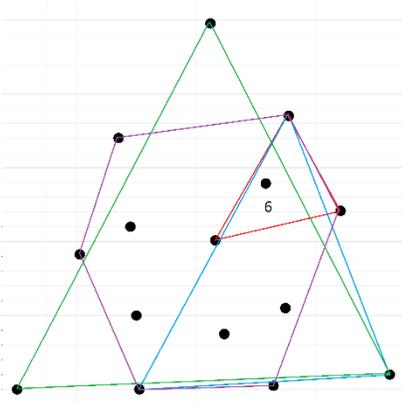
Curvas de dispersión coincidentes



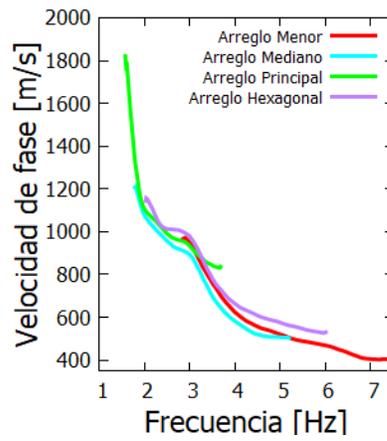
Curva integrada



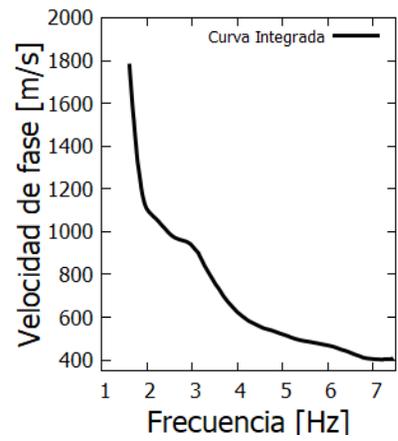
Arreglos:



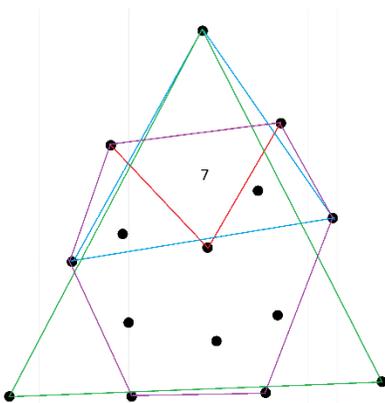
Curvas de dispersión coincidentes



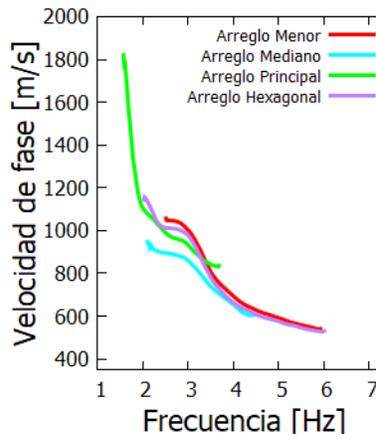
Curva integrada



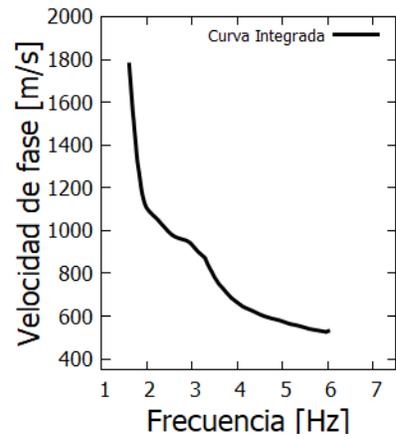
Arreglos:



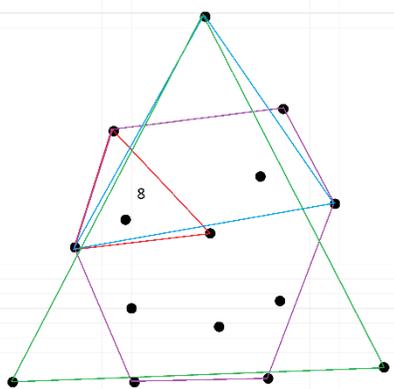
Curvas de dispersión coincidentes



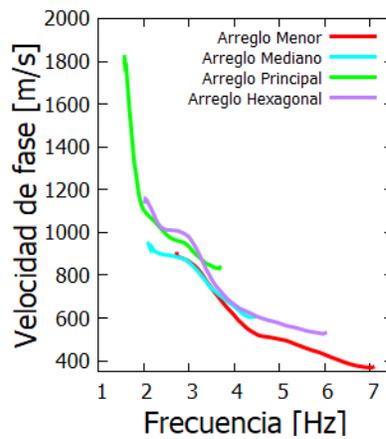
Curva integrada



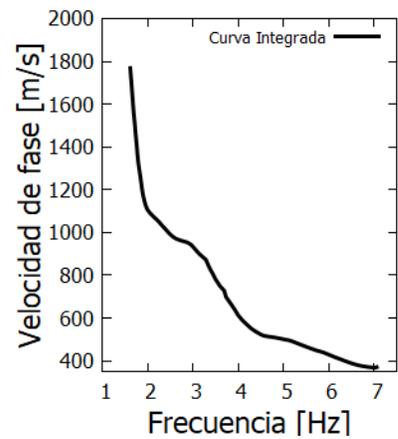
Arreglos:



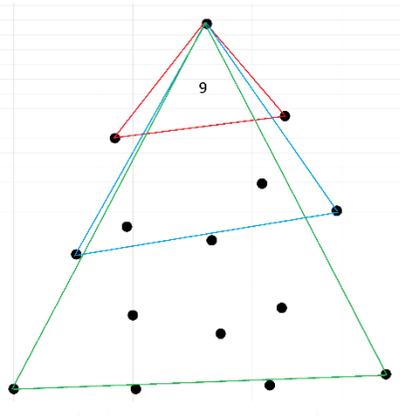
Curvas de dispersión coincidentes



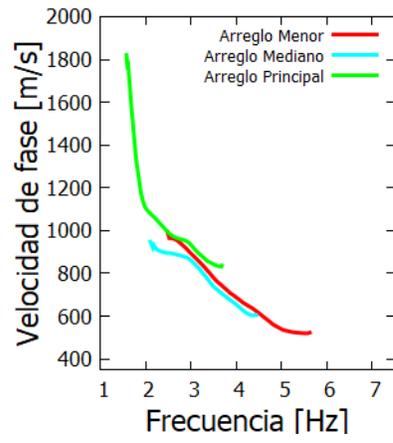
Curva integrada



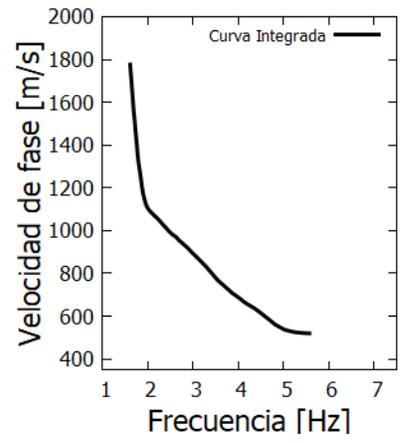
Arreglos:



Curvas de dispersión coincidentes

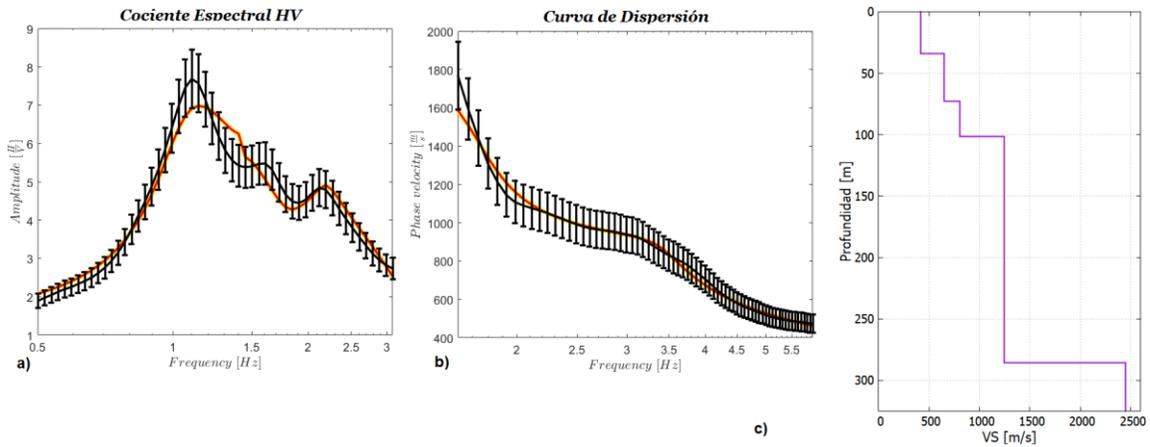


Curva integrada

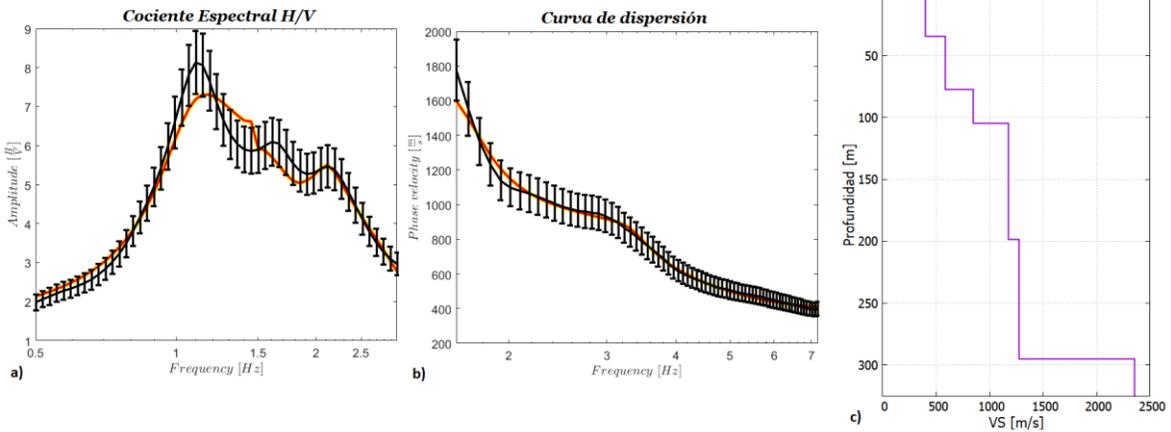


Anexo IV. Mejores ajustes, inversión conjunta de curvas de dispersión de velocidad de fase de ondas Rayleigh y cocientes espectrales HVNSR.

**Inversión Conjunta Curva Integrada 1**

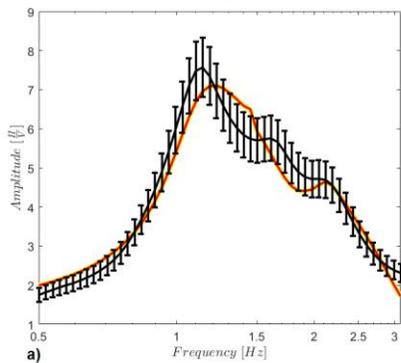


**Inversión Conjunta Curva Integrada 2**



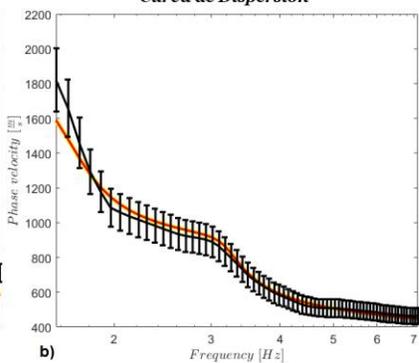
**Inversión Conjunta Curva Integrada 3**

**Cociente Espectral HV**



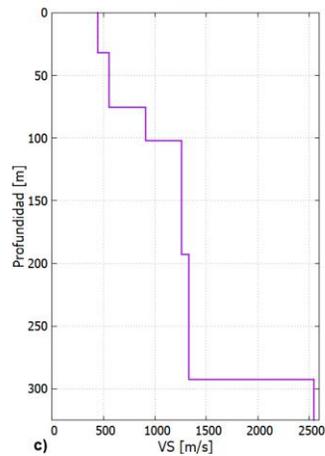
**a)**

**Curva de Dispersión**



**b)**

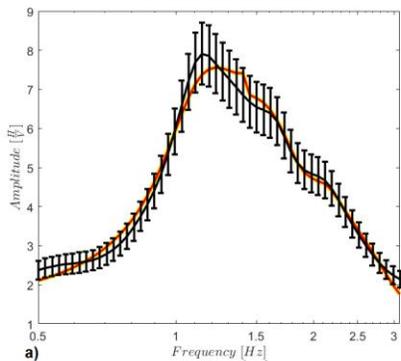
**Modelo 1D**



**c)**

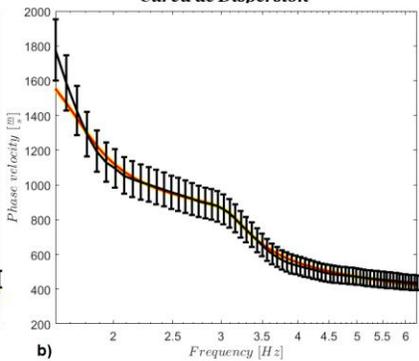
**Inversión Conjunta Curva Integrada 4**

**Cociente Espectral HV**



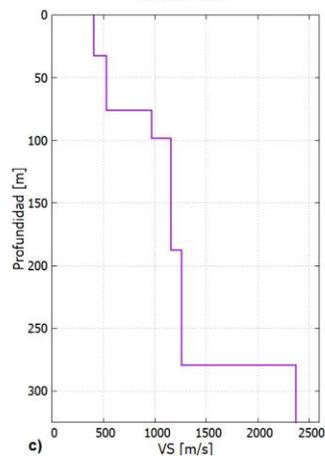
**a)**

**Curva de Dispersión**



**b)**

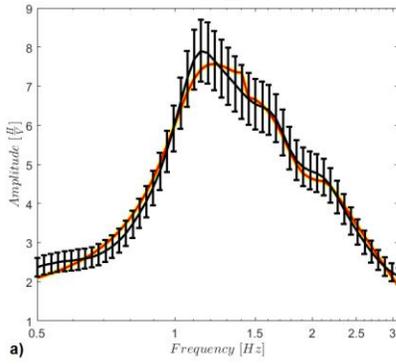
**Modelo 1D**



**c)**

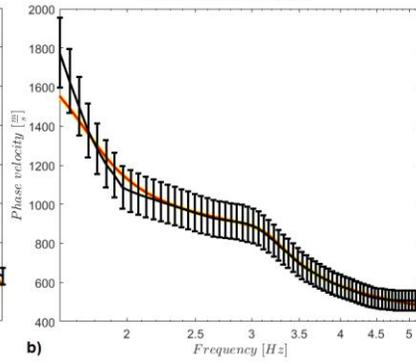
**Inversión Conjunta Curva Integrada 5**

**Cociente Espectral HV**



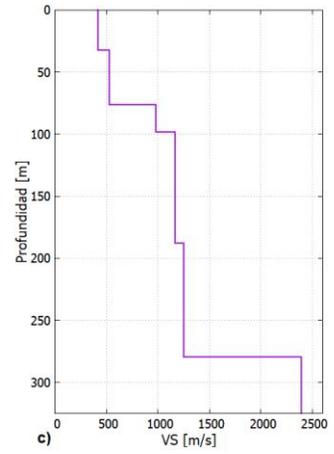
a)

**Curva de Dispersión**



b)

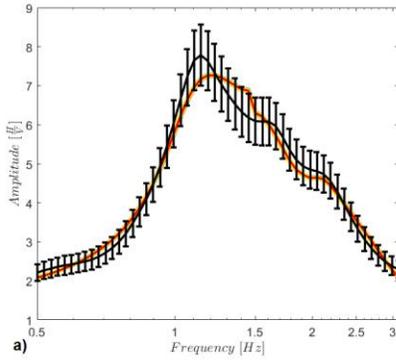
**Modelo 1D**



c)

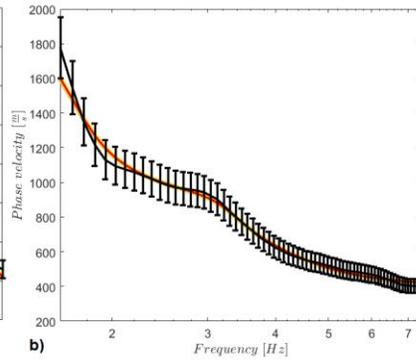
**Inversión Conjunta Curva Integrada 6**

**Cociente Espectral HV**



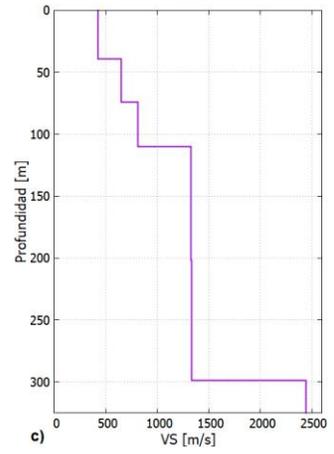
a)

**Curva de Dispersión**



b)

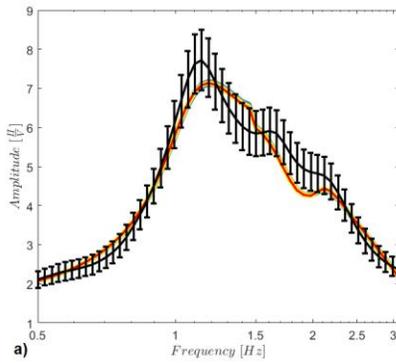
**Modelo 1D**



c)

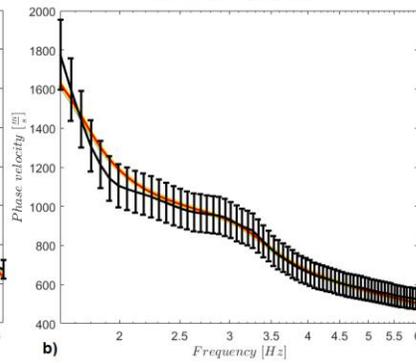
**Inversión Conjunta Curva Integrada 7**

**Cociente Espectral HV**



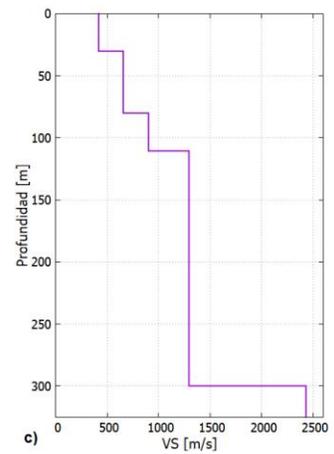
a)

**Curva de Dispersión**



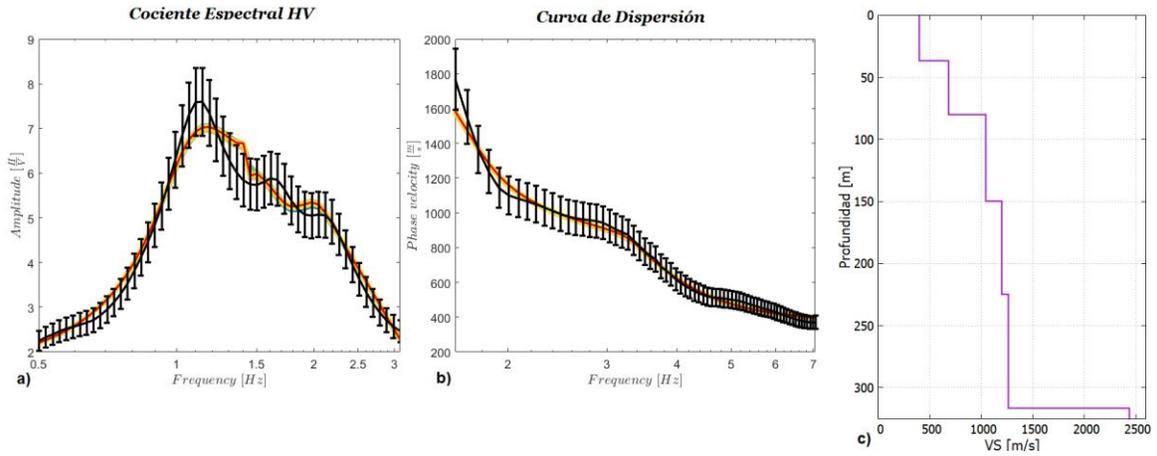
b)

**Modelo 1D**

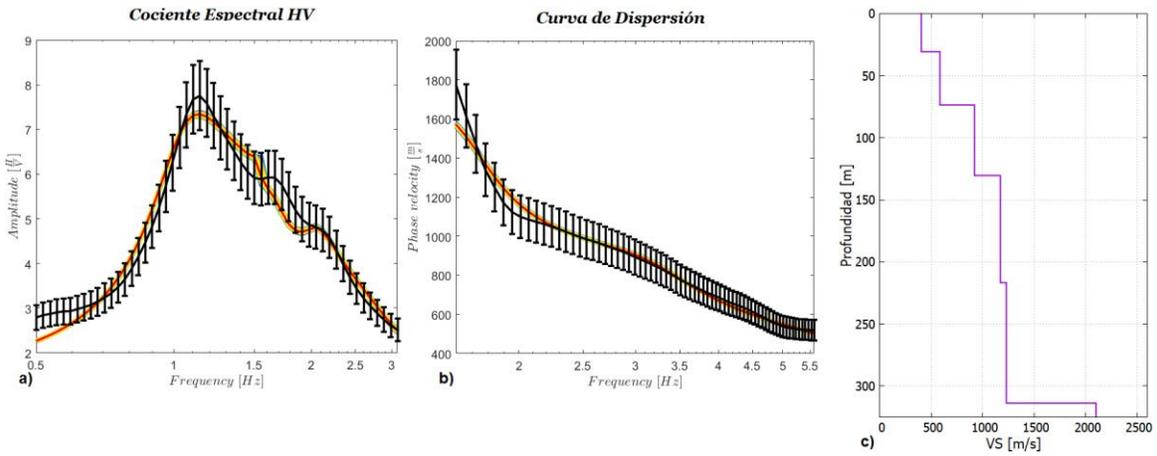


c)

**Inversión Conjunta Curva Integrada 8**



**Inversión Conjunta Curva Integrada 9**

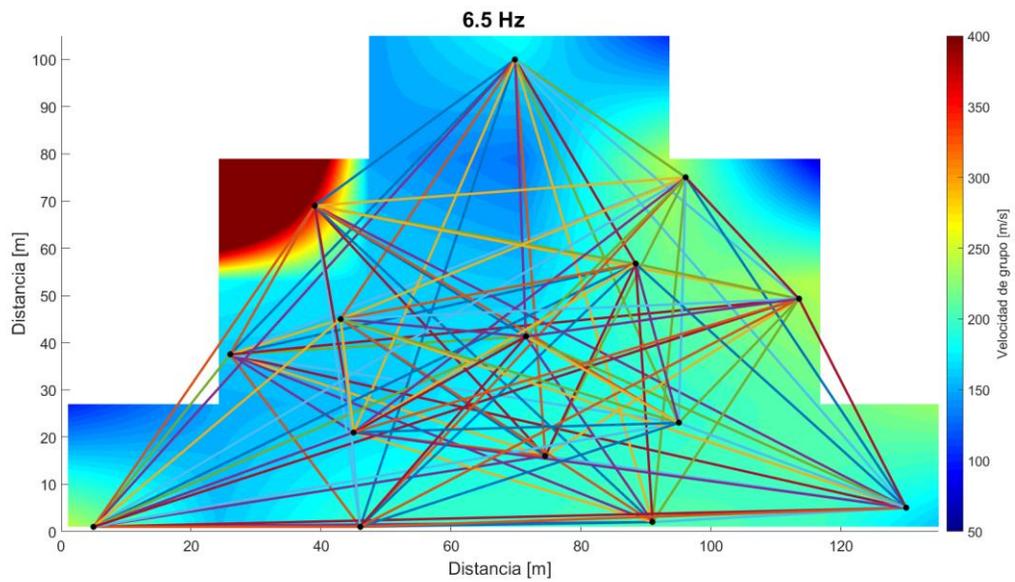
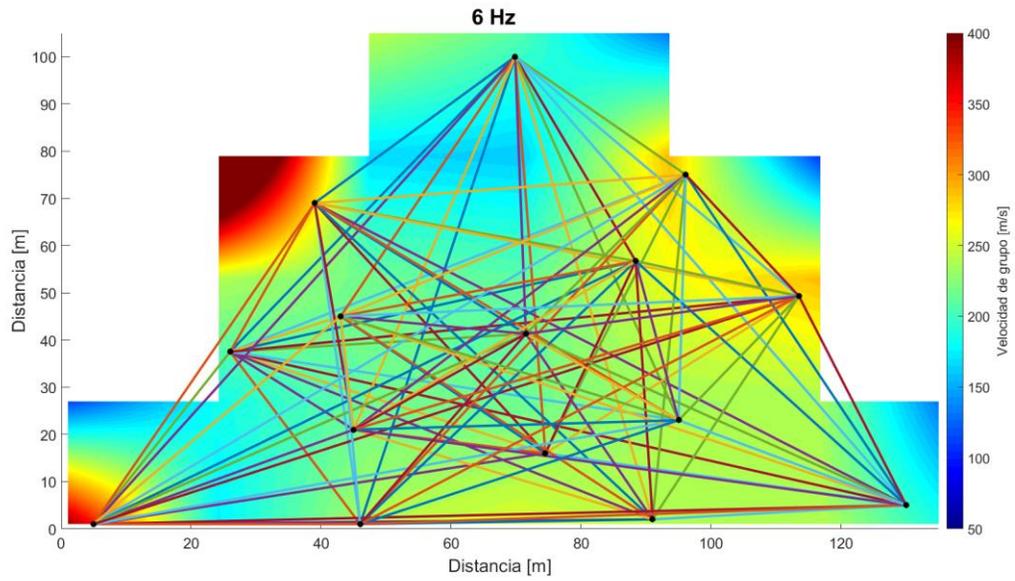


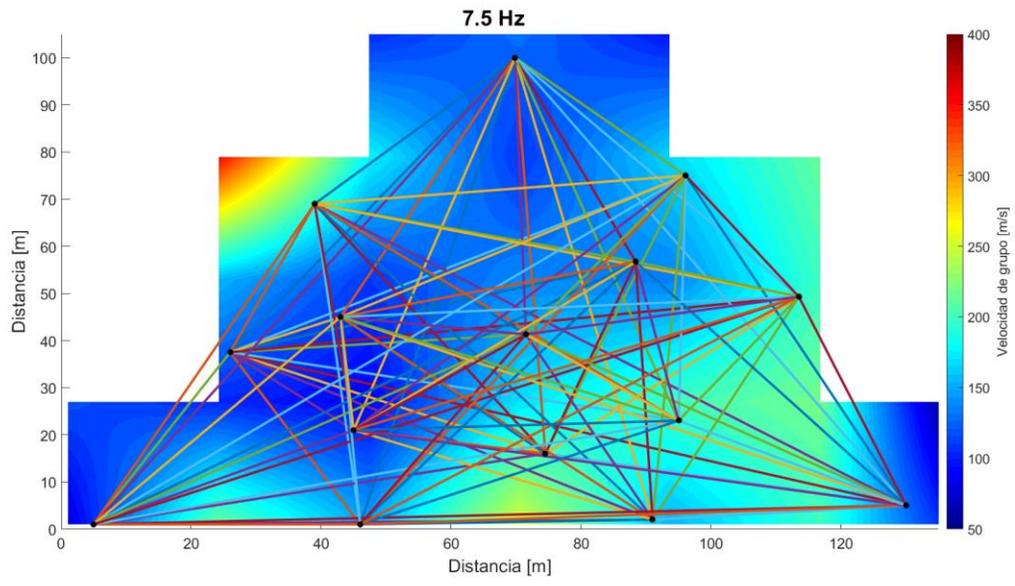
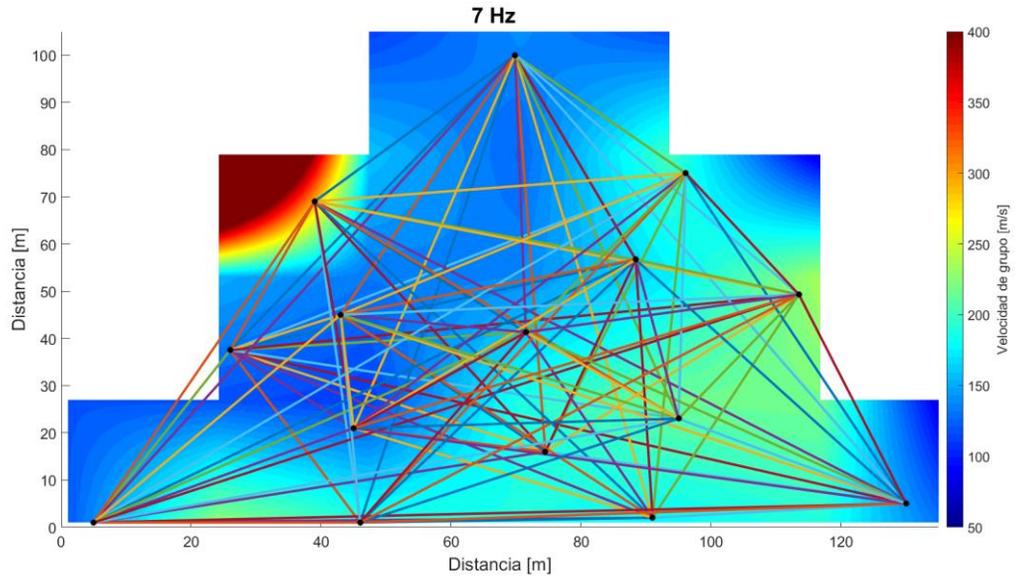
a) El mejor ajuste en el cociente espectral HVNSR, representado con la línea en color rojo b) Mejor ajuste en la curva de dispersión, representado con la línea color rojo. c) Modelo de velocidades 1D, resultado de la inversión conjunta

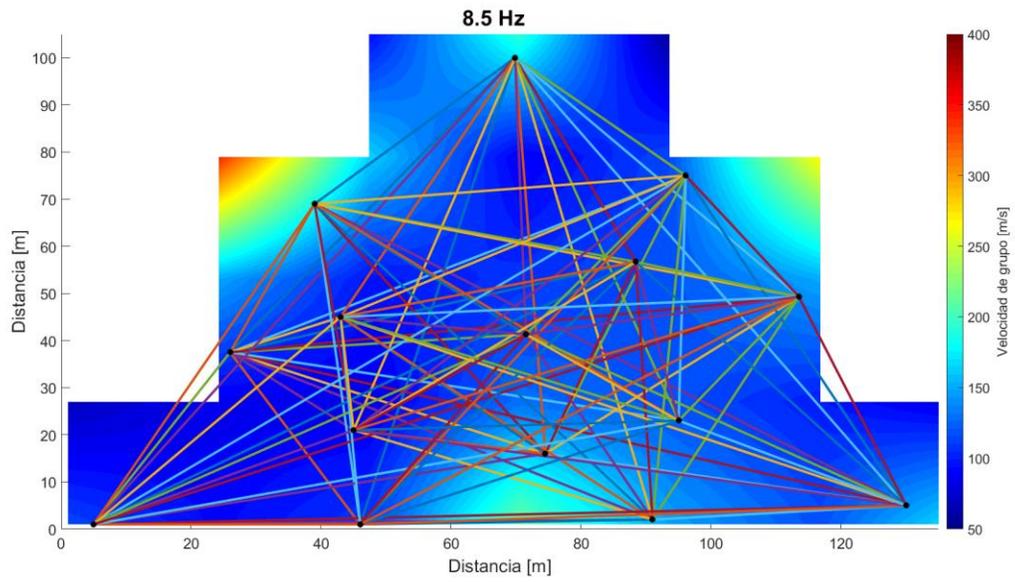
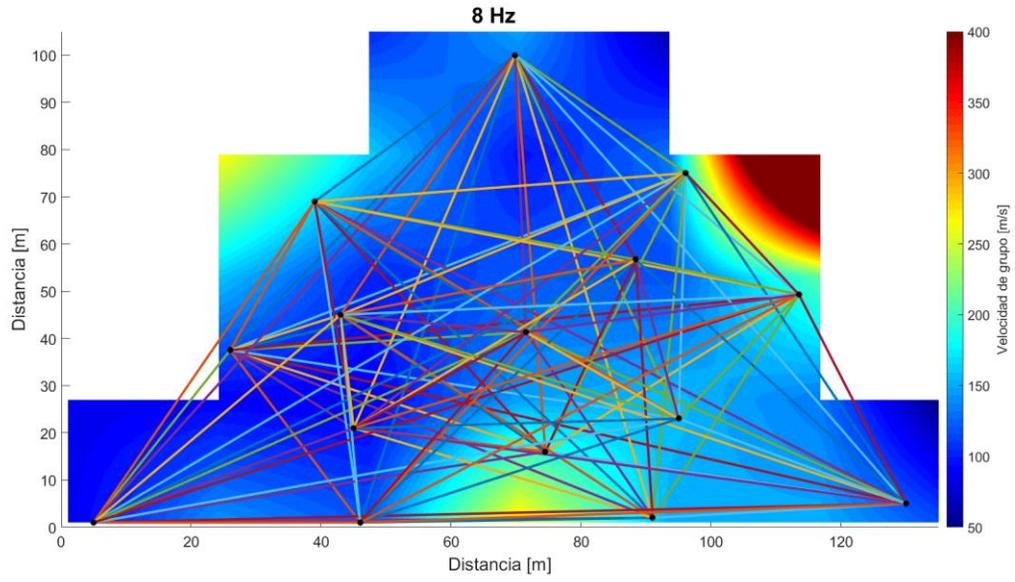
Inversión	Misfit	Ajuste curva de dispersión [%]	Ajuste HVNSR [%]
1	20.882	98.88	94.62
2	16.99	98.57	95.57
3	38.33	97.80	93.19
4	19.016	98.79	89.33
5	14.289	99.24	96.33
6	17.328	97.94	95.86
7	20.4626	98.70	94.27
8	24.54	97.56	95.67
9	21.0672	98.96	95.12

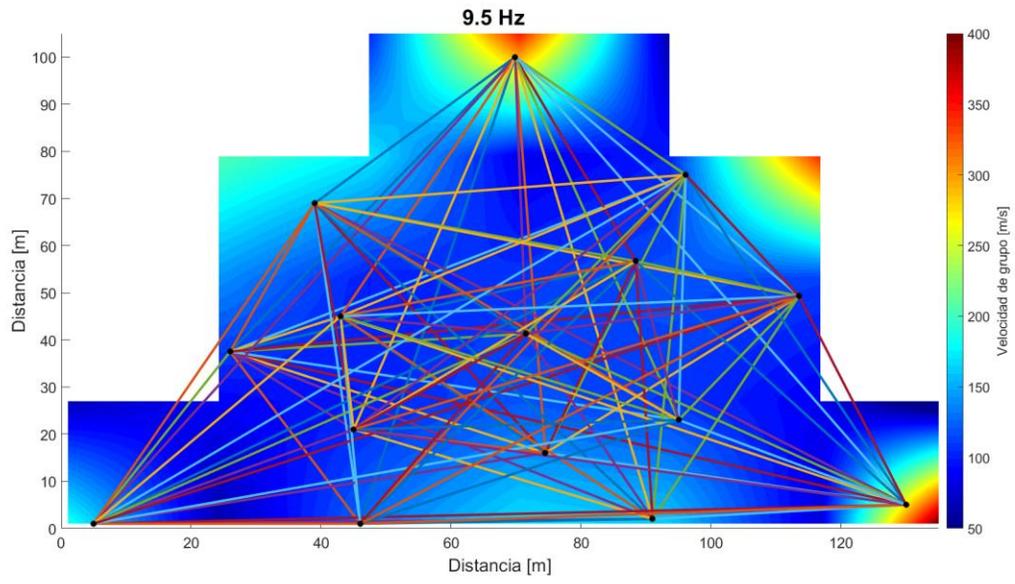
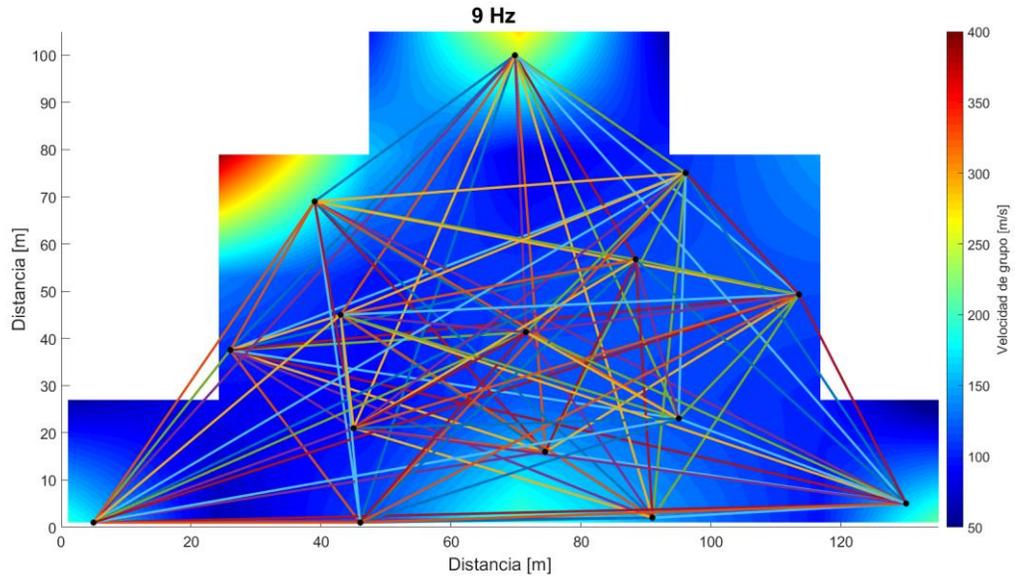
Tabla A 2. Ajuste de las inversiones conjuntas de las curvas de dispersión de velocidad de fase y el cociente HVNSR. El porcentaje de ajuste se obtuvo a partir del error relativo.

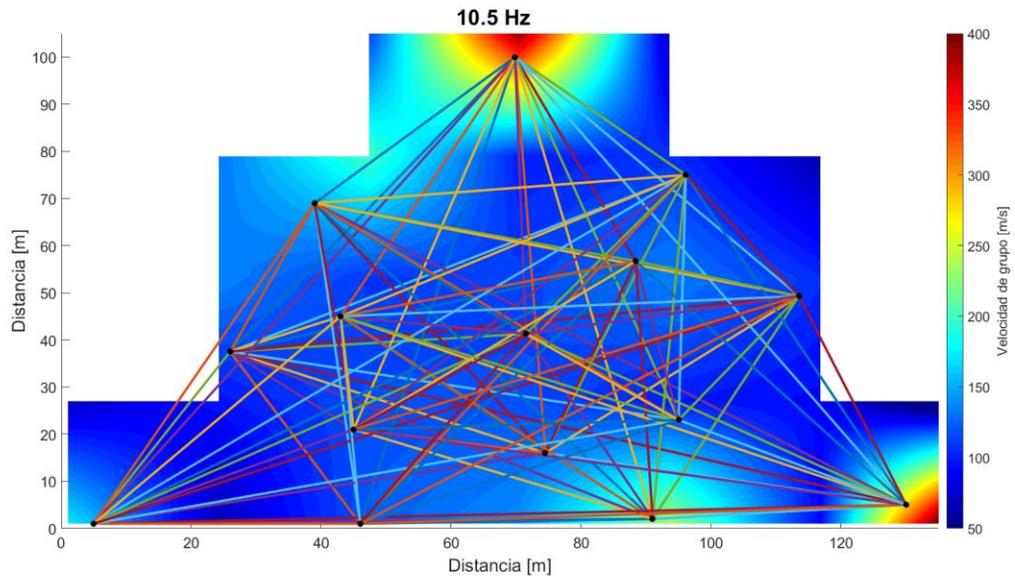
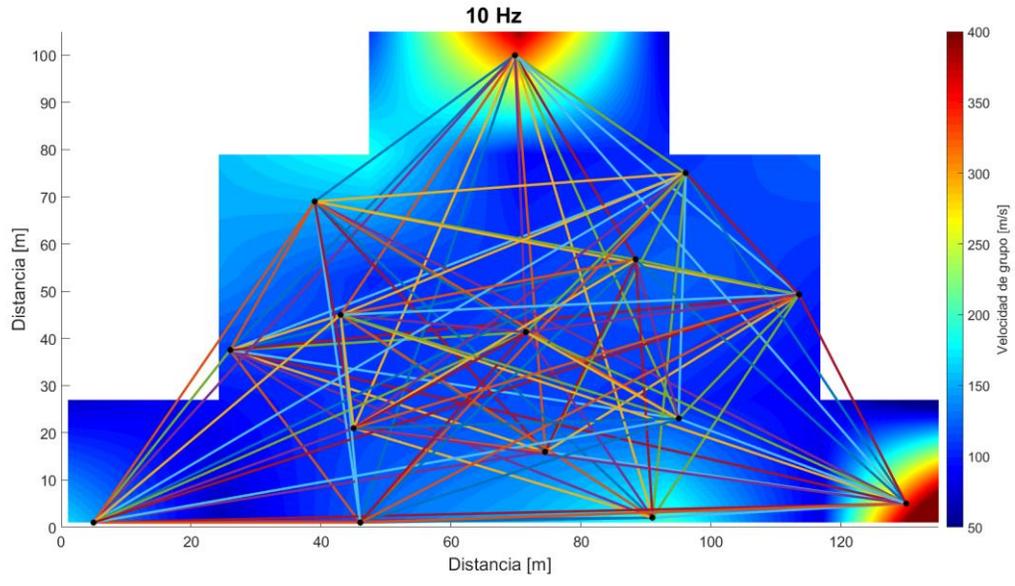
## Anexo V. Tomografías de velocidad de grupo de ondas Rayleigh.

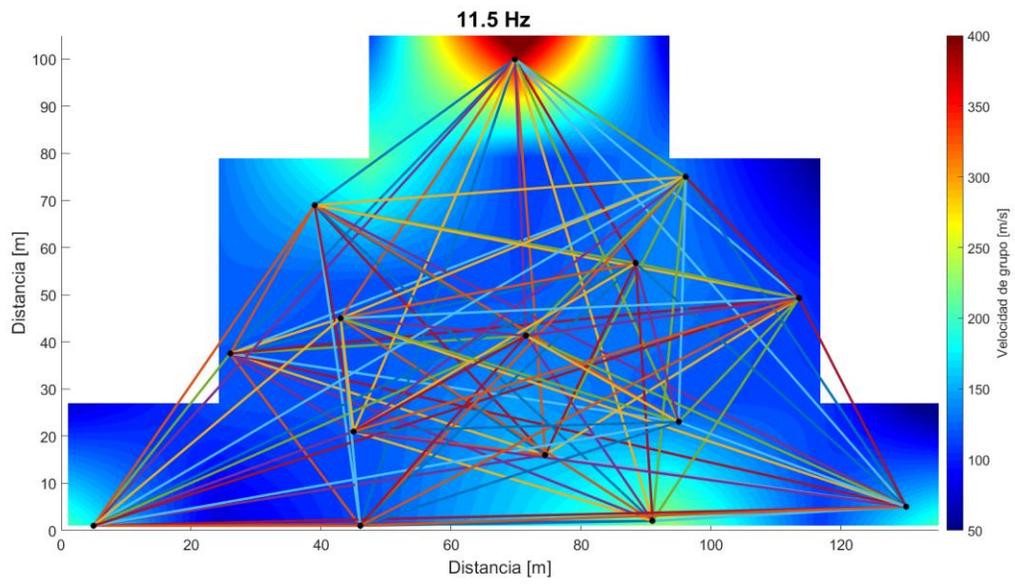
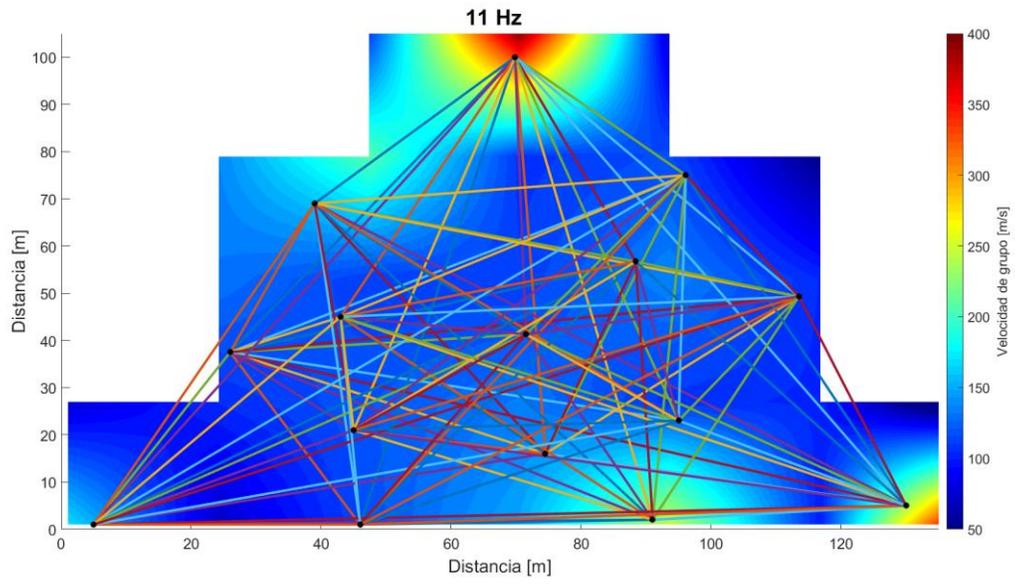


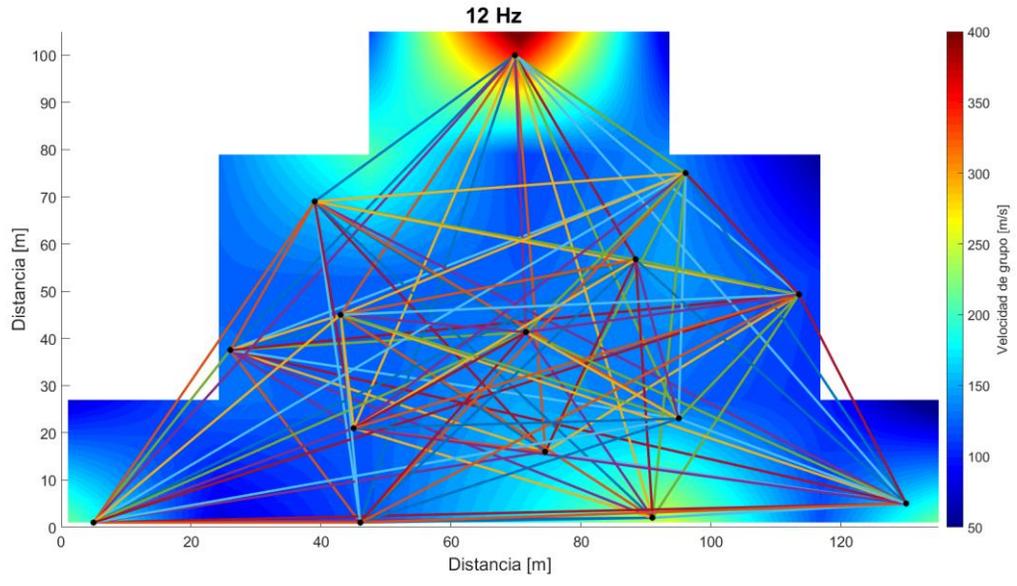








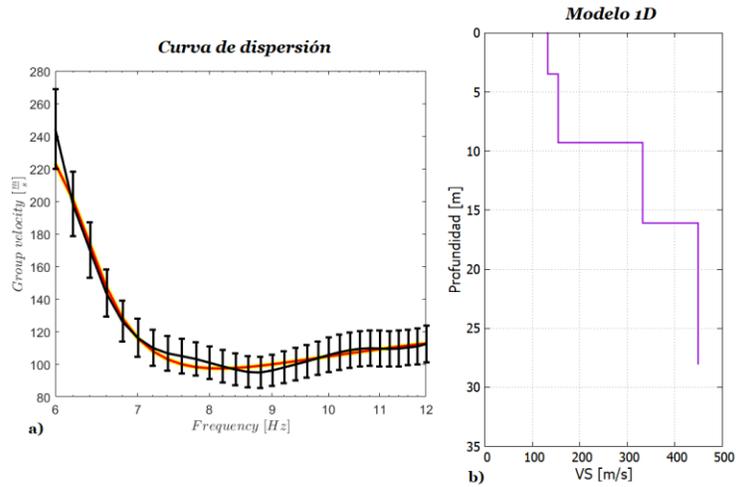




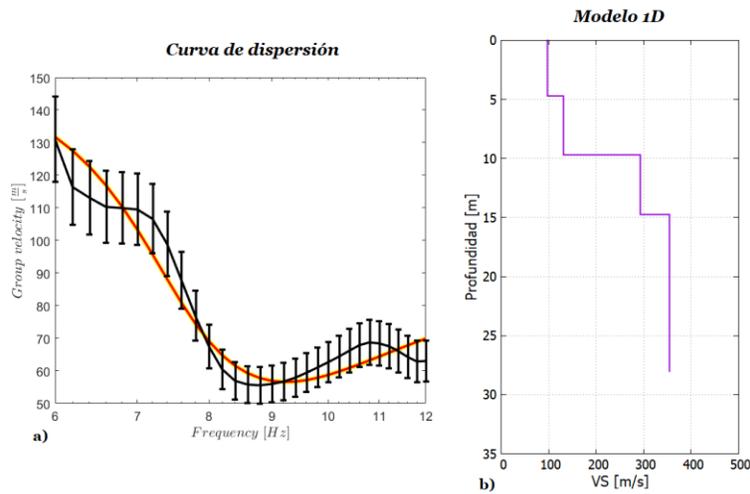


Anexo VI. Mejores ajustes y modelos 1D de la inversión de las curvas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a profundidad.

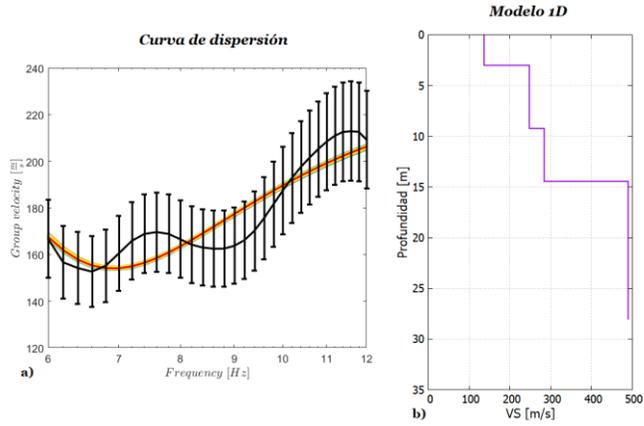
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 1**



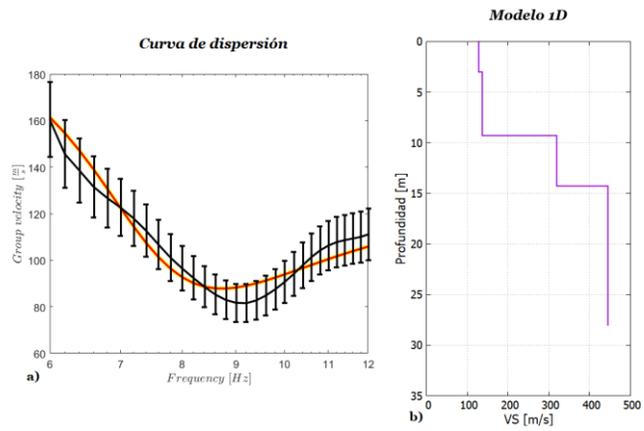
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 3**



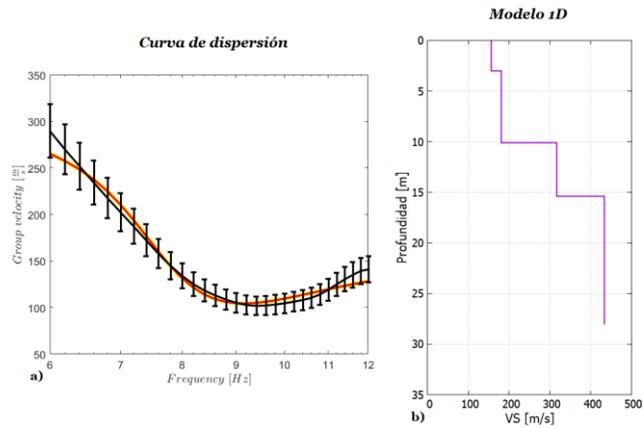
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 5**



**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 6**

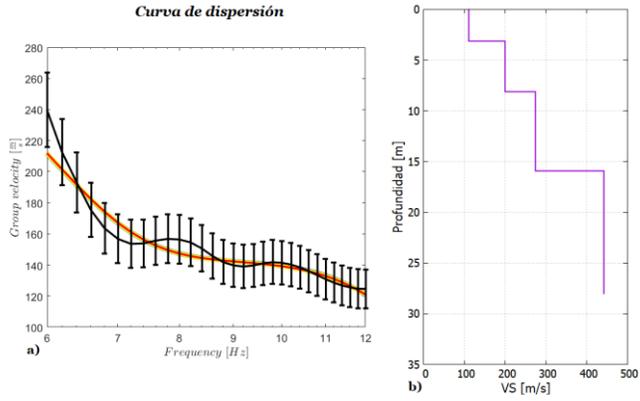


**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 7**



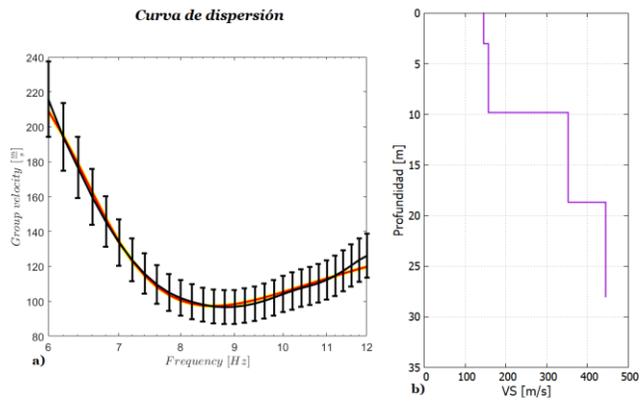
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 9**

**Modelo 1D**



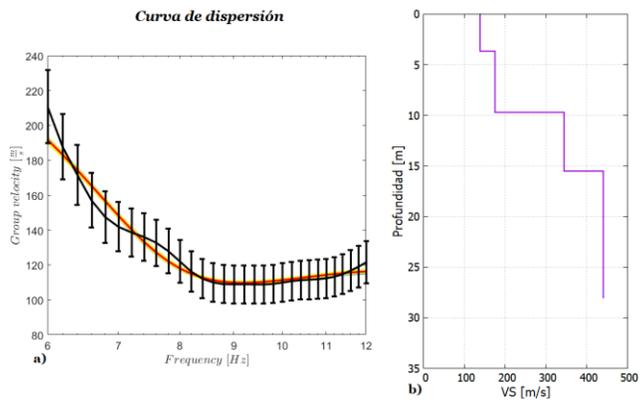
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 10**

**Modelo 1D**

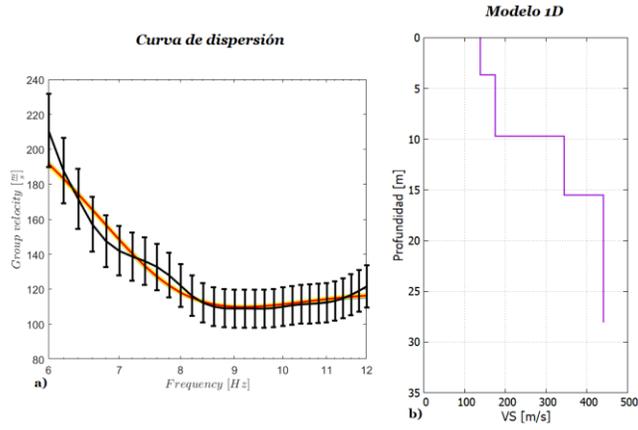


**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 11**

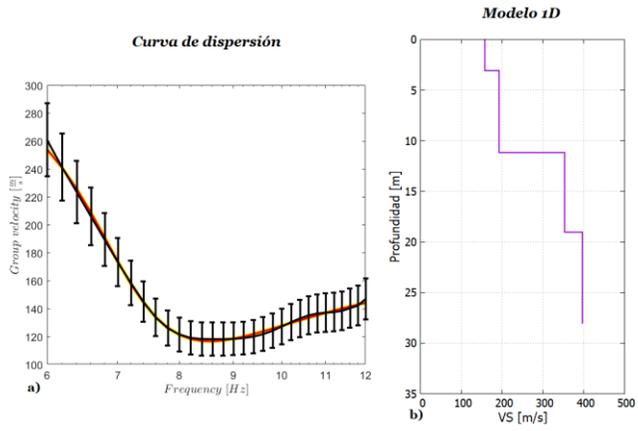
**Modelo 1D**



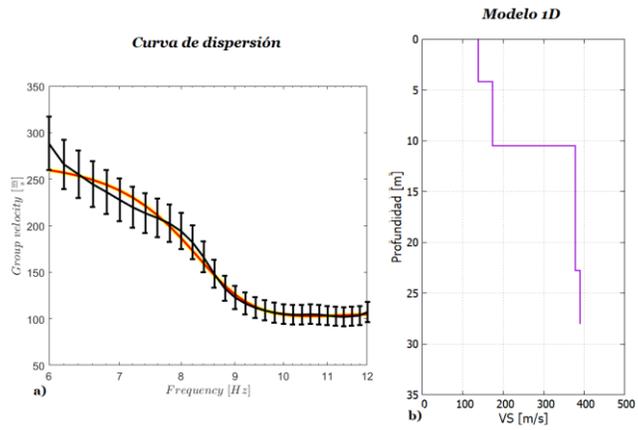
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a apartir de la celda 11**



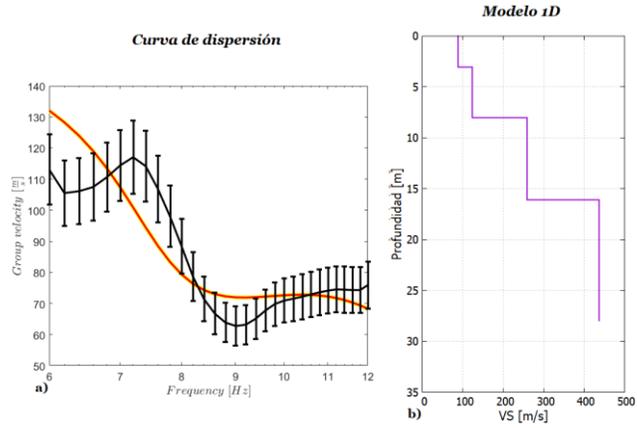
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a apartir de la celda 12**



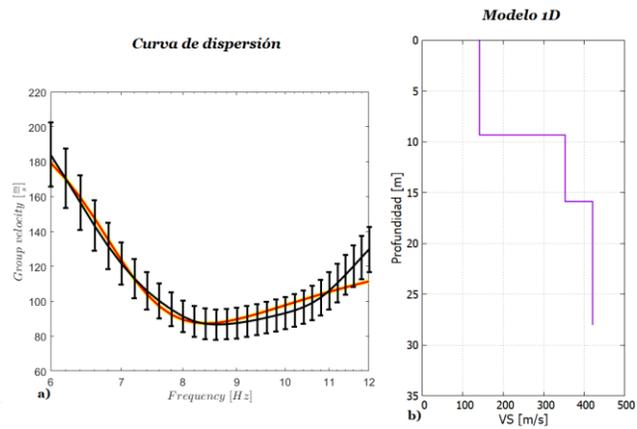
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a apartir de la celda 13**



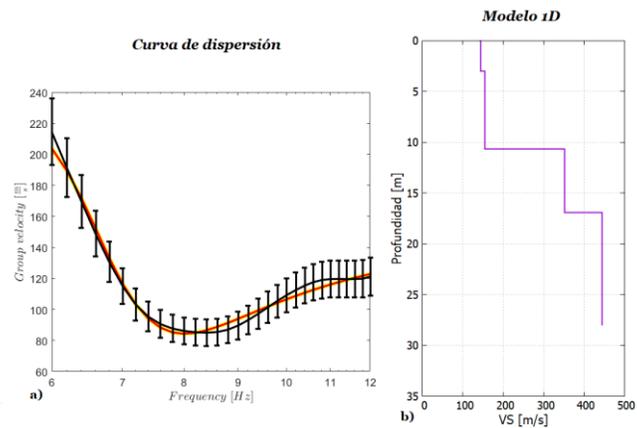
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 14**



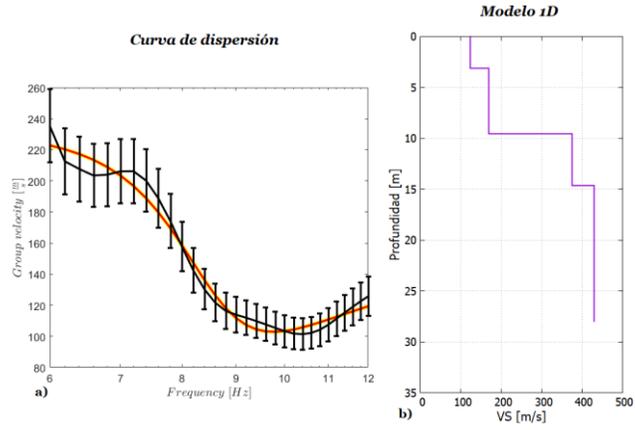
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 15**



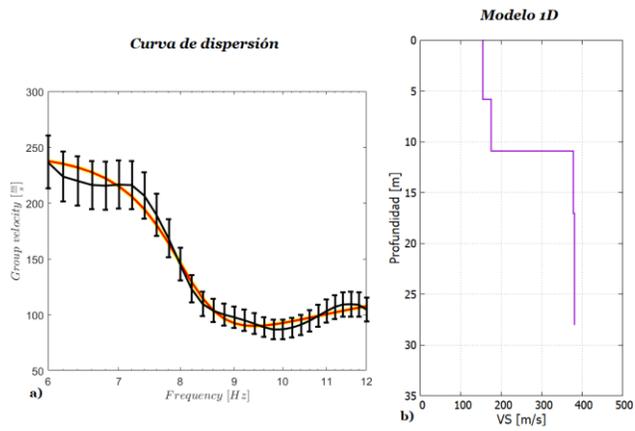
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 16**



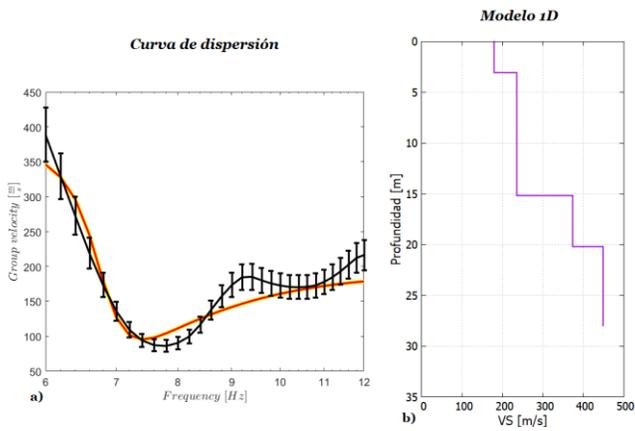
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 18**



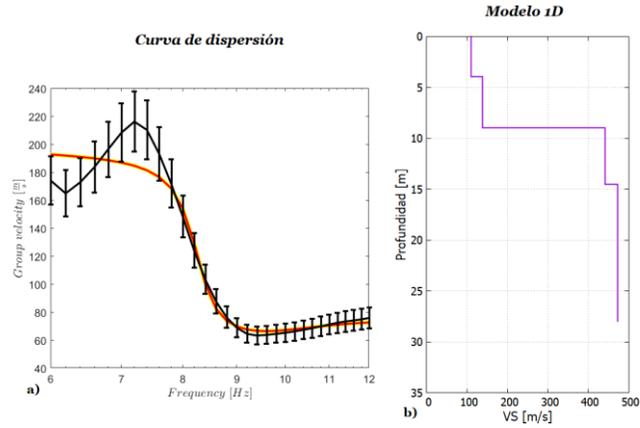
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 19**



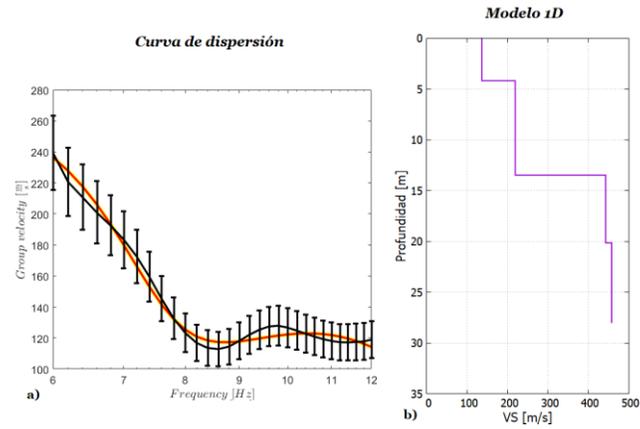
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 21**



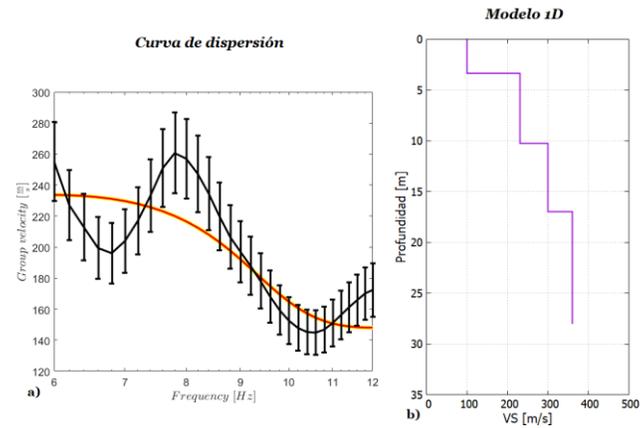
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 22**



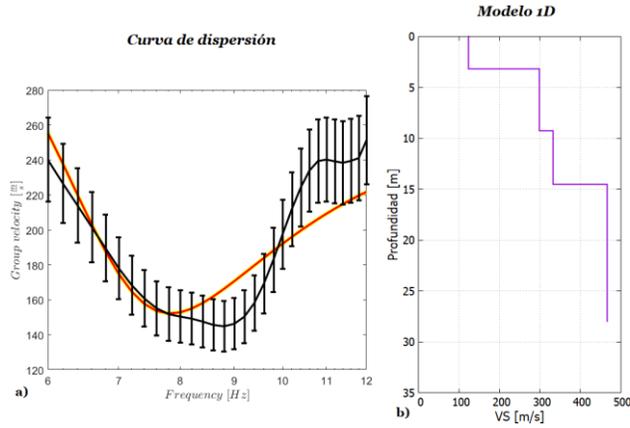
**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 23**



**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 24**



**Inversión de la curva de dispersión obtenida a partir de la celda 25**



a) La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. b) Modelo de velocidad 1D resultante.

Celda	Misfit	Ajuste [%]
1	2.4	97.24
3	13.09	92.37
5	6.63	94.62
6	7.91	93.97
7	5.97	95.16
9	4.37	96.45
10	0.96	98.18
11	2.83	97.061
12	0.32	98.92
13	2.78	97.14
14	33.96	88.71
15	6.832	95.43
16	2.903	96.95
17	56	92.28
18	9.46	94.14*
19	5.35	95.04
21	45.38	86.63
22	13.4	93.37
23	2.71	96.53
24	28.48	88.88
25	25.65	90.15
26	16.61	91.91

Tabla A 3. Ajustes por celda obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo, el porcentaje de ajuste fue calculado a partir del error relativo. \*En esta celda se hizo la inversión conjunta de la curva de dispersión de velocidad de grupo y el cociente HVNSR de la estación central. El porcentaje de error corresponde sólo al ajuste de la curva de dispersión. El porcentaje de ajuste del cociente HVNSR fue del 89.85%.