



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE  
HIDALGO**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA  
TIERRA**



---

**CONSTRUCCIÓN DE PERFILES DE VELOCIDAD Y ESTUDIOS DE  
INTERFEROMETRÍA SÍSMICA A PARTIR DE REGISTROS DE RUIDO SÍSMICO CON  
FINES DE EXPLORACIÓN EN CAMPOS GEOTÉRMICOS**

**TESIS**

Que como requisito para optar por el grado de  
Maestra en Ciencias  
Con especialidad en:  
Geociencias y Planificación del Territorio

Presenta

**LIC. ZOILA SÁNCHEZ LÓPEZ**

**ASESOR**

**DR. ANGEL GREGORIO FIGUEROA SOTO**

**COASESOR**

**DR. RICARDO VÁZQUEZ ROSAS**

Morelia Michoacán

Agosto del 2017

## *Agradecimientos*

*Agradezco a mi familia, a mi madre Leticia, a mis hermanas Ale, Clau y Lis, a mis hermanos José, Beto y Oscar, por su apoyo incondicional, porque son el motor que genera mi fuerza.*

*Agradezco a mis amigos y amigas por sus consejos, por todas las experiencias vividas y compartidas.*

*Agradezco a mis profesoras y profesores del instituto por haberme ayudado a formarme personal y profesionalmente, en particular a mi asesor el Dr. Ángel, al cual le debo el buen gusto por la sismología.*

*Agradezco a todos los que dedicaron su tiempo y esfuerzo de manera generosa en revisiones y aportaciones para que este trabajo concluyera de la mejor manera posible, en particular:*

*Al Dr. Víctor Hugo Garduño, por darme confianza en este trabajo, mediante su experiencia y conocimiento.*

*Al Dr. Alejandro Clemente por su apoyo y por transmitirme su conocimiento.*

*Al Dr. Marco Caló por su amabilidad y por compartirme su conocimiento en el área de Interferometría sísmica, el cual fue plasmado en este trabajo.*

*A la Dr. Hortencia por sus comentarios y correcciones que realizó a este trabajo de manera constructiva.*

*Al Dr. Ricardo por sus correcciones.*

*Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo económico brindado a través de la beca con número 572774.*

*Agradezco a los integrantes del proyecto 17 del CeMIEGeo por el apoyo y por su contribución otorgados para el desarrollo de este trabajo, así como a la dirección de recursos humanos del CeMIEGeo por la beca otorgada para la conclusión de esta tesis.*

Agradecimientos.....	2
Resumen.....	5
Abstract.....	6
1.- Marco teórico.....	7
1.1 Introducción.....	7
1.2 Hipótesis.....	8
1.3 Objetivos.....	9
2.- Antecedentes.....	10
2.1 Exploración geofísica de campos geotérmicos.....	10
2.2 Microtremores.....	12
2.3 Clasificación NEHRP.....	18
3.1 Análisis auto correlación espacial (SPAC) utilizando microtremores.....	19
3.1.1 Método de autocorrelación espacial modificado.....	25
3.1.2 Inversión de curvas de autocorrelación espacial.....	27
3.1.3 Parámetros del modelo inicial.....	28
3.2 Cocientes espectrales H/V y su uso para exploración geofísica.....	29
3.2.1 Inversión de los cocientes espectrales H/V.....	33
3.3 Tomografía sísmica por medio de interferometría.....	35
3.3.1 Medición de la velocidad de grupo de ondas de Rayleigh en datos de ruido sísmico.....	36
4.- Zonas de estudio.....	39
4.1.1 Descripción del campo geotérmico de San Agustín del Maíz Michoacán.....	40
4.1.2 Descripción del campo geotérmico de Araró Michoacán.....	44
4.1.3 Descripción del campo geotérmico de Ixtlán de los Hervores Michoacán.....	47
4.1.4 Descripción del campo geotérmico de Las Derrumbadas, Puebla.....	50
4.2 Descripción de las campañas de monitoreo sísmico.....	51
5.- Resultados.....	56
5.1 Construcción de modelos de velocidades para los campos geotérmicos.....	56
5.1.1 Zona geotérmica Arumbaro, San Agustín del Maíz (SAM) y Copándaro de Galeana....	57
5.1.1.1 Resultados de la técnica H/V.....	57
5.1.1.2 Resultados de la técnica SPAC.....	60
5.1.2 Zona geotérmica Araró.....	61
5.1.2.1 Resultados de la técnica H/V.....	61
5.1.2.2 Resultados de la técnica SPAC.....	65

5.1.3 Zona geotérmica Ixtlán.....	66
5.1.3.1 Resultados de la técnica H/V.....	66
5.1.3.2 Resultados de la técnica SPAC .....	71
5.1.4 Zona geotérmica Las Derrumbadas.....	72
6.- Discusión. ....	75
6.1. Discusión Zona Cuitzeo Mich.....	75
6.2 Discusión Zona Araró Mich.....	81
6.3 Discusión Zona Ixtlán de los Hervores Mich.....	85
6.4 Clasificación de familias para los cocientes espectrales. ....	89
7. CONCLUSIONES GENERALES.....	94
Bibliografía .....	95
APÉNDICE A: Resultados interferometría.....	111
APÉNDICE B: Función de Trasferencia Teórica y frecuencias fundamentales en DEGTRA .....	118
APÉNDICE C: Valores de Vp y densidad .....	126

## ***Resumen***

El análisis de ruido sísmico es de amplio interés para monitorear y modelar reservorios geotérmicos debido a su facilidad de implementación, además de que es posible monitorear la evolución temporal del reservorio geotérmico (Lehuteur *et al.*, 2015). Aunque las formas de onda y las amplitudes pueden variar dependiendo de la localización de las estaciones sísmicas, son estadísticamente estables (estacionarias) sobre cierto periodo de tiempo. Para caracterizar el comportamiento del ruido sísmico es posible utilizar procesos aleatorios estacionarios (Aki, 1957) y procesos gaussianos estocásticos (Zhong *et al.*, 2015).

El objetivo principal de la presente tesis es construir perfiles de velocidad de propagación de ondas S a partir sismogramas correspondientes a estaciones sismológicas instaladas en las zonas geotérmicas de San Agustín del maíz, Araró e Ixtlán de los Hervores en Michoacán; así como en Las Derrumbadas, Puebla con fines de exploración. Para el análisis del ruido sísmico se utilizaron tres métodos geofísicos: el método de interferometría de ruido sísmico, el método de autocorrelación espacial (SPAC) y el método de inversión de los cocientes espectrales, con estos dos últimos se obtuvieron perfiles de velocidad de propagación de ondas S.

Los perfiles de velocidad obtenidos fueron comparados, cuando fue posible, con registros geológicos y perfiles geológicos de los pozos cercanos a las zonas de monitoreo. Se logró identificar una correlación entre los registros geológicos y los perfiles de velocidad determinados en este trabajo de tesis. Los resultados presentados constituyen una herramienta adicional a los estudios de geofísica para la caracterización de los campos geotérmicos estudiados.

Palabras clave: registros de ruido sísmico, SPAC, cocientes espectrales, inversión de  $h/u$ , caracterización de campos geotérmicos.

## ***Abstract***

The analysis of seismic noise is of great interest to monitor and model geothermal reservoirs due to its easy implementation, besides that it is possible to monitor the temporal evolution of the geothermal reservoir (Lehuteur *et al.*, 2015). Although waveforms and amplitudes may vary depending on the location of the seismic stations, they are statistically stable (stationary) over a certain period of time. To characterize the behavior of seismic noise it is possible to use stationary random processes (Aki, 1957) And Stochastic Gaussian Processes (Zhong *et al.*, 2015).

The main objective of the present thesis is to construct profiles of propagation velocity of the S waves from seismograms corresponding to seismological stations installed in the geothermal zones of San Agustín del maíz, Araró and Ixtlán de los Hervores in Michoacán; As well as in Las Derrumbadas, Puebla for exploration purposes. We used three geophysical methods for the analysis of seismic noise: The inversion of the spectral ratio H/V, the spatial autocorrelation method (SPAC) and the seismic noise interferometry. S-wave propagation velocity profiles were obtained with these last two.

The obtained velocity profiles were compared, where possible, with geological records and geological profiles of the wells near the monitoring zones. It was possible to identify a correlation between the geological records and the velocity profiles determined in this work. The presented results provide an additional tool to the studies of geophysics for the characterization of the geothermal fields.

## ***1.- Marco teórico***

### ***1.1 Introducción***

El análisis de ruido sísmico es de amplio interés para monitorear y modelar reservorios geotérmicos debido a su facilidad de implementación, además de que es posible monitorear la evolución temporal de un reservorio geotérmico (Lehuteur *et al.*, 2015; Obermann *et al.*, 2015).

De acuerdo con Xu *et al.* (2012), el ruido sísmico de fondo es generado por vibraciones de baja amplitud en la superficie de la Tierra como pueden ser el movimiento del viento, ruido del ambiente, ruido instrumental, acoplamiento sensor-suelo, presión barométrica, así como actividades humanas (Yilmaz, 2001; Zhong *et al.*, 2015). Aunque las formas de onda y las amplitudes pueden variar dependiendo de la localización de las estaciones sísmicas, son estadísticamente estables (estacionarias) sobre cierto periodo de tiempo. Para caracterizar el comportamiento del ruido sísmico es posible utilizar procesos aleatorios estacionarios (Aki, 1957) y procesos Gaussianos estocásticos (Zhong *et al.*, 2015).

Un problema común en geofísica es la suposición de que el ruido sísmico es ruido blanco o un proceso aleatorio estacionario, sin embargo, es necesario realizar un estudio de sus propiedades estadísticas para hacer esta afirmación (Zhong *et al.*, 2015), debido a que a partir del ruido sísmico de fondo se obtienen modelos conceptuales, como pueden ser las correlaciones cruzadas 2D de los registros de ruido (p.e., Campillo y Paul, 2003; Brenguier *et al.*, 2008; Brenguier *et al.*, 2011; Lehuteur *et al.*, 2015) o los modelos de velocidades obtenido a partir de auto-correlación de las señales sísmicas (p. e., Aki, 1957; Ling, 1994; Okada, 2006).

Para el análisis del ruido sísmico se utilizaron tres métodos geofísicos: el método de interferometría de ruido sísmico, el método de autocorrelación espacial (SPAC) y el método de inversión de los cocientes espectrales, con estos dos últimos se obtuvieron perfiles de velocidad de propagación de ondas sísmicas.

El método de interferometría de ruido sísmico consiste en utilizar la correlación cruzada de registros continuos de ruido sísmico entre pares de estaciones y obtener una función equivalente a la función de Green del medio entre el par de estaciones (p. e., Lobkis y Weaver, 2001; Shapiro y Campillo, 2004). Esta función conserva la información contenida en las ondas superficiales viajando entre las dos estaciones y es posible extraer de ella, curvas de dispersión que conservan la información del medio de propagación entre el par de estaciones.

El método de auto correlación espacial (SPAC, por sus siglas en inglés) propuesto originalmente por Aki (1957) se utiliza ampliamente para estimar la estructura de capas del subsuelo y las velocidades de onda de corte de los sedimentos (Okada *et al.*, 1990; Matsuoka *et al.*, 1996; Kudo *et al.*, 2002; Okada, 2003). Las curvas de dispersión (velocidad de fase *vs.* frecuencia) de ondas superficiales se obtienen mediante el análisis de las correlaciones normalizadas entre registros de microtemores desde diferentes estaciones. Las curvas de dispersión se utilizan para caracterizar la estructura del medio (Shabani *et al.*, 2010).

El método de los cocientes espectrales H/V fue propuesto originalmente por Nogoshi e Igarashi (1971) y popularizado por Nakamura (1989) quien propuso una explicación teórica, para el cociente entre las componentes espectrales horizontales y las componentes verticales de un registro de ruido ambiental en una cuenca sedimentaria, con el fin de estimar la frecuencia fundamental del suelo. Estudios más recientes han demostrado que es posible invertir la curva H/V como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh, con el fin de obtener un modelo 1D de velocidades  $V_s$  (Tokimatsu, 1997; Fäh *et al.*, 2001; Arai y Tokimatsu, 2004; Malischewsky y Scherbaum, 2004).

## ***1.2 Hipótesis***

Las hipótesis de trabajo son:

1. A partir de registros de ruido sísmico y utilizando tres métodos geofísicos que son: el método de la inversión de los cocientes espectrales H/V, el método de autocorrelación

espacial (SPAC) y el método de interferometría de ruido sísmico, será posible construir mapas de velocidades de ondas S.

2. Los perfiles de velocidad estarán correlacionados con perfiles geológicos obtenidos por pozos de exploración y nos permitirán definir fronteras geológicas que serán útiles para delimitar los reservorios geotérmicos.

### ***1.3 Objetivos***

El objetivo principal del presente proyecto es construir modelos de velocidad de ondas sísmicas, a partir de registros sísmicos utilizando estaciones sismológicas instaladas en las zonas geotérmicas de San Agustín del Maíz, Araró e Ixtlán de los Hervores en Michoacán; así como en las Derrumbadas en Puebla con fines de exploración geotérmica. Las técnicas usadas han sido publicadas y probadas por varios autores (p. e., Aki, 1957; Sens-Schönfelder y Wegler, 2006; Signanini y De Santis, 2012; Zhong *et al.*, 2015 entre otros).

Objetivos específicos:

- 1.- Recopilar registros de ruido sísmico y posibles sismos en las zonas geotérmicas a partir de la instalación de sismógrafos de banda ancha.
- 2.- Determinar los cocientes espectrales H/V.
- 4.- Mediante la relación entre las curvas de los cocientes espectrales H/V y las curvas de elipticidad de ondas Rayleigh, construir modelos de velocidades con la inversión de los cocientes espectrales H/V.
- 5.- Construcción de modelos de velocidad a partir de la inversión de curvas de dispersión mediante la técnica SPAC.
- 6.- Construcción de curvas de dispersión mediante interferometría sísmica para la zona geotérmica de Las Derrumbadas, Puebla.

## ***2.- Antecedentes***

### ***2.1 Exploración geofísica de campos geotérmicos***

Las técnicas de correlación de ruido ambiental son de interés para la formación de imágenes y la caracterización de los yacimientos geotérmicos ya que son fáciles de aplicar y se puede realizar de forma continua para seguir la evolución del reservorio a bajo costo. En los proyectos dedicados a la exploración de los recursos geotérmicos profundos se necesita investigar la estructura de la corteza superior de la zona en cuestión con el fin de caracterizar el reservorio y su relación con formaciones geológicas pre-existentes (Lehujeur *et al.*, 2015).

La determinación de Vs en las capas cercanas a la superficie (hasta algunas decenas de metros) es ahora posible sin métodos destructivos gracias al desarrollo de los métodos de ondas superficiales durante los últimos años, es decir el análisis espectral de las ondas de superficie. Los métodos convencionales para acceder a este parámetro por lo general requieren la perforación de pozos, proceso que resulta invasivo y costoso además puede ser muy molesto para los habitantes de las ciudades densas (Wathelet, 2005).

La determinación de los perfiles de velocidad de ondas sísmicas mediante los métodos de exploración con microtremores generalmente se realiza en tres pasos (Okada, 2003): Primero, la obtención de registros de microtremores, se realiza mediante un arreglo de sismógrafos o acelerógrafos instalados sobre la superficie del terreno. El segundo paso consiste en la determinación de la dispersión de las ondas superficiales como una respuesta de la estructura del subsuelo bajo el arreglo, que da como resultado una curva de dispersión. Finalmente, la estimación de la estructura del subsuelo mediante un proceso de inversión de la curva de dispersión.

Dentro de los métodos de exploración que utilizan los microtremores como fuente permanente de ondas que se propagan a través de la región de interés, y que se estudian en el presente trabajo son: la inversión de los cocientes espectrales H/V (Fäh *et al.*, 2001; Fäh *et al.*, 2003; Scherbaum *et al.*, 2003; Malischewsky y Scherbaum 2004), el método de

autocorrelación espacial (SPAC) (Aki, 1957; Bettig *et al.*, 2001) y la tomografía de ruido ambiental (Shapiro y Campillo, 2004; Brenguier *et al.*, 2008; Calò *et al.*, 2011).

El método de tomografía de ruido ambiental, se ha aplicado ampliamente en diversas escalas, desde la estructura del manto utilizando estaciones de banda ancha en todo el mundo (Poli *et al.*, 2012; Lin y Tsai, 2013; Lin *et al.*, 2013). A escala local, el método se ha aplicado en diversos entornos de yacimientos de petróleo en alta mar (Bussat y Kugler, 2011; Mordret *et al.*, 2013), para la detección de posibles yacimientos geotérmicos (Calò *et al.*, 2013) y sistemas volcánicos activos (Brenguier *et al.*, 2008; 2011).

Más allá de su uso en tomografía sísmica, la naturaleza del ruido sísmico también se puede aprovechar para observar las variaciones sutiles en la velocidad sísmica o el carácter de difracción de la corteza. Por ejemplo, Brenguier *et al.* (2008; 2011) y Obermann *et al.* (2013) fueron capaces de producir imágenes 4D del volcán Pitón de la Fournaise (situado en el lado este de la isla de la Reunión, en el Océano Índico) mediante la aplicación de análisis interferométrico a la parte coda (la coda es la última parte de una señal sísmica) de los correlogramas.

El método de autocorrelación espacial (SPAC), revela las características del medio de propagación, mediante el uso de arreglos constituidos por sensores sísmicos a una distancia que puede variar desde pocos metros hasta varios kilómetros, de forma circular perfecta (Aki, 1957). Bettig *et al.* (2001) presentan una modificación al método, permitiendo utilizar arreglos irregulares y con base únicamente en la componente vertical de los microtemores. La nueva metodología se denominó MSPAC y se convirtió en una técnica útil para estudios realizados en zonas urbanas en las cuales es difícil obtener geometrías de arreglos circulares. Chávez-García *et al.* (2006) utilizaron el método SPAC para un arreglo con geometría lineal.

En el procesamiento de los datos se busca obtener resultados fiables de las características de litologías, con base en la interpretación de la curva de dispersión, identificando los puntos importantes donde se presentan las variaciones de litologías. El análisis incluye el cálculo de la correlación entre dos registros simultáneos de una pareja de sensores separados una cierta distancia. Mediante un proceso de inversión, se obtienen los perfiles de velocidad de ondas de corte a partir de las curvas de cross-correlación (coeficientes promediados de correlación

vs. frecuencia). En lo que tiene que ver con la implementación del método, existe un paquete de programas para el almacenamiento, visualización y análisis de las señales registradas llamado GEOPSY (Wathelet, 2005; Wathelet *et al.*, 2005), con el que se realizó el procesamiento de los registros de ruido sísmico.

El método de los cocientes espectrales H/V fue propuesto originalmente por Nogoshi e Igarashi (1971) y popularizado por Nakamura (1989; 2000) quien propuso una explicación teórica, para el cociente entre las componentes espectrales horizontales y las componentes verticales de un registro de ruido ambiental en una cuenca sedimentaria, con el fin de estimar la frecuencia fundamental del suelo, es una herramienta común utilizada para investigaciones de efecto de sitio (Nogoshi e Igarashi, 1970; Nakamura, 1989; Bard, 1998). El cociente H/V generalmente exhibe un pico, que corresponde a la frecuencia fundamental del sitio ( $f_0 = V_s/4h$ , donde  $V_s$  corresponde con la velocidad de ondas S y  $h$  es la profundidad de la capa, Bonnefoy 2004). Los picos de datos reales por lo general encajan con la frecuencia de las curvas de elipticidad teóricas pero la amplitud rara vez es estable y fiable (Wathelet, 2005). El cociente espectral H/V contiene información valiosa sobre la estructura subyacente, especialmente una relación particular entre la  $V_s$  de los sedimentos y su espesor (Boore y Toksöz 1969; Scherbaum *et al.*, 2003). Otros estudios han demostrado que es posible invertir la curva H/V como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh, con el fin de obtener un modelo 1D de velocidades  $V_s$  (Tokimatsu *et al.*, 1998; Fäh *et al.*, 2001; Arai y Tokimatsu, 2004).

## ***2.2 Microtremores***

Las ondas superficiales se definen como las ondas que son producidas en un medio con una superficie libre, se propagan en todas las direcciones paralelas a la superficie de la Tierra, son generadas por la energía que transmiten las ondas de cuerpo incidentes y su amplitud decrece con la profundidad (Flores-Estrella, 2004). Los microtremores se consideran compuestos principalmente por ondas superficiales, ondas de cuerpo y ondas difractadas que constituyen un campo estacionario y homogéneo, lo que permite el uso de la propiedad de dispersión (Tokimatsu, 1997; Chouet *et al.*, 1998). Su velocidad varía dependiendo de la

frecuencia (o periodo) y se puede determinar los modelos de velocidad de las ondas Rayleigh mediante un proceso de inversión (Herrmann, 1994; Wathelet *et al.*, 2004; Wathelet, 2005).

Se emplean el término “microsismo” para referirse al ruido sísmico de origen natural (Asten y Hendrige, 1984), y el término “microtremor” para el originado por la actividad humana (antrópico) (Bonney-Claudet *et al.*, 2006). Tabla 1. En este trabajo se utilizan “ruido sísmico”, “ruido ambiental” y “microtremor” como sinónimos, englobando en estos términos a los microsismos. Se especificará la banda de frecuencias y/o el origen cuando se requiera.

Tabla 1. Diferencias entre el ruido sísmico natural y antropogénico (Adaptada de “SESAME H/V user guidelines”).

	<b>Natural</b>	<b>Humano</b>
<b>Denominación</b>	Microsismo	Microtremor
<b>Frecuencia</b>	0.1-0.5 hasta 1Hz	0.5 hasta 1-10 Hz
<b>Origen</b>	Océano	Tránsito, industria, actividad humana

El ruido sísmico tiene la ventaja de generarse de forma continua, contrario a la ocurrencia de sismos y comparado con una fuente artificial de pequeña intensidad, tiene habitualmente un rango espectral más amplio (García-Jerez, 2010).

El origen del ruido sísmico (i. e. sus fuentes) ha sido investigado por distintos autores desde que la capacidad técnica lo permitió, por ejemplo, en 1911 se hizo una revisión mayor sobre el tema en forma de tesis doctoral (Gutenberg, 1911). El proyecto europeo SESAME (2001-2004) fue una de las investigaciones que más trabajó y avanzó en el procesado del ruido sísmico ambiental. Una extensa revisión bibliográfica reciente puede encontrarse en el artículo de Bonney-Claudet *et al.*, (2006b). En la Tabla 2 se muestran los orígenes asignados al ruido sísmico según Gutenberg (1958), Asten (1978) y Asten and Henstridge (1984) para distintos rangos de frecuencias. Como se aprecia en la Tabla 2, para el ruido

sísmico de frecuencias inferiores a 1Hz, las fuentes que los producen son de origen natural y superiores a 1 Hz de origen antropogénico.

Tabla 2. Fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia. Modificada de Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006b).

	Gutenberg (1958)	Asten (1978), Asten and Henstridge (1984)
Olas oceánicas golpeando en las costas	0.05 - 0.1Hz	0.5 - 1.2 Hz
Mozones y perturbaciones meteorológicas a gran escala	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Ciclones sobre los océanos	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Condiciones meteorológicas a escala local	1.4-5 Hz	
Tremor volcánico	2-10 Hz	
Urbano	1-100 Hz	1.4-30 Hz

La composición del ruido sísmico es en gran medida, una cuestión aún abierta, a pesar de que ha sido estudiada por múltiples autores (Aki, 1957; 1965; Alterman y Karal, 1968; Capon, 1969; Aki y Larner, 1970; Boore, 1972; Kelly *et al.*, 1976; Okada y Matsushima, 1989; Bettig *et al.*, 2001; Cho *et al.*, 2006a; Pérez-Ruiz, 2007; Tada *et al.*, 2007). Los trabajos empíricos al respecto podrían clasificarse en dos grandes grupos en función del método seguido: los basados en el estudio de la trayectoria tridimensional de la partícula (Alterman y Karal, 1968; Aki y Larner, 1970; Boore, 1972; Kelly *et al.*, 1976; Pérez-Ruiz, 2007) y los basados en mediciones con arreglos de estaciones sísmicas (Aki, 1957; 1965; Capon, 1969; Okada y Matsushima, 1989; Bettig *et al.*, 2001; Cho *et al.*, 2006a; Tada *et al.*, 2007). En los primeros se explotan las diferencias en la polarización y en el movimiento de una partícula cuando es sometida a los distintos tipos de ondas (p. e., trayectorias elípticas en el plano de incidencia en el caso de ondas Rayleigh). La segunda vía consiste en calcular velocidades de propagación de las ondas presentes en el ruido sísmico (normalmente en la componente vertical) e identificarlas comparando con las obtenidas teóricamente para los distintos tipos de ondas partiendo de la estructura del sitio, que debe de ser conocida (García-Jerez, 2010).

Adicionalmente, se han realizado simulaciones numéricas que permiten una mejor comprensión del fenómeno. Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006a) analizaron ruido sintético registrado en un arreglo virtual, concluyendo que la composición de éste depende al menos de dos factores:

- i) de la posición de las fuentes (lejanas o cercanas, superficiales o profundas).
- ii) de la estructura del sitio (del contraste de impedancia entre la posible capa sedimentaria y el basamento, así como de su frecuencia de resonancia).

A continuación, se mencionarán algunos resultados bien establecidos y algunos estudios recientes clasificados por banda de frecuencias y periodos.

Periodos entre 20s y 5-7s (0.05Hz a 0.15-0.20Hz) predominan principalmente los modos fundamentales de ondas Rayleigh y Love (p. e., Lacoss *et al.*, (1969) obtenido mediante arreglo sísmico), si bien, pueden encontrarse también indicios de contribuciones de modos superiores. Tanimoto *et al.* (2006), estudiando la trayectoria de la partícula, encontró variabilidad estacional en las contribuciones de los distintos modos de onda Rayleigh.

Para periodos entre 1s y 5-7s (1Hz a 0.15-0.20Hz) el campo de ondas puede estar compuesto por una complicada mezcla de estos modos fundamentales junto a modos superiores de ondas superficiales y ondas de cuerpo (p. e., Koper *et al.*, 2010). Incluso, en ocasiones, los modos fundamentales pueden estar prácticamente ausentes (Toksöz y Lacoss, 1968). Sin embargo, también son muchos los autores que encuentran predominancia de los modos fundamentales de ondas superficiales, al menos en estructuras sedimentarias, por ejemplo, Toksöz (1964) encontró este mismo resultado para periodos entre 1s y 6s (1Hz y 0.17Hz) analizando velocidades de fase en algunas ventanas temporales en las que el ruido ambiental era unidireccional. Horike (1996) también encuentra el modo fundamental en dos puntos de la cuenca de Osaka (Japón) a frecuencias inferiores a 1 Hz, utilizando el método de  $f-k$  (Lacoss *et al.* 1969; Capon, 1969), concretamente, entre los 0.5 y los 3Hz, con la existencia de modos superiores de 2.48 a 3Hz en uno de los sitios.

Yamanaka *et al.* (1994) apoyan la predominancia de las ondas Rayleigh, aunque con base en evidencias algo más indirectas (comparación entre la forma del cociente espectral H/V y a la curva de elipticidad). Matsuoka *et al.* (1996) compararon con éxito la curva de dispersión

teórica del modo fundamental Rayleigh para un punto de estructura conocida (con un 1 Km de sedimentos) con los datos experimentales obtenidos mediante arreglo (método v-SPAC) hasta periodos tan altos como 5s (trabajo reproducido por Okada (2003), págs. 106-109). Kagawa (1996) y Flores-Estrella y Aguirre-González (2003) obtuvieron curvas de dispersión en la Ciudad de México que bajan hasta 0.35Hz (2.9 s) y 0.28 Hz (3.6s) usando los métodos  $f-k$  y SPAC respectivamente. Kunimatsu *et al.* (2005) alcanzaron los 6.7 s (0.15Hz) en tres puntos de la llanura de Yufutsu (Japón), interpretando los resultados como un modo fundamental Rayleigh (salvo en el rango 0.3 -1.2 Hz donde, en uno de los puntos, se intuye contaminación por modos superiores). El supuesto límite de 1s para la interpretación mediante modos fundamentales de ondas superficiales es rebasado en alguna medida en muchos otros estudios recientes (p. e., Cho *et al.*, 2004 y Tada *et al.*, 2009). Una explicación parcial de la controvertida composición del ruido en este rango de periodos fue apuntada por Lacoss *et al.* (1969) afirman que en las regiones costeras y cerca de grandes lagos, el modo fundamental de ondas Rayleigh puede estar presente en frecuencias más altas que 0.04-0.6 Hz, siempre que puedan generarse cerca. Esto explicaría la ausencia de estas ondas en las mediciones realizadas en el LASA (arreglo sísmico de gran apertura, Montana, USA) y está en consonancia con las simulaciones de Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006a) que ligan la predominancia de los modos fundamentales a la existencia de fuentes superficiales cercanas en estructuras con altos contrastes de impedancia entre sedimentos y basamento (García-Jerez, 2010).

Los periodos menores de 1s, corresponden a las fuentes urbanas cercanas y pasan a jugar un papel esencial. Estas favorecerían la excitación de ondas superficiales para contrastes altos entre la capa superficial que se encuentre sobre un semiespacio (contraste de velocidades de 3-4 veces) mientras que también darían lugar a ondas de cuerpo apreciables para contrastes menores (Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006). Los resultados en ausencia de fuentes antrópicas arrojan de nuevo un panorama complejo. Li *et al.* (2009) analizaron microtemores entre 1Hz y 20Hz en un afloramiento rocoso en ausencia de ruido urbano (al este del Tíbet), encontrando altas velocidades de propagación, lo que sugiere que está compuesto por ondas de cuerpo o modos superiores de ondas superficiales. En la banda de 1Hz a 4Hz, Koper *et al.* (2010) encuentran gran variabilidad de composiciones en un conjunto de 9 arreglos sísmicos

permanentes distribuidos por toda la Tierra, consistiendo en combinaciones de ondas P, PKP, Lg y Rg (García-Jerez, 2010).

Admitiendo que nos encontramos bajo las circunstancias en las que dominan las ondas superficiales, queda aún por dilucidar cuál es la proporción de ondas Rayleigh y Love. Hasta la fecha, la gran mayoría de estudios de ruido ambiental mediante arreglos sísmicos se centran en el análisis de las componentes verticales, de modo que las cuestiones relativas a las ondas Love no son consideradas. Aun así, en la bibliografía (Chouet *et al.*, 1998; Yamamoto, 2000; Arai *et al.*, 1998; Cornou, 2002) pueden encontrarse varias determinaciones experimentales de la relación *Rayleigh-Love* (Tabla 3). En la mayoría de estas determinaciones (y en todas las que se citan a continuación), esta proporción es calculada únicamente para las componentes horizontales del campo, la contribución de la componente vertical no es medida y, por tanto, la verdadera proporción energética de ondas Rayleigh en el campo tridimensional es mayor que la que se indica (García-Jerez, 2010).

Tabla 3. Porcentaje de ondas superficiales (Adaptada de “SESAME H/V user guidelines”).

	Rango de frecuencia	Ondas Rayleigh (%)	Ondas Love (%)
<b>Chouet <i>et al.</i>, 1998 (tremor volcánico)</b>	> 2Hz	30 %	70 %
<b>Arai <i>et al.</i>, 1998</b>	1-12 Hz	30 %	70 %
<b>Yamamoto, 2000</b>	3-10 Hz	< 50 %	>50 %
<b>Cornou, 2002</b>	< 1 Hz	60 %	40 %

## 2.3 Clasificación NEHRP

Frecuentemente, la clasificación litológica, se lleva a cabo, a partir de la observación de mapas geológicos, geotécnicos o bien, de visitas al campo. Sin embargo, esta clasificación resulta ser muy subjetiva debido a que no se logra determinar la profundidad del suelo identificado en la superficie. Uno de los parámetros más importantes considerados en la actualidad a nivel mundial para la clasificación de las capas litológicas es el llamado Vs30, que corresponde al promedio de las velocidades de ondas cortantes de las capas litológicas ubicadas desde la superficie hasta 30 metros debajo de ella (Martin *et al.*, 2004).

El hecho de definir el promedio de velocidades a los 30 metros de profundidad como un criterio para la clasificación de litologías, obedece a que el suelo dentro de esta profundidad es el que afecta en mayor medida el comportamiento de las estructuras que se edifiquen sobre él. A modo de ejemplo, el código estadounidense NEHRP (*National Earthquake Hazards Reduction Program*, BSSC (*Building Seismic Safety Council*), 1994), define cinco clases de litologías, todos dependientes de Vs30, tal y como se muestra en la Tabla 4.

Tabla 4. Tipos de suelo definidos por en NEHRP según el parámetro Vs30.

Tipo de perfil NEHRP	Descripción general	Velocidad (m/s) a 30 m
<b>A</b>	Roca dura	$V_{s30} > 1500$ m/s
<b>B</b>	Roca	$760 \text{ m/s} < V_{s30} \leq 1500$ m/s
<b>C</b>	Suelo muy denso y roca suave	$360 \text{ m/s} < V_{s30} \leq 760$
<b>D</b>	Suelo firme $15 \leq N \leq 50$ o $50 \text{ kPa} \leq S_u \leq 100$ kPa	$180 \text{ m/s} \leq V_{s30} \leq 360$ m/s
<b>E</b>	Suelo o cualquier perfil con más de 3 m de arcilla blanda. Suelo con $PI > 20$ , $w \geq 40\%$ y $S_u < 25$ kPa.	$V_{s30} \leq 180$
<b>F</b>	Suelos que requieren evaluaciones específicas del sitio.	

N: Recuento de golpe SPT (ensayo de penetración estándar), Su: resistencia al corte no drenado, PI: Índice de plasticidad, w: contenido de agua. (BSSC,2003).

### **3.- Metodología**

#### **3.1 Análisis auto correlación espacial (SPAC) utilizando microtemores**

La idea original de analizar registros de microtemores, fue formulada por Aki (1957), quien propuso analizar la correlación espacial de dicha vibración ambiental entre diferentes pares de estaciones con la misma distancia entre ellas (arreglo circular con una estación al centro), muestreando diferentes orientaciones en la superficie libre; y así determinar la información sobre la estratificación del sitio a partir de la interpretación de las ondas superficiales. El ruido sísmico ambiental medido por un arreglo de estaciones sobre una superficie libre, se ha convertido en un método prometedor para la determinación del perfil de velocidad de onda de corte ( $V_s$ ) (Milana *et al.*, 1996; Scherbaum *et al.*, 2003; Flores-Estrella y Aguirre-González, 2003; Flores-Estrella, 2004; Wathelet, 2005; Okada, 2006; Cho *et al.*, 2008; García-Jerez *et al.*, 2008a; Shabani, 2010).

El método supone que el ruido ambiental se compone principalmente de ondas superficiales, con un frente de ondas plano, estacionarias en el tiempo y en el espacio, que se presentan en un medio isotrópico lo cual permite la simplificación de las ecuaciones. Otro supuesto es que el modo fundamental de las ondas Rayleigh domina en la componente vertical.

En términos generales la técnica es aplicada mediante la siguiente secuencia de pasos (Morikawa, 2004):

- (1) registro de señales simultáneas en varios sensores sísmicos, configurados en un arreglo con una geometría preferiblemente circular, con un sensor al centro del círculo, para el registro de ruido sísmico ambiental (Figura 1A);
- (2) análisis de los registros, que comprende el cálculo de las curvas de cross-correlación espacial para todos los pares de estaciones y se efectúa el promedio de las curvas; cuya dependencia de la frecuencia está íntimamente ligada a la velocidad de fase, de la cual se construye la curva de dispersión; (Figura 1B).

(3) inversión de las curvas de autocorrelación o de dispersión obtenidas en el paso 2 para construir los perfiles de velocidad de ondas de corte en el sitio de observación. Los perfiles de velocidad de ondas de corte se construyen empleando un algoritmo de inversión de curvas de velocidad de fase, por ejemplo, el algoritmo propuesto por Herrmann (1994).

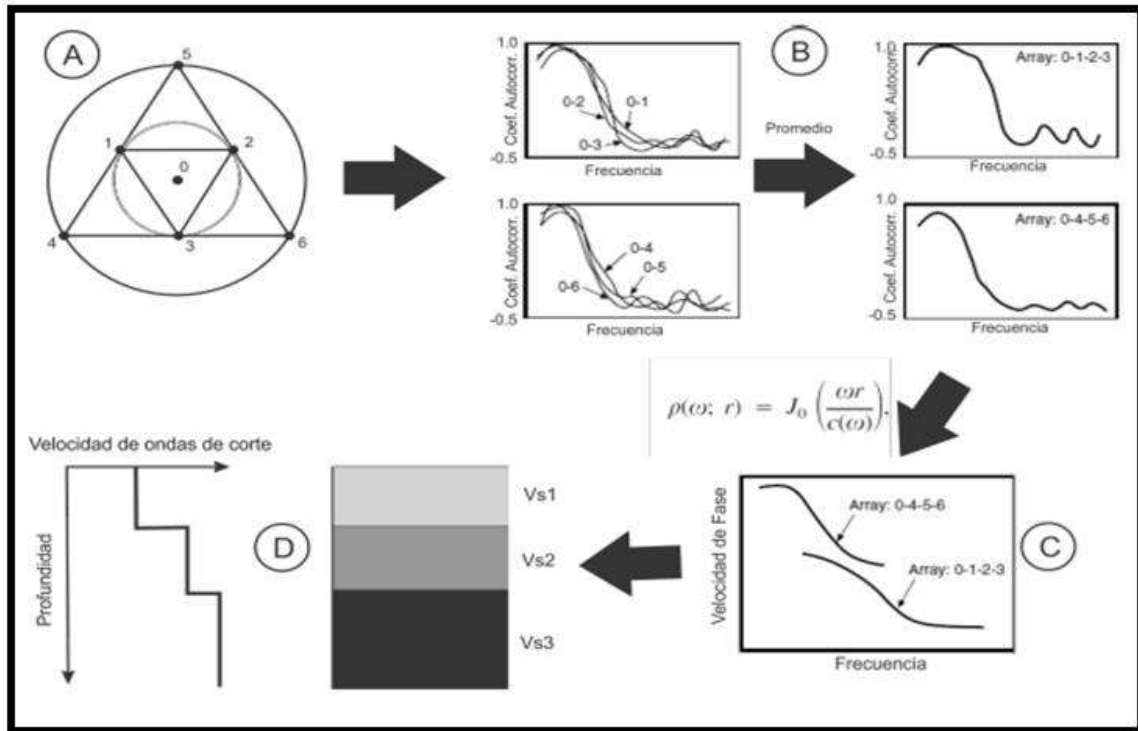


Figura 1. Procedimiento para el análisis con el método SPAC propuesto por Aki (1957). A) Arreglo de estaciones para el registro de microtremores. B) Cálculo de las curvas de cross-correlación espacial promediadas. C) Cálculo de las curvas de velocidad de fase de ondas superficiales. D) Construcción del perfil de velocidad de ondas de corte. (Modificado de Morikawa, 2004).

Las bases de este análisis consisten en calcular la correlación entre dos registros simultáneos de dos sensores separados por una distancia  $r$  y orientadas a lo largo de una línea con acimut  $\varphi$  Aki (1957).

La cross-correlación durante un intervalo de tiempo  $T$ , entre dos señales separadas por una distancia  $r$  se define por:

$$\Phi(r) = \frac{1}{T} \int_0^T v_0(t)v_r(t)dt , \quad [1]$$

donde:

$v_0(t) = u(x_0, t)$  es el desplazamiento en un punto de coordenadas  $x_0$  en el tiempo  $t$ , y  $v_r(t) = u^*(x_0+r, t)$  es el desplazamiento en un punto de coordenadas  $x_0+r$  en el tiempo  $t$ .

Para el caso de una onda dispersiva sencilla, usando la relación entre espectros en el tiempo y en el espacio, Aki (1957) mostró que la función de autocorrelación puede expresarse como:

$$\Phi(r) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) \cos\left(\frac{\omega}{c(\omega)} r\right) d\omega, \quad [2]$$

donde:

$\Phi(\omega)$  es el espectro de frecuencia de la autocorrelación,  $\omega$  es la frecuencia angular y  $c(\omega)$  es la velocidad de fase, dependiente de la frecuencia circular ( $\omega$ ). Cuando la onda es filtrada en una banda estrecha alrededor de la frecuencia  $\omega_0$ , si  $P(\omega_0)$  es la densidad espectral de potencia (PSD por su abreviatura en inglés) y  $\delta$  la función delta de Dirac, se tiene que:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0)\delta(\omega - \omega_0). \quad [3]$$

Por lo tanto, la ecuación [2] se convierte en:

$$\Phi(r, \omega_0) = \frac{1}{\pi} P(\omega_0) \cos\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right), \quad [4]$$

y definiendo la relación de cross-correlación espacial como:

$$\rho(r, \omega_0) = \frac{\varnothing(r, \omega_0)}{\varnothing(0, \omega_0)}, \quad [5]$$

se tiene que:

$$\rho(r, \omega_0) = \cos\left(\frac{\omega_0}{c(\omega_0)} r\right). \quad [6]$$

La ecuación [6] puede ser invertida para obtener la curva de dispersión  $c(\omega_0)$ .

En el caso más general en el que la dirección de propagación de las ondas consideradas no se conoce, debe tomarse en cuenta la diferencia entre el acimut de propagación  $\theta$  y el acimut  $\varphi$  de la línea en la dirección que une las estaciones, la velocidad aparente del acimut  $\varphi$  es entonces  $c(\omega)/\cos(\theta-\varphi)$ .

Para una onda con acimut de propagación  $\theta$  (Figura 2), la ecuación [6] se escribe:

$$\rho(r, \varphi, \omega_0) = \cos\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)} \cos(\theta - \varphi)\right). \quad [7]$$

La ecuación [7] indica que la relación  $\rho$  decrece rápidamente con el incremento de la frecuencia a lo largo de la dirección de propagación ( $\varphi=\theta$ ), y que, en el caso ideal, debe ser constante a lo largo del frente de onda ( $\varphi=\theta\pm\pi/2$ ). Aunque la representación gráfica de  $\rho$  puede dar una estimación de la dirección de propagación (mediciones simultáneas a lo largo de diferentes acimuts), en general  $\theta$  no es conocido.

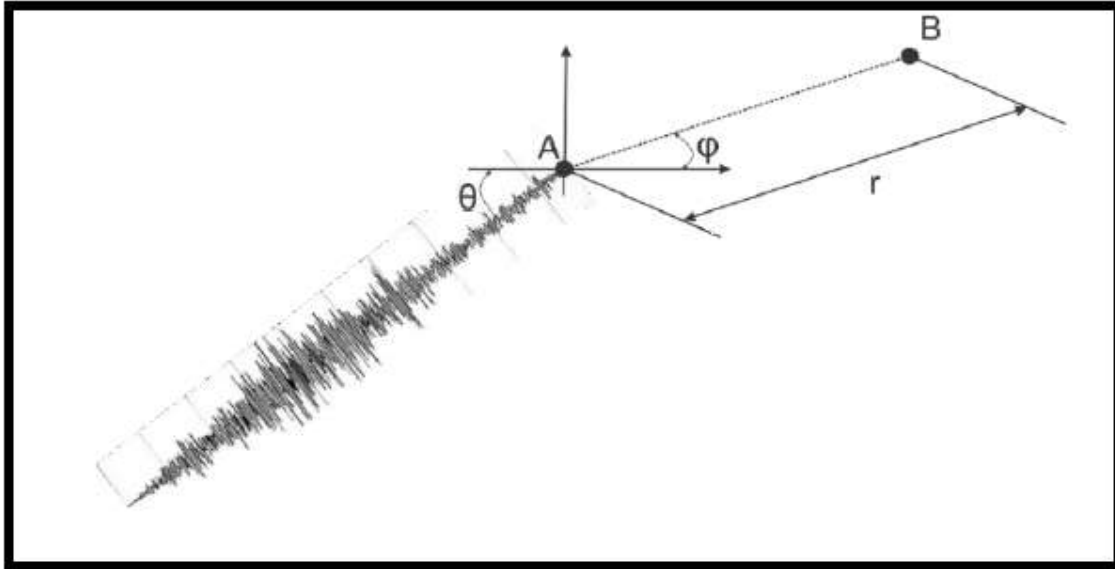


Figura 2. Esquema de dos sensores A y B separados por una distancia  $r$ , orientados con un acimut  $\varphi$  y con una onda que se propaga en la dirección  $\theta$  (acimut de propagación). (Modificado de Cadet, 2007).

Es necesario introducir  $\bar{\rho}$ , un promedio acimutal en la relación de correlación, para encontrar el coeficiente de correlación en todas las direcciones del arreglo instrumental, considerando que los microtremores se propagan en todas las direcciones, cada uno de estos con una magnitud casi uniforme (Aki, 1957) si estos se propagan homogéneamente en todas las direcciones las mediciones a lo largo de una sola dirección es equivalente a un promedio azimutal (Chávez-García *et al.*, 2006):

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \rho(r, \varphi, \omega_0) d\varphi \quad [8]$$

Aki (1957) demostró que el coeficiente de correlación (ecuación [8]), definido como el promedio entre las funciones de cross-correlación y la autocorrelación de la estación de referencia, toma la forma de una función Bessel de primera clase y orden cero.

Entonces para una onda filtrada alrededor de  $\omega_0$ , usando la ecuación [7], obtenemos:

$$\bar{\rho}(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)}\right), \quad [9]$$

donde  $J_0$  es la función Bessel de orden cero:

$$J_0(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \cos(x \cos(\varphi)) d\varphi. \quad [10]$$

En la Figura 3 se muestran ejemplos de funciones Bessel de orden cero, uno y dos, la función Bessel de orden cero se caracteriza por su inicio con un valor de uno y un decaimiento oscilatorio con respecto a la frecuencia.

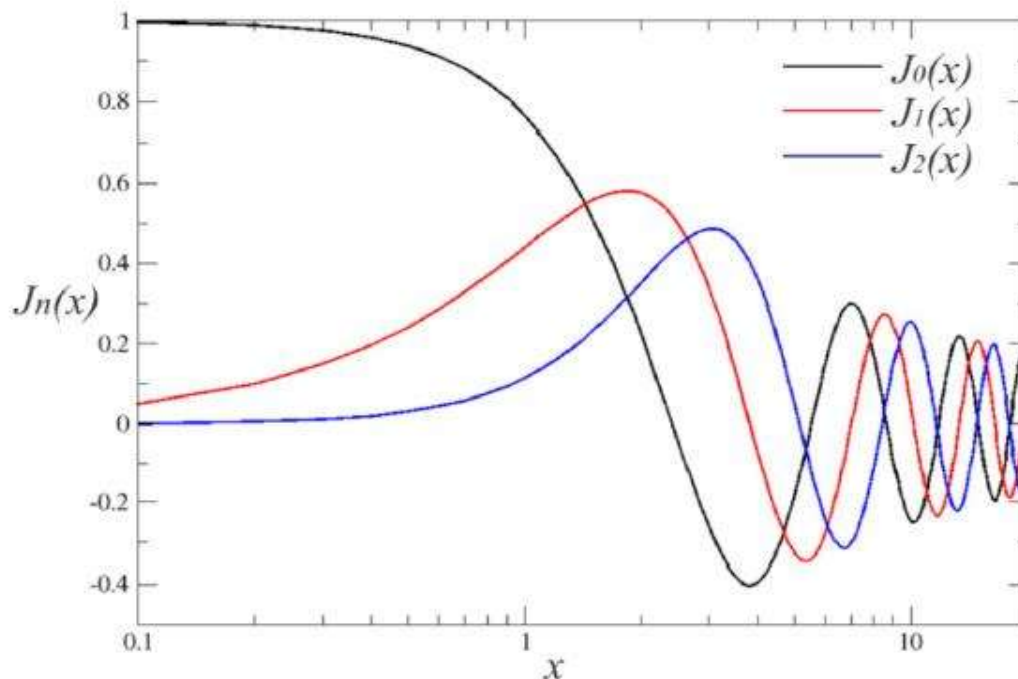


Figura 3. Funciones de Bessel para órdenes enteros de cero (negro), uno (rojo) y dos (azul). (Reproducida de Lozano-Lozano 2013).

La obtención de un valor medio de las diferentes correlaciones entre pares de estaciones, requiere la consideración de un gran número de ventanas temporales de longitud  $T$ , en muchos pares de estaciones separadas la misma distancia y con acimut variable. En el caso de una onda Rayleigh registrada en la componente vertical y descartando el índice de frecuencia  $\omega_0$ , la ecuación [9] da:

$$\bar{\rho}_z(r, \omega) = J_0 \left( \frac{\omega r}{C_R(\omega)} \right) \quad [11]$$

donde:

$C_R(\omega)$  es la velocidad de fase de las ondas Rayleigh. El término  $\bar{\rho}_z(r, \omega)$  puede obtenerse midiendo  $\rho_z(r, \varphi, \omega)$  para varias estaciones localizadas sobre un semicírculo de radio  $r$  con una estación de referencia en el centro. Conociendo  $\bar{\rho}_z(r, \omega)$  en diferentes valores de la frecuencia, puede calcularse la velocidad de fase  $C_R(\omega)$ .

### ***3.1.1 Método de autocorrelación espacial modificado***

El método MSPAC (método de autocorrelación espacial modificado) se convirtió en una técnica útil para estudios realizados en zonas urbanas, debido a que es difícil establecer los sitios para un arreglo circular perfecto (por ejemplo: presencia de edificios, calles y otros obstáculos), la distancia entre estaciones es definida para distintos radios, modificando el método SPAC original para que pueda ser utilizado en arreglos de geometría irregular (Bettig *et al.*, 2001).

El coeficiente de autocorrelación se calcula para varios pares de sensores separados por la misma distancia  $r$ . Cada par de sensores están unidos por una línea recta que los conecta, orientados en un acimut  $\varphi$  (Figura 2). El coeficiente de autocorrelación que corresponde a una distancia  $r$ , es determinado por el promedio acimutal. Una buena distribución acimutal

de estaciones permite obtener valores más estables del coeficiente de autocorrelación para una distancia  $r$  dada.

En el análisis con el método MSPAC se efectúa un promedio acimutal de todos los sensores separados por una distancia  $r$ . La configuración de los anillos interior y exterior sobre los cuales los promedios son efectuados, se realiza trazando todos los segmentos de longitud  $r$  y dirección  $\varphi$  correspondiente a las parejas de estaciones en un plano acimut – distancia. Los criterios para escoger los anillos incluyen una buena distribución acimutal con un número suficiente de parejas para hacer un promedio y que las distancias entre el círculo interior y exterior de cada anillo deben ser las mínimas posibles (Figura 4).

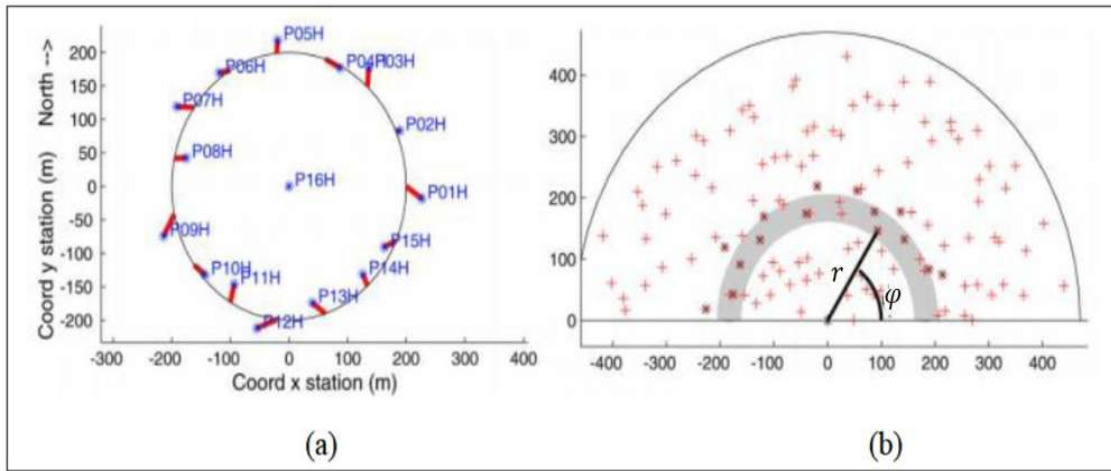


Figura 4. (a) Arreglo circular imperfecto en coordenadas cartesianas. (b) Gráfico de cada par de receptor en función de la distancia entre ellos ( $\xi$ ) y el ángulo que se forma con la horizontal ( $\phi$ ). En gris se observa el anillo y los pares de receptores que encierra. (Tomada de Bettig *et al.*, 2001).

Para un anillo  $r_1-r_2$  el coeficiente de autocorrelación se define por:

$$\bar{\rho}_{r_1 r_2}(\omega) = \frac{1}{\pi} \sum_{r_1 < r_{ij} < r_2} \rho(r_{ij}, \varphi_{ij}, \omega) \Delta\varphi_{ij} \quad [12]$$

con el acimut promedio  $\Delta\varphi_{ij}$ , de una pareja de estaciones  $i$  e  $j$ , definida por:

$$\Delta\varphi_{ij} = \frac{\varphi_{ij+1} - \varphi_{ij-1}}{2} \quad [13]$$

Escribiendo la ecuación [12] con la función Bessel de orden cero  $J_0$  tenemos que:

$$\bar{\rho}r_1r_2(\omega) = (1/r_1^2 - r_2^2) \int_{r_1}^{r_2} r J_0\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) dr. \quad [14]$$

En la práctica, para cada frecuencia de interés, se dividen los sismogramas en ventanas de longitud temporal y se calcula la correlación entre los dos registros. El cálculo de la correlación media se hace promediando sobre todas las ventanas y todas las parejas posibles de sensores correspondientes a un mismo anillo. La longitud temporal de la ventana influye sobre la resolución de las determinaciones en las curvas de autocorrelación espacial de la siguiente forma: las ventanas demasiado cortas no permiten ver la correlación de las bajas frecuencias; las ventanas más largas reducen el número de determinaciones de autocorrelación (el número de ventanas se reduce) y el promedio calculado sobre estas ventanas puede no ser muy significativo porque la resolución disminuye. Por lo anterior, la selección de la longitud de una ventana temporal de análisis depende de la frecuencia de interés, usualmente los cálculos son realizados usando al menos ventanas de 30 y 250 segundos (Lozano-Lozano, 2013).

Las curvas de autocorrelación espacial son calculadas con el programa de GEOPSY (Wathelet, 2003; 2005). Una vez que el cálculo de  $\rho r_{ij}(\omega)$  es realizado (ecuaciones [1] y [9]) para cada anillo caracterizado por  $r_{ij}$ , se determinan las curvas de autocorrelación espacial para los distintos anillos. Posteriormente se realiza la inversión de las curvas de dispersión para obtener los perfiles de velocidad de ondas de corte (Wathelet, 2004; 2005).

### ***3.1.2 Inversión de curvas de autocorrelación espacial***

El proceso de inversión tiene como objetivo la determinación de la velocidad de ondas de corte y el espesor de las capas de la estructura del subsuelo, a partir de las relaciones  $\bar{\rho}r_1r_2(\omega)$  ecuaciones [9] o [14].

La curva de dispersión teórica se define para el caso de modelos unidimensionales, heterogéneos verticalmente y la inversión se resuelve por medio de un problema clásico (Hermann, 1994).

Generalmente en la Tierra la velocidad de fase aumenta monotónicamente con el periodo (Lay y Wallace, 1995). En particular para el caso de FVTM se ha observado que zonas de baja velocidad asociadas a regiones de vulcanismo activo, incrementan significativamente la duración de la señal sísmica debido a la dispersión de ondas superficiales (p. e., Singh *et al.*, 1995; Shapiro *et al.*, 1997)

Wathelet *et al.* (2004) propuso el uso del algoritmo de vecindad (“neighborhood algorithm”) desarrollado por Sambridge (1999), para determinar los parámetros espaciales de una forma apropiada. Se generan aleatoriamente los perfiles de velocidad por medio del algoritmo de vecindad, comparando la curva de dispersión teórica con la curva de dispersión obtenida a partir de los arreglos de registros de microtemores en el terreno y se determina un valor de desajuste (“misfit”) para cada uno de los perfiles calculados. Se requieren varias ejecuciones independientes del programa (tres a cinco) para demostrar que los resultados de los perfiles calculados son confiables (Wathelet *et al.*, 2005).

### ***3.1.3 Parámetros del modelo inicial***

El objetivo es conseguir que los parámetros del modelo inicial, se ajusten a los datos observados con un error mínimo. Sin embargo, la obtención de esta solución no garantiza que esta sea la única solución a nuestro problema. Es necesario hacer una comparación con registros de pozo o con otros estudios geológico, geofísicos en caso de haberlos.

Para obtener un modelo de velocidades 1D estratificado en capas en GEOPSY es necesario introducir un modelo inicial con los siguientes parámetros: valores de  $V_p$  y  $V_s$ , rango del coeficiente de Poisson, rango de densidades, espesor, número de capas del modelo. Sin embargo,  $V_s$  es el parámetro más influyente (Xia *et al.*, 2003) y varía de 0 a 3500 m/s, en los fluidos de la corteza superficial de la Tierra y los valores naturales de  $V_p$  son desde 100 a 7000 m/s (Reynolds, 1997). El coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) está entre 0 y 0.5, los materiales

geológicos comunes tienen un coeficiente de Poisson alrededor de 0.25 pudiendo ser mayor en sedimentos no consolidados o sueltos, alcanzando 0.49 en arcillas blandas y en rocas muy duras puede tener valores de 0.05 (Reynolds, 1997). A partir de simulaciones, para calcular la influencia de los diferentes parámetros con la dispersión Wathelet (2005) determinó que la densidad casi no tiene efecto sobre la dispersión, dentro de los valores geológicos habituales es de 1 a 3 t / m<sup>3</sup>. (Wathelet, 2005). En los análisis realizados en este trabajo de tesis, partimos de la hipótesis anterior.

### ***3.2 Cocientes espectrales H/V y su uso para exploración geofísica***

La idea de construir el cociente espectral entre las componentes horizontal y vertical, para los registros de una estación, fue propuesta originalmente por Nogoshi e Igarashi (1971). Ellos demostraron que dicho cociente está relacionado con la curva de elipticidad de las ondas de Rayleigh. Los mismos autores mencionan la coincidencia entre la primera frecuencia máxima de la curva H/V con la frecuencia fundamental de resonancia y lo utilizaron como un indicador del subsuelo de la estructura. Nakamura (1989) retomó la técnica H/V aplicándola a mediciones de microtemores en subestaciones férreas en Japón, pero recibió críticas de la comunidad científica debido a que afirmaba que el cociente H/V era una estimación confiable de la función de transferencia para las ondas S esto lo llevó a acuñar el término función de cuasi-transferencia (QTS por sus siglas en inglés). A pesar de la teoría semi-cualitativa de la técnica, ésta resultó atractiva ya que el método es tan simple y económico que logró una gran difusión, ya sea para verificar la información con las que se contaba o hasta para la aplicación directa del método (Bard, 1998). Nakamura (2000) revisó y propuso una explicación detallada de la teoría de la función de cuasi-transferencia de la onda S. El propone dividir la señal de los microtemores en dos partes, considerando que esta contiene ondas de tipo Rayleigh y ondas de cuerpo y suponiendo que el registro del ruido se realiza en una cuenca sedimentaria (Figura 5).

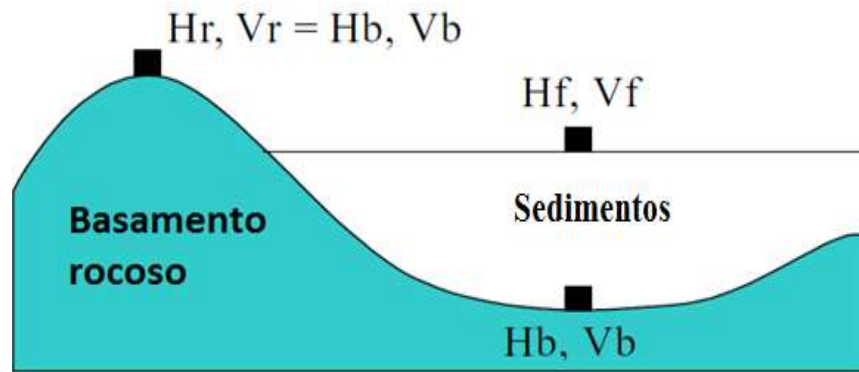


Figura 5. Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria, donde cada cuadrado negro representa registros sísmicos, H y V son los espectros de movimiento horizontal y vertical respectivamente en el basamento ( $H_b$  y  $V_b$ ), en la superficie de la cuenca ( $H_f$  y  $V_f$ ), en el afloramiento rocoso ( $H_r$  y  $V_r$ ). (Modificada de Nakamura, 2000).

La técnica asume que los microtremores están compuestos principalmente por ondas Rayleigh, producidas por fuentes locales, que se propagan en una capa superficial sobre un semiespacio (Lermo y Chávez-García, 1993). También, considera que el movimiento en la interface entre la capa superficial y el semiespacio no es afectado por el efecto de la fuente y que los movimientos horizontal y vertical en dicha interface son aproximadamente iguales.

La hipótesis de partida de esta técnica (Finn, 1991) es que la energía del microtremor consiste principalmente en ondas Rayleigh y la amplificación de sitio se debe a la presencia de una capa de suelo blando sobre un semiespacio. Tenemos 4 componentes de movimiento, dos en la capa de suelo y dos en el semiespacio. Partiendo del desarrollo de Nakamura (1989), Lermo y Chávez-García (1993) estiman el efecto de la amplitud de la fuente y del trayecto con la razón:

$$A_S = V_S / V_B, \quad [15]$$

donde  $V_S$  es el espectro de amplitud de la componente vertical en la superficie y  $V_B$  es el espectro de amplitud de la componente vertical en el semiespacio. Después se define una estimación del efecto de sitio  $S_E$ :

$$S_E = H_S / H_B, \quad [16]$$

donde  $H_S$  es el espectro de amplitud de la componente horizontal en la superficie y  $H_B$  es el espectro de amplitud de la componente horizontal en el basamento (la base rígida de la capa de suelo). Para compensar  $S_E$  por el efecto de la fuente y del trayecto, se calcula una función modificada de efecto de sitio:

$$S_M = S_E / A_S, \quad [17]$$

que es equivalente a:

$$S_M = \frac{\frac{H_S}{V_S}}{\frac{H_B}{V_B}}. \quad [18]$$

Finalmente se acepta que la relación  $H_B/V_B$  es igual a la unidad (Nakamura, 1989), y la función del efecto de sitio, corregida por el término de la fuente, se puede escribir como:

$$S_M = H_S / V_S. \quad [19]$$

La suposición de que el cociente  $H_B/V_B$  es igual a la unidad fue verificado por Nakamura (1989) experimentalmente, usando mediciones de microtremor en lo profundo de un pozo. La técnica de Nakamura ha sido aplicada satisfactoriamente por Ohmachi *et al.* (1991) para interpretar las mediciones de microtremores en el área de San Francisco. Lermo (1992), quien aplicó este método para analizar los registros de microtremores en cuatro ciudades diferentes de México, obtuvo una buena concordancia con los resultados del cociente espectral estándar usando los registros de velocidad de sismos. Existe una amplia bibliografía en donde se ha utilizado la técnica de Nakamura para fines de zonificación o construcción de perfiles de velocidad (p. e., Fäh *et al.*, 2001; Arai y Tokimatsu, 2004; Zhao *et al.*, 2006; Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006; Clemente-Chávez *et al.*, 2014).

Normalmente, para ruido ambiental  $H_B/V_B \sim 1$ , por lo que  $S_M = H_S / V_S$  puede ser considerada una buena aproximación a la función de transferencia del suelo y se puede obtener con una

única medición en la superficie. Se ha cuestionado el fundamento teórico de esta técnica (Bard, 1999) y replanteado (Sánchez-Sesma *et al.*, 2011). Pero estudios experimentales muestran que, utilizando esta técnica, para suelos blandos se muestra un valor máximo que está correlacionado con la frecuencia de resonancia fundamental.

En términos generales podemos decir que el cálculo de la razón espectral H/V sigue los siguientes pasos:

- Registro de las tres componentes de la señal de ruido sísmico ambiental.
- Selección de ventanas estacionarias en el tiempo.
- Cálculo y suavizado de la amplitud del espectro de Fourier para cada ventana.
- Promedio de las dos componentes horizontales (NS y EO).
- Cálculo de la razón H/V para cada ventana.
- Cálculo del promedio de la razón H/V (promedio de todas las ventanas de las razones H/V).

El cociente espectral como la media cuadrática de las componentes horizontales [20], entre la componente vertical [21]:

$$H(f) = \sqrt{\frac{N(f)^2 + E(f)^2}{2}} \quad [20]$$

$$H/V = \frac{H(f)}{V(f)} \quad [21]$$

Donde N(f), E(f) y V(f) son las transformadas de Fourier de las componentes Norte-Sur, Este-oeste y vertical del sismograma respectivamente. Al estimar el cociente espectral H/V se estima la frecuencia fundamental ( $f_0$ ) y su desviación estándar, así como su amplitud. Para este fin se utilizó el software libre GEOPSY desarrollado por Wathelet (2005).

Una aplicación de los cocientes espectrales en un reservorio geotérmico rico en gas poco profundo en Heybeli (suroeste de Turquía), reveló que las anomalías de señales sísmicas de

baja frecuencia (1-10 Hz) se correlacionaron con flujo de hidrocarburos (Woith *et al.*, 2014). Uno de los mecanismos físicos en consideración para explicar estas señales de tipo tremor es la amplificación resonante debido a la oscilación de las burbujas. Recientemente, los efectos de los fluidos en poros de un yacimiento de petróleo han sido modelado por Lambert *et al.* (2013). Cabe mencionar que Dangel *et al.* (2003) señalaron que las señales observadas sobre los reservorios de hidrocarburos son "estructuralmente similares" a los tremores observados en los volcanes. Este hecho experimental ha sido probado en varios tipos de aceite (Ali *et al.*, 2007) y en campos de gas (Lambert *et al.*, 2009; Saenger *et al.*, 2009). La fenomenología de las señales similares a los tremores observadas por encima de los reservorios de hidrocarburos ha sido compilada para 15 sistemas multifásicos de gas, petróleo y agua en todo el mundo (Dangel *et al.*, 2003; Gerivani *et al.*, 2012), teniendo en cuenta que la metodología está en debate debido a la falta de estudios de más casos, así como una comprensión física completa de los posibles procesos involucrados (Woith *et al.*, 2014).

### ***3.2.1 Inversión de los cocientes espectrales H/V***

Konno y Ohmachi (1998) estudiaron el movimiento de la partícula para un sistema de una sola capa y un semi-espacio, y observan que la variación del movimiento de rotación de la partícula de retrogrado a prógrado ocurre como función del periodo y el desplazamiento de la partícula pueda caracterizarse por su variación en profundidad y distancia a lo largo de la superficie. Stein y Wysession (2002) muestran variaciones en los periodos pico así como en los valles, conforme aumenta o disminuye el contraste de velocidad entre la capa superficial y el semi-espacio, compararon los cocientes espectrales H/V del ruido sísmico registrado en varios sitios de Tokyo donde se tenía información de la estructura de velocidades sísmicas y observaron un buen ajuste de los picos de las curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh con las crestas de los cocientes calculados. (Figura 6).

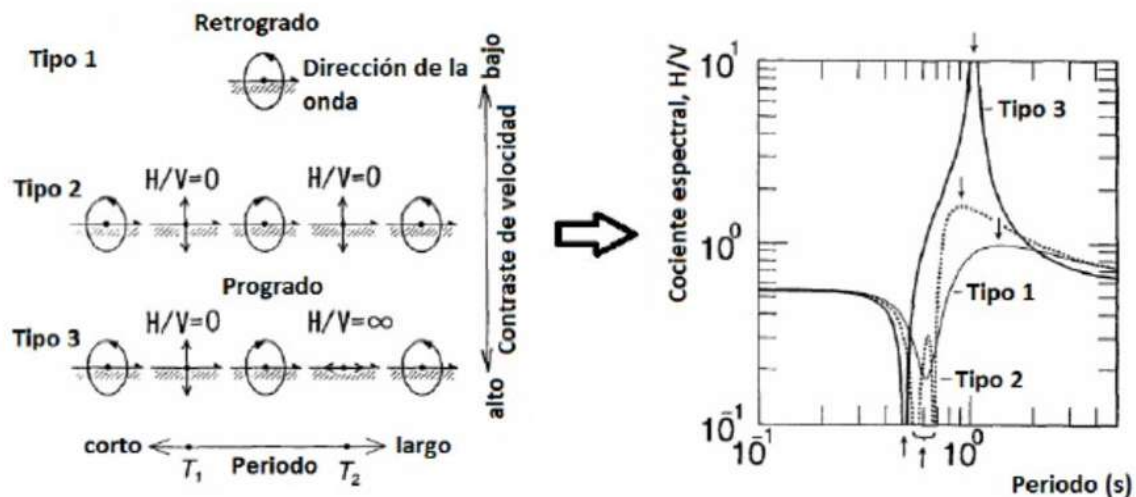


Figura 6. De lado izquierdo la órbita del movimiento de la partícula de ondas Rayleigh en tres tipos de modelos con distintos contrastes de velocidad, de lado derecho tres tipos de  $H/V$ , las flechas hacia abajo muestran periodos pico, mientras que las flechas hacia arriba muestran los valles de la curva (Modificada de Konno y Ohmachi, 1998).

Por otro lado, Bard (1998) considera que el ruido sísmico se compone principalmente de ondas superficiales, por lo que el cociente  $H/V$  estaría relacionado con la elipticidad de las ondas Rayleigh. La elipticidad depende de la frecuencia y exhibe un pico alrededor de la frecuencia fundamental para sitios que muestren un contraste lo suficientemente grande entre el material superficial y los materiales profundos. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical, correspondiendo al cambio de sentido de rotación de las ondas fundamentales de Rayleigh, de un sentido prógrado a bajas frecuencias, a un sentido retrogrado a frecuencias intermedias. Yamanaka *et al.*, (1994) estudiaron registros continuos de ruido sísmico en la parte noroeste de la planicie de Kanto (Japón) y mostro la relación entre las curvas de  $H/V$  observadas con las curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh en sitios de carácter sedimentario.

Para obtener un modelo de velocidades unidimensional estratificado en capas a partir de la inversión de los cocientes espectrales  $H/V$  en GEOPSY es necesario introducir un modelo inicial con los parámetros que se indican en (3.1.3).

### ***3.3 Tomografía sísmica por medio de interferometría***

La Interferometría Sísmica (IS) es una técnica de exploración geofísica, se caracteriza por utilizar reflejos conocidos como *múltiples scattering* (*múltiples reflexiones, refracciones y transmisiones que las ondas sufren al pasar por las distintas capas de la sub-superficie*). provenientes del subsuelo y que proveen información de las estructuras del interior de la Tierra (Schuster, 2009). La correlación entre un par de trazas sísmicas y la suma del correlograma resultante para diferentes pares de estaciones es el procesamiento básico de la IS (Gouedard *et al.*, 2008). De esta manera, se obtiene la señal que se registra debido a una fuente y/o receptores virtuales, conocida como la función de Green. Claerbout (1968) fue pionero dentro de este campo y mostró cómo la función de Green sobre la superficie de la Tierra podía ser obtenida auto-correlacionando registros provenientes de fuentes ubicadas a una determinada profundidad. Para tal efecto, se asumió como desconocida la ubicación de la fuente y el tiempo de excitación. La teoría de Claerbout fue demostrada rigurosamente para un medio unidimensional, siendo validado para sismogramas sintéticos (Claerbout, 1968; Scherbaum, 1987; Katz, 1990), pese a esto, aún se desconocía si la teoría podía ser extendida a un medio tridimensional.

Rickett y Claerbout (1999) postularon que la correlación de trazas sísmicas podía ser extendida a modelos multidimensionales y nombraron a este método “*Acoustic Daylighth*”, el término “daylighth” implica una distribución aleatoria de fuentes que emiten energía sísmica incoherente. Rickett y Claerbout (1999) concluyen que la correlación cruzada de trazas generadas por una distribución de fuentes a profundidad, pero registradas sobre la superficie de la Tierra, podía proveer sismogramas virtuales. Rickett y Claerbout (1999) enunciaron entonces que con la cros-correlación de trazas registradas sobre la superficie terrestre se puede construir el campo de ondas que se registraría en una estación ubicada en un punto **A** si una fuente fuese colocada en otro punto **B**. Los esfuerzos por validar las aseveraciones de Claerbout (Cole, 1995; Baskir y Weller, 1975) para un medio tridimensional fueron inconclusos, ellos correlacionaron trazas sobre largas ventanas de tiempo y apilaron los registros, pese a ello sus resultados no validaron la hipótesis que Claerbout propuso en 1968. Duvall *et al.* (1993), con ayuda de mediciones satelitales del movimiento en la superficie del Sol, realizó la cros-correlación de los registros de vibración solar con el fin de inferir

información acerca de la estructura interna del Sol, construyendo de esta manera las bases de lo que se conocería como la Heliosismología. Rickett y Claerbout (1999) presentaron una colección de registros virtuales obtenidos mediante correlación de registros de vibración provenientes de la superficie solar que demostraban empíricamente la validez de la conjetura de Claerbout propuesta en 1968. Irónicamente, la correlación de registros de vibración solar demostró convincentemente la veracidad de la técnica *Acoustic Daylight* aún antes de ser probada en la Tierra, por ello se le llamó de manera formal Heliosismología.

Schuster (2001) renombró *acoustic daylight* por Interferometría Sísmica. Uno de los logros más notorios en este campo de la sismología de exploración fue desarrollado por Snieder *et al.* (2002); Campillo y Paul (2003), quienes mostraron cómo la interferometría sísmica puede ser usada para extraer información del subsuelo usando registros de la coda de los sismos, la cual está dominada por múltiples eventos de *scattering* (Gerstoft *et al.*, 2006). Recientemente, Wapenaar *et al.* (2002) demostraron rigurosamente la propuesta de Claerbout (1968) usando el teorema de Green, con lo que se proveía una base matemática sólida a la teoría de la interferometría sísmica. Como resultado surgió la ecuación que gobierna la interferometría sísmica, la ecuación acústica recíproca de tipo correlativo (Wapenaar, 2004).

Actualmente se emplea la Interferometría Sísmica para intentar resolver problemas de la sismología de exploración petrolera (Schuster, 2009) donde se busca mejorar las imágenes de migración bajo cuerpos subsalinos, proveer imágenes de tomografías de ondas superficiales (Gouedard *et al.*, 2008) o determinar la estructura del subsuelo con imágenes de reflexión (Draganov *et al.*, 2007; 2009).

### ***3.3.1 Medición de la velocidad de grupo de ondas de Rayleigh en datos de ruido sísmico***

La metodología que se utilizó para el procesamiento de datos de ruido ambiental y la obtención de curvas de dispersión de ondas superficiales consistió en cuatro etapas principales de acuerdo con Bensen *et al.* (2007), las cuales se describen brevemente a continuación (Figura 7):

**Fase I:** consiste en la preparación de los datos de las series de tiempo de cada estación individualmente. Dicha preparación se lleva a cabo en tres etapas. En la primera etapa se preparan los datos crudos de forma individual, al removerles la respuesta instrumental, la media y la tendencia, también se les aplica un filtro de pasa-banda (dependiendo propósito del análisis) y son cortados. En la segunda etapa se lleva a cabo la normalización temporal (normalización en el dominio del tiempo), que es un procedimiento para reducir el efecto de los sismos, irregularidades instrumentales y las fuentes de ruido no estacionarias cercanas a las estaciones. La tercera etapa es la normalización o blanqueado espectral en la cual se busca reducir el efecto de sismos en el espectro de cada estación. Además, reduce la degradación causada por fuentes monocromáticas persistentes. La técnica de blanqueado en frecuencia (p.e., Lee, 1986) se aplica exclusivamente al espectro de amplitud, permitiendo que el espectro de fase de la señal original se mantenga (Figura 7 a)).

**Fase II:** consiste en aplicar la crosacorrelación o correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones. Para satisfacer las aproximaciones de campo lejano la distancia entre las estaciones  $\Delta$  debe al menos tres veces la longitud de onda (Bensen *et al.*, 2007) o bien  $T < \Delta/3c$ , donde  $c$  es la velocidad y  $T$  el periodo. Aunque algunas distancias entre estaciones pueden ser demasiado cortas o demasiado largas para obtener mediciones confiables, en este trabajo se calcularon las correlaciones cruzadas entre todos los pares de estaciones disponibles. El tamaño de ventana propuesto para la crosacorrelación en la metodología de Bensen *et al.* (2007) es de 24 horas por practicidad, pero en otros estudios se han utilizado tamaños variables de ventana, como 2 horas (Verbeke, 2012), 4 horas (Groos, 2010) o 10 horas (Liang y Langston, 2008). Para este trabajo se utilizan ventanas de 1 hora, 30 minutos y 10 minutos.

Después de realizar la crosacorrelación en ventanas de determinada longitud, todas son sumadas o apiladas, con el fin de mejorar la emergencia de señales a través de su apariencia coherente. El efecto del tiempo de grabación es relevante, el apilamiento de largas series de tiempo mejora considerablemente la recuperación de la función de Green y el cociente señal-ruido (SNR) (Figura 7 b)).

**Fase III y IV:** Una vez obtenida la función de Green entre los pares de estaciones se procede al cálculo de las velocidades de grupo y fase, las cuales se estiman utilizando el análisis

frecuencia-tiempo (FTAN) (Levshin *et al.*, 1989), siguiendo lo descrito por Bensen *et al.*, (2007). Posterior al análisis FTAN se realiza una selección de los resultados aceptables correspondientes a la fase IV (Figura 7 c)).

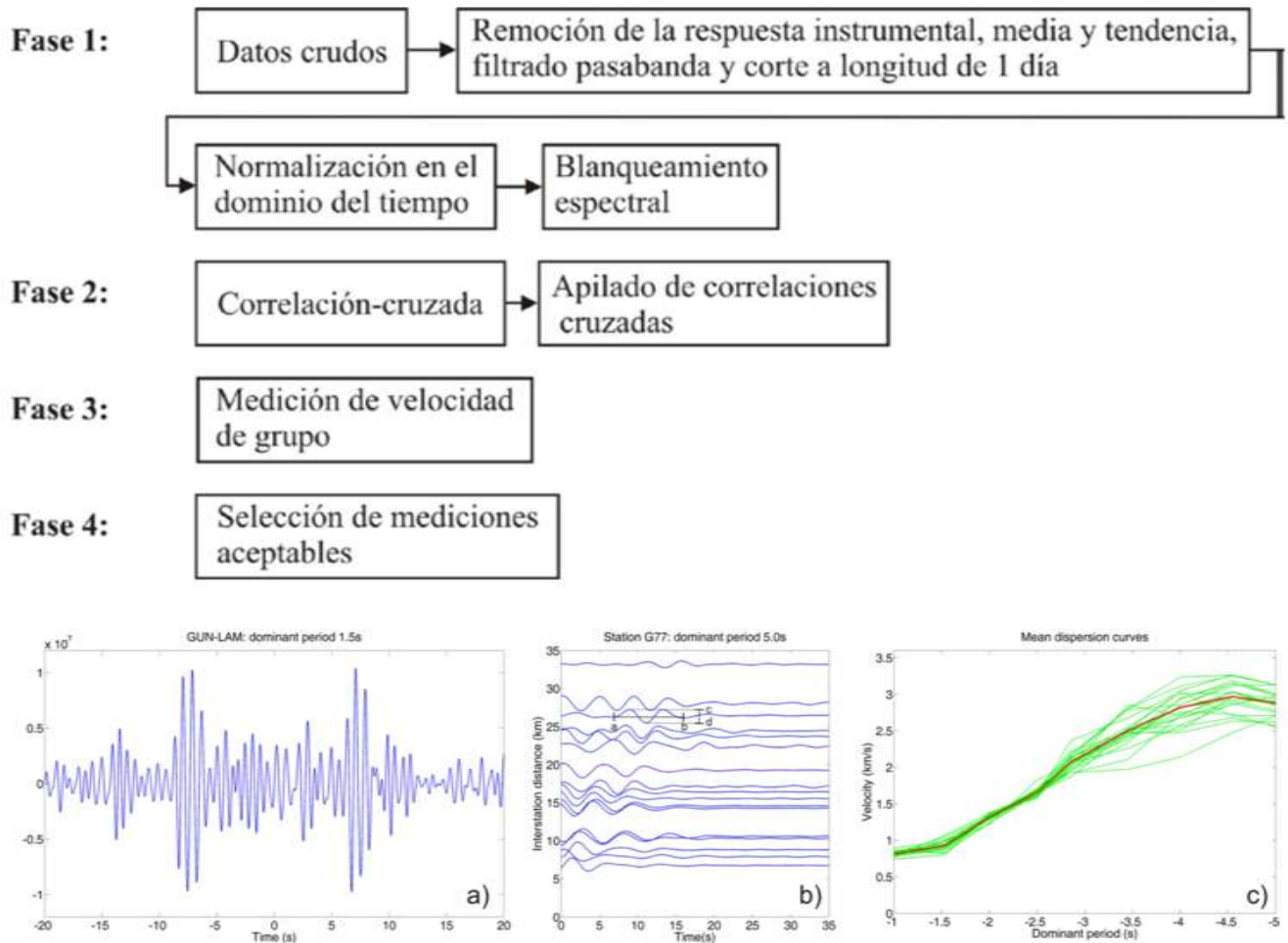


Figura 7. Representación esquemática del procesamiento de datos de ruido sísmico. La fase 1 (a) contiene los pasos involucrados en la preparación individual de los datos). La fase 2 (b) corresponde a las correlaciones cruzadas entre pares de estaciones y su apilado. Las fases 3 y 4 (c) contemplan el cálculo de curvas de dispersión y su selección. (Modificado de Bensen *et al.*, 2007; Caló *et al.*, 2013).

#### **4.- Zonas de estudio**

Las zonas de estudio se localizan dentro de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) (Figura 8 izquierda). La FVTM se define como un arco magmático continental que se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La FVTM inicio a formarse durante el Mioceno medio y tardío, como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999). De manera muy sintética la historia geológica de la FVTM se puede dividir en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, (3) un episodio silícico de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Se ha vuelto costumbre dividir a la FVTM en tres sectores o porciones con base en su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988), una porción occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a); y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La mayor concentración de manifestaciones termales en el país se distribuye en la FVTM (Prol-Ledesma y Juárez, 1986; González-Ruiz *et al.*, 2015), siendo por sus características geológicas, vulcanismo reciente y tectonismo, la provincia de mayor potencial geotérmico. En la región oeste de la FVTM se ubican manifestaciones termales muy cercanas, Lago de Cuitzeo, Araró-Zimirao y Los Azufres, siendo el último un campo activo asociado a una caldera dentro de la zona Morelia-Acambay (Pasquaré *et al.*, 1988; Ferrari *et al.*, 1991).

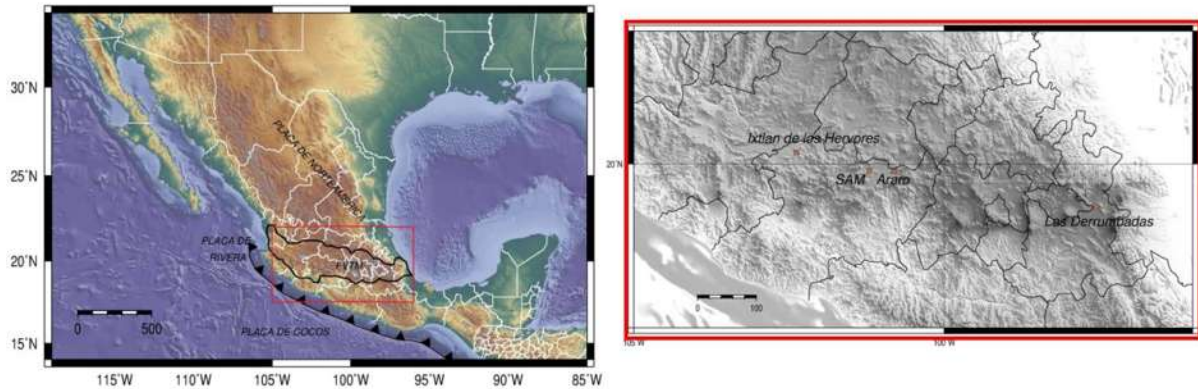


Figura 8. Ubicación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana, en el recuadro rojo se muestra el mapa de las zonas analizadas que en el estado de Michoacán se encuentran las zonas de Cuitzeo, Araró e Ixtlán de los Hervores y en el estado de Puebla se encuentran las Derrumbadas.

#### ***4.1.1 Descripción del campo geotérmico de San Agustín del Maíz Michoacán.***

La zona geotérmica San Agustín del Maíz se localiza en la parte centro-sur del Lago de Cuitzeo, a 23 km de la ciudad de Morelia Michoacán y a 4 km al sur de la localidad de Cuitzeo, Mich. (Figura 9). El lago de Cuitzeo es un cuerpo aislado, situado entre 19° 53' 15'' y 20° 04' 34'' de latitud Norte y 100° 50' 20'' y 101° 19' 34'' de longitud Oeste a 1880 m.s.n.m. Dentro del sector central de la FVTM, forma parte de una serie de paleolagos de origen tectónico limitado por fallas mayores con orientación E-W y NE-SW (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 1999). El lago de Cuitzeo está localizado dentro del sistema de fallas denominado Morelia-Acambay (MAFS por sus siglas en inglés) el cual consiste en una secuencia de fallas con tendencia E-W y NNE-SSW dentro de la FVTM.

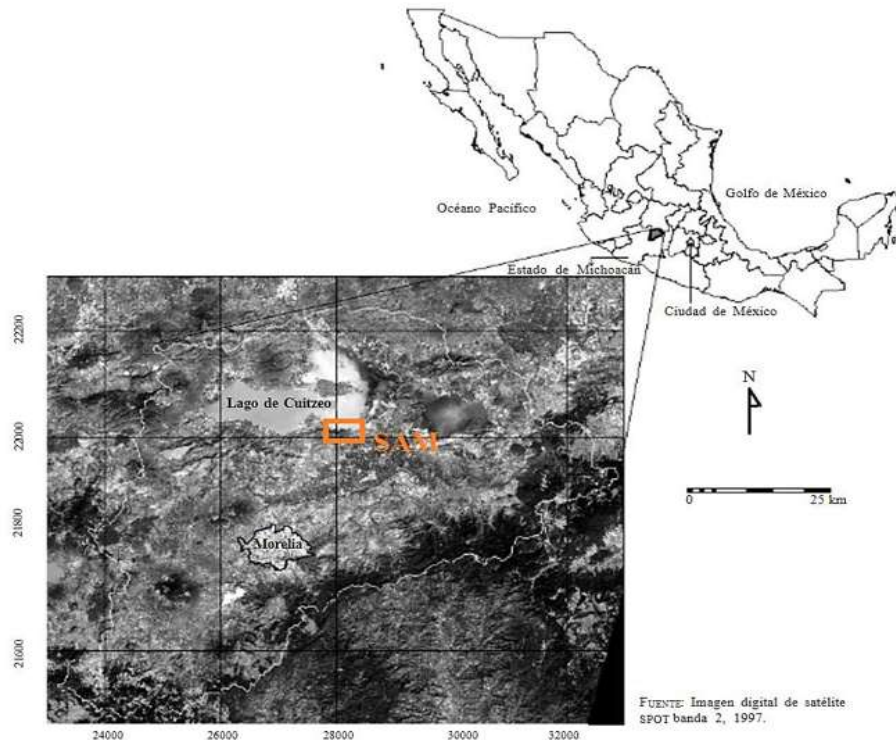


Figura 9. Localización de San Agustín del maíz (SAM) centro-sur del Lago de Cuitzeo, el cual a su vez se encuentra en zona norte del estado de Michoacán. (Modificada de López-Granados *et al.*, 2002).

La Cuenca de Cuitzeo, de 3977 km<sup>2</sup>, alberga uno de los lagos más grandes de la zona, se ha reportado que la región sur del lago posee agua subterránea del tipo neutro-alcalino con zonas de recarga localizadas en el borde de las montañas (hacia el este de Zinapécuaro y el oeste de Morelia). A partir de su composición química, las direcciones de los flujos subterráneos de agua son desde el sur hacia el norte (Segovia *et al.*, 2005). En la región sureste del lago, en Queréndaro, el flujo tiene la dirección sureste-noroeste siguiendo el sistema de fallamiento local (Israde-Alcantara y Garduño-Monroy, 1999; Garduño-Monroy, 1999). A partir de registros de pozos, Segovia *et al.* (2005) sugieren que uno o más reservorios geotérmicos pueden estar presentes en la Cuenca de Cuitzeo, de forma que el agua de la región de Araró estaría relacionada con los fluidos geotérmicos de la zona geotermal de Los Azufres. A partir de monitoreo químico con geotermómetros, Segovia *et al.* (2005) también determinan que las temperaturas del reservorio geotérmico varían desde 165° a 220°C con un eficiente flujo de fluidos en la zona.

A través de datos obtenidos por CONAGUA y muestras de un pozo en perforación cercano a San Agustín del Maíz, se han elaborado columnas litológicas de dos pozos que representan una sección de la litología en el subsuelo del área de investigación.

#### Pozo El Páparo (Copándaro)

Este pozo fue perforado a una profundidad de 80 m, el registro muestra que fueron cortados elementos clásticos con una granulometría gruesa y cuyo espesor es de 20 m, posteriormente cambia a una litología más fina que puede estar relacionada con las secuencias lacustres del Lago de Cuitzeo y que han sido desplazados por efecto de una falla. En este pozo se tiene el registro de una unidad volcánica de composición basáltica, de la cual no se tiene registro de un evento efusivo en el área. El resto de pozo está conformado por tobas y que de acuerdo a su ubicación ha sido relacionada con la ignimbrita de Cuitzeo (Figura 10, izquierda) (Guevara-Alday, 2015).

#### Pozo SAM

El registro de este pozo fue elaborado por la existencia de testigos físicos en el área, este pozo tiene una profundidad máxima de 70 m. La primera parte del registro está conformada por la existencia de una capa de arcillas muy superficial, seguido por la existencia de una capa de aportes clásticos en una matriz de granulometría de limos y arcillas, correlacionada a los sedimentos lacustres. El registro muestra además la existencia de una unidad piroclástica que sobreyace a la unidad andesítica que debido a su ubicación se relaciona con los productos del cono de escoria en el área (Figura 10, derecha) (Guevara-Alday, 2015).

A través del CeMIE-Geo por parte del proyecto N° 17 se obtuvo una columna litológica tipo de San Agustín del Maíz, que presenta hacia su base a las andesitas del basamento local 19 a 18 Ma, a las cuales le sobreyace una secuencia volcánica conformada por intercalaciones de lavas andesíticas y flujos de ignimbritas hasta ahora de origen desconocido, a su vez le sobreyace una secuencia ignimbritica que es coronada por vulcanismo reciente como por sus productos (Figura 11).

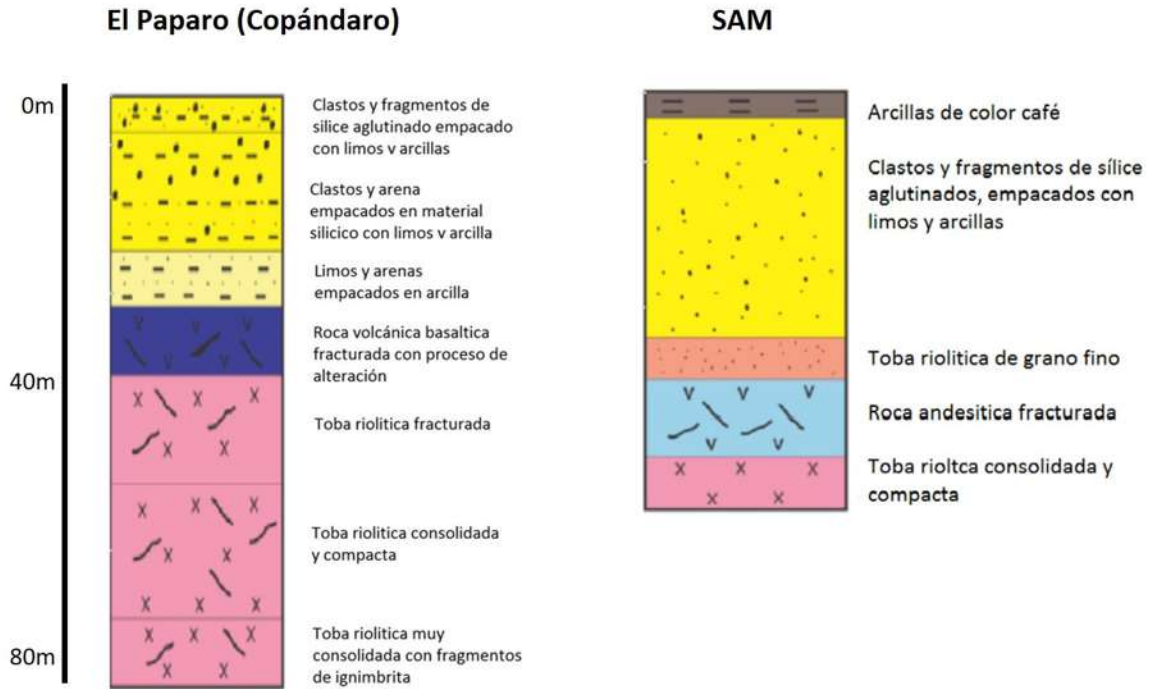


Figura 10. Registro de pozos cercanos al área de investigación. (Modificada de Guevara-Alday, 2015).

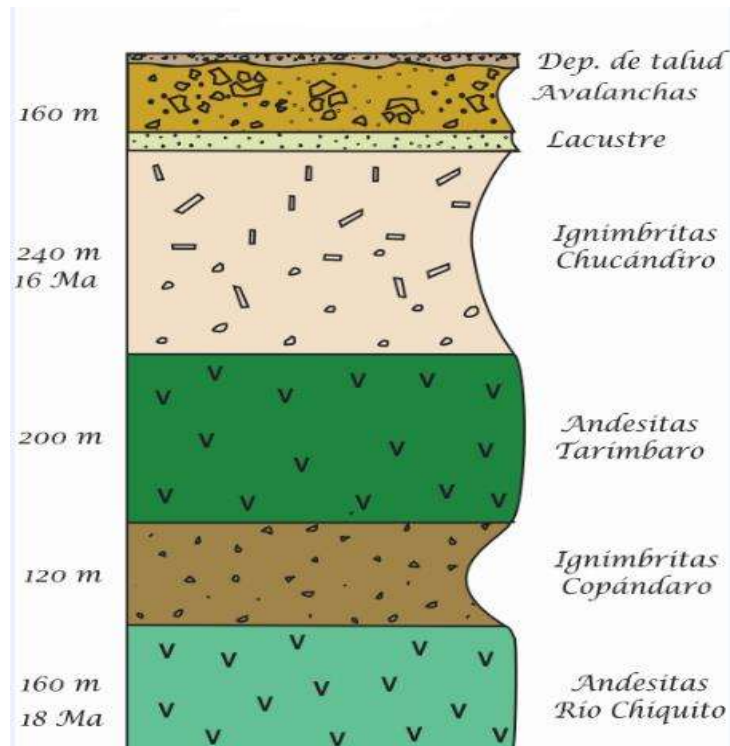


Figura 11. Columna litológica de la zona de San Agustín del maíz 880 m de espesor (Noemí Trujillo, Joaquín Gómez; P-17 CeMIE-Geo).

### 4.1.2 Descripción del campo geotérmico de Araró Michoacán.

La zona de Araró se ubica en la porción nororiental del Estado de Michoacán, a unos 40 kilómetros al noroeste de Morelia, unos 30 kilómetros al noreste del campo geotérmico de Los Azufres, y al oriente del Lago de Cuitzeo. Se localiza entre las coordenadas: 19°52'30" y 19°55' de latitud norte y 100°48' y 100°52'30" de longitud oeste, y a unos 1900 msnm de elevación (CFE, 1989 en Hiriart, 2011). Fisiográficamente, yace en la parte oriental de la FVTM (Figura 12a). La zona se encuentra al interior de una depresión tectónica de dirección general E-W, conocida como Graben de Cuitzeo (Figura 12b), dentro de la tendencia regional del Graben Chapala (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005). La región está afectada por fallas normales de orientación preferencial E-W, la Falla Huingo al norte y relacionada a la ocurrencia de las manifestaciones termales, Falla Araró-Zimirao en la parte intermedia y la Falla El Caracol al sur (Figura 12c) (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005).

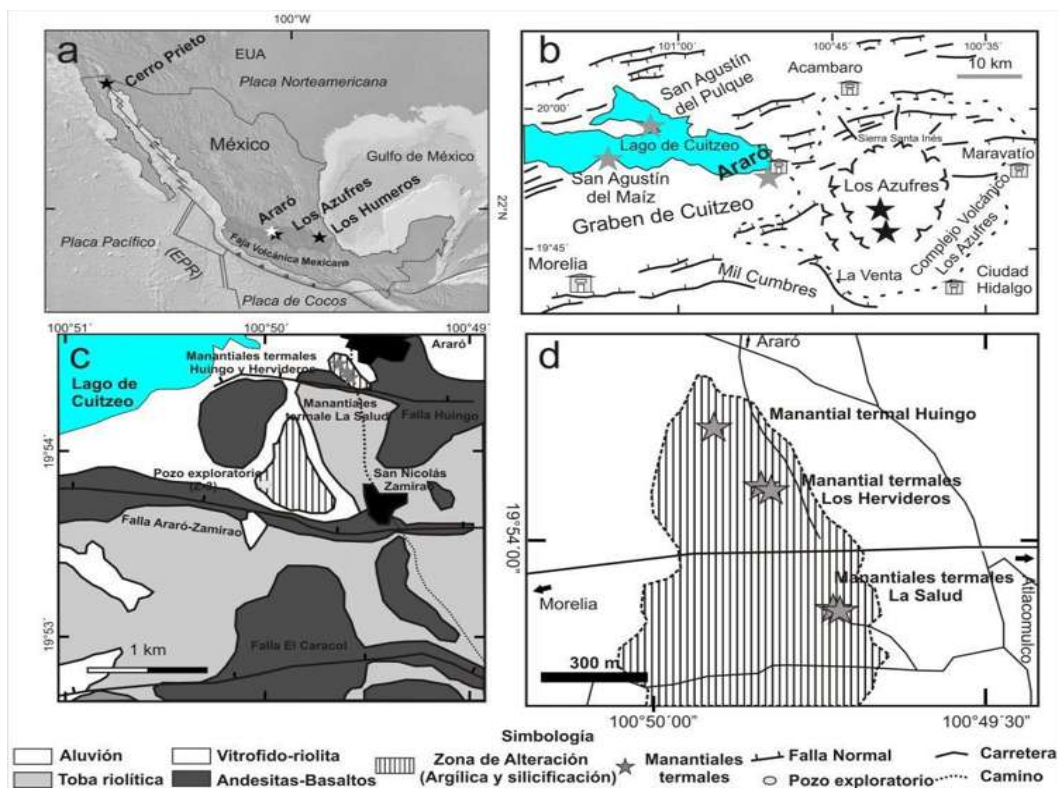


Figura 12. Ubicación de la zona geotérmica Araró. a) Ubicación regional de las zonas geotérmicas de Araró, Los Azufres, Los Humeros dentro de la FVTM, b) Mapa de los rasgos tectónicos más importante de la región de Araró, c) Mapa geológico de la zona de manantiales termales de Araró, d)

Localización de los manantiales termales de Huingo, Hervidero, y La Salud. (Tomada de Avalos-Tapia *et al.*, 2015).

La zona ha sido estudiada por CFE llegando a la perforación de dos pozos exploratorios a profundidades alrededor de los 2000 m con temperaturas entre 220 y 250 °C, el yacimiento lo clasifican como de líquido dominante, con salinidad total del orden de 4000 ppm y descarga rápida con escasa pérdida de calor, que parece haber presentado varios episodios de auto-sellamiento (por el depósito de minerales hidrotermales) e hidro-fracturamiento naturales. Se considera que el yacimiento geotérmico estaría contenido en una secuencia de rocas andesíticas más antiguas que las que afloran en la periferia, de probable edad miocénica y semejantes a las que hospedan a los fluidos en el campo de Los Azufres, que presentan un fuerte fracturamiento (CFE, 1989 en Hiriart, 2011). El potencial estimado del yacimiento es entre 20-30 Mw (CFE, 1989 en Hiriart, 2011; Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003), lo que lo hace un prospecto geotérmico relevante. La actividad volcánica más reciente está representada por derrames lávicos y conos cineríticos de composición andesítica y basáltica del Pleistoceno. Las rocas que afloran en la región pueden ser agrupadas en tres unidades: (Figura 13) andesitas basálticas (Qpab) del Pleistoceno temprano, tobas riolíticas (Qtr) con una edad entre 1.2 y 0.9 Ma y riolitas vítreas (Qrv) con edades entre 1,54 y 1,19 Ma, además de algunos depósitos aluviales. (Departamento de Exploración, 1989; Casarrubias *et al.*, 1990).

De acuerdo con las rocas cortadas por el pozo Z-3 en el subsuelo de Araró, hay una capa fina (~ 3 metros) de un depósito de sinter incluyendo sedimentos lacustres con diatomeas, junto con algunos clastos andesíticos. Bajo la capa de sinter, hay alrededor de 33 metros de tobas depositadas en un ambiente lacustre, perteneciente a la unidad superficial de depósitos aluviales (Qal) (Figura 13), de la edad del Plioceno-Pleistoceno. Estas tobas están constituidas por ceniza y clastos de lapilli con plagioclasa, biotita y piedra pómez. A partir de una profundidad de 36 m hay rocas intermedias y básicas representadas por andesitas y basaltos, y un intervalo que presentan rocas piroclásticas (tobas líticas y vítreas) (Figura 14) (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2001).

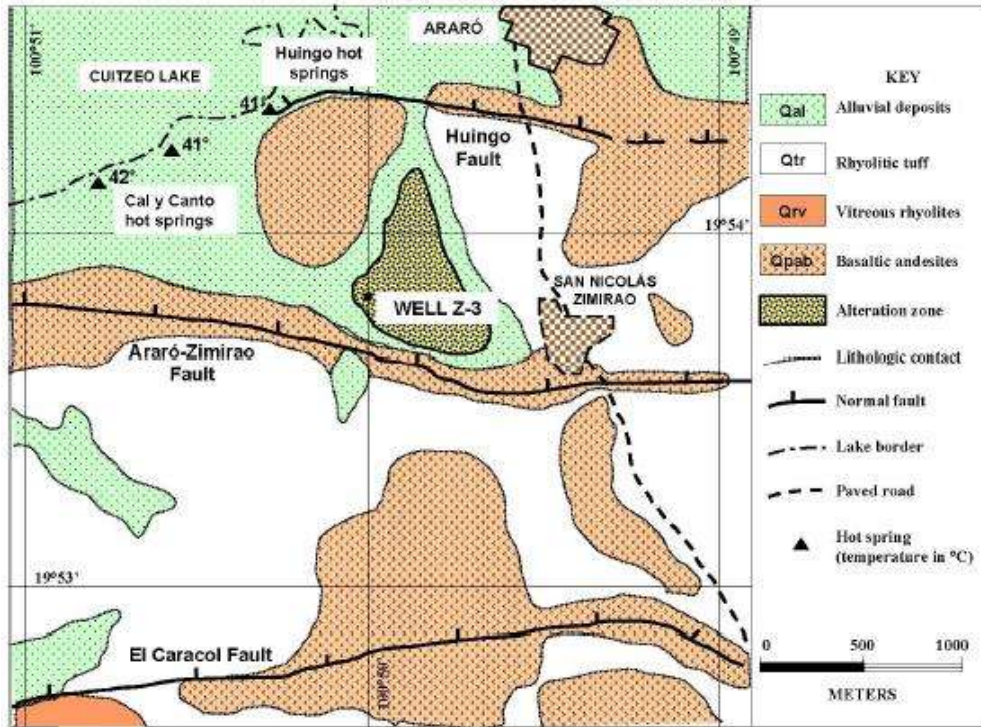


Figura 13. Mapa geológico generalizado de la zona geotérmica Araró. (Tomada de Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2005).

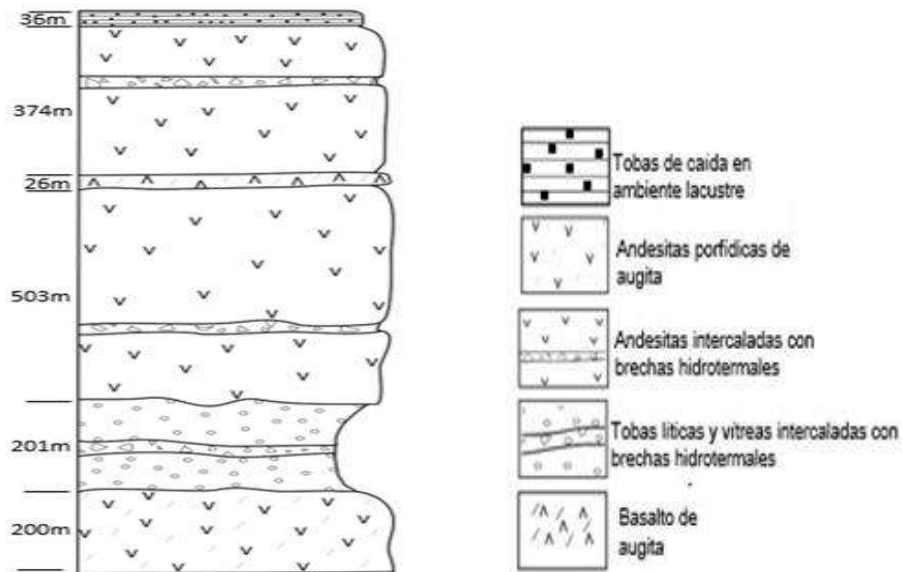


Figura 14. Descripción de la columna litológica de acuerdo con las rocas cortadas por el pozo Z-3 en el subsuelo de Araró. (Tomada de Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2001).

### ***4.1.3 Descripción del campo geotérmico de Ixtlán de los Hervores Michoacán.***

Se ubica en la parte noroccidental del estado de Michoacán, a unos 175 km al noroeste de la ciudad de Morelia, y relativamente cerca del límite con el estado de Jalisco, en las coordenadas 20°10' de latitud norte y 102°24' de longitud oeste, y a una elevación aproximada de 1550 msnm. La zona está localizada en la provincia fisiográfica de la FVTM entre las sub-provincias volcánicas del Graben de Chapala y Vulcanismo Cuaternario del Estado de Michoacán (Figura 8).

En el área se ha desarrollado un vulcanismo intenso, que abarca desde fines del Terciario (Mioceno Superior) hasta el Cuaternario (Pleistoceno Superior). La base de la secuencia son andesitas y basaltos, cubiertos por rocas lacustres (limolitas y dolomías del Plioceno Medio) que rellenan el Graben de Chapala y que a su vez son cubiertas por basaltos y andesitas alcalinas del Plioceno Tardío, que constituyen edificios como los volcanes Nogales y Encinal, así como eventuales conos cineríticos. Entre los afloramientos cuaternarios, los más extensos son de andesitas y basaltos del Pleistoceno Temprano, coronados por abundantes conos cineríticos del Pleistoceno Tardío.

La zona se ubica en la prolongación oriental del Graben de Chapala, en la que se observa una serie de fallas normales de dirección noroeste-sureste a este-oeste, algunas de las cuales parecen actuar como conductoras de los fluidos hidrotermales. Las manifestaciones termales ocurren en la intersección entre la Falla Ixtlán-Encinal y la Falla Nogales, entre los poblados de Ixtlán de los Hervores y El Salitre (población adyacente a Ixtlán) a lo largo de unos 2 km (Gutiérrez Negrín *et al.*, 1989; Departamento de Exploración, 1990; Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2007). La falla Ixtlán-Encinal forma parte del flanco norte del graben de Chapala. Se extiende desde el extremo NW de la zona, siguiendo el cauce del río Duero. esta falla se puede seguir por la presencia de las manifestaciones termales superficiales. Tiene una longitud total de unos 30 km, con una alineación general NW-SE y una inclinación de 80° al SW. Rosas *et al.* (1989) consideran que esta falla podría estar compuesta por dos, que

se unirían justamente donde son interceptadas por la Falla Nogales, la cual tiene un rumbo NE-SW y unos 6 km de longitud (Figura 15).

Se considera que el yacimiento podría estar contenido en la secuencia andesítico-basáltica del Mioceno que subyace a los productos volcánicos plio-cuaternarios y a los depósitos lacustres del Plioceno. La fuente de calor podría ser alguna de las cámaras magmáticas que ha alimentado al vulcanismo plio-cuaternario (Gutiérrez Negrín *et al.*, 1989; Departamento de Exploración, 1990; Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2007).

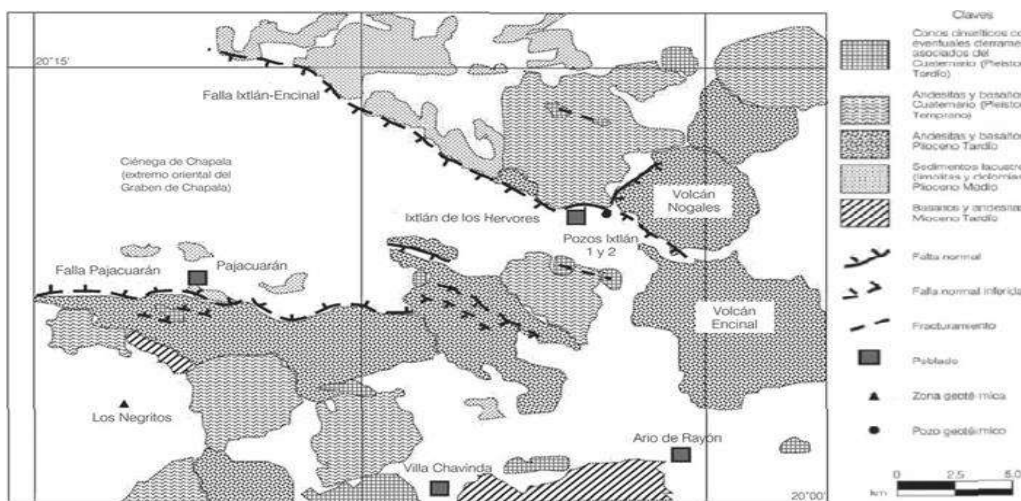


Figura 15. Mapa geológico simplificado de Ixtlán de los Hervores. (Modificado de Rosas y Olguín, 1981).

Entre octubre de 2004 y enero de 2005 se perforó el pozo Ixtlán 2 en la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores. El pozo fue perforado por un patronato de desarrollo turístico de la zona, a fin de mantener el atractivo del llamado “Géiser de Ixtlán”, el cual era un antiguo pozo perforado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) en 1957 a 1.5 km del poblado de Ixtlán de los Hervores con 49.5 m de profundidad, con objetivos de exploración geotérmica. El pozo fluyó desde 1958, pero a últimas fechas había dejado de hacerlo. A partir de 1958, el pozo empezó a ser conocido como el “Géiser de Ixtlán”, y se convirtió en un atractivo turístico local. La columna litológica atravesada por el pozo denominado en adelante Ixtlán 1 para diferenciarlo de la nueva perforación, consiste de una alternancia de

arcillas, basaltos, lutitas, arenas finas y caolín (Casarrubias y Otero, 1997), que pueden considerarse como parte del paquete de sedimentos lacustres del Plioceno Medio.

A solicitud del gobierno del estado de Michoacán, la Comisión Federal de Electricidad, a través de su Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos (GPG), proporcionó apoyo técnico y asesoría para la perforación del nuevo pozo Ixtlán 2, incluyendo su localización a 100 metros de distancia del pozo Ixtlán 1, siguiendo la traza de la falla Ixtlán-Encinal.

Aunque no se recuperaron muestras de núcleo, la CFE decidió estudiar las muestras de canal procedentes de la perforación, debido a que el área sigue siendo considerada como una zona de interés geotérmico (Departamento de Exploración, 1990). De acuerdo con el estudio petrográfico, los primeros nueve metros de profundidad del pozo Ixtlán 2 corresponden a depósitos aluviales recientes, debajo de los cuales se definieron dos paquetes litológicos bien diferenciados, que se correlacionan con las unidades aflorantes de sedimentos lacustres del Plioceno Medio, y con los basaltos y andesitas del Mioceno Tardío. Entre los 9 y 78 m de profundidad, el pozo atravesó un paquete de sedimentos compuestos de argilitas, con un elevado grado de compactación, y cantidades variables de limos, arenas y algunas gravas. Dentro de la arcilla primaria depositada *in situ* en la cuenca lacustre predomina la montmorillonita. Las arenas están constituidas por fragmentos de rocas volcánicas, como basaltos y andesitas, con escasos fragmentos de rocas riolíticas. Se observó además material bituminoso y tallos de vegetales preservados. Entre los 78 metros y la profundidad total del pozo (159 m), se atravesó un paquete compuesto por intercalaciones de andesitas basálticas y basaltos. Estos basaltos parecen las partes menos evolucionadas y las andesitas básicas las más diferenciadas del magma original que produjo ambos tipos de roca (Figura 16) (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2007).

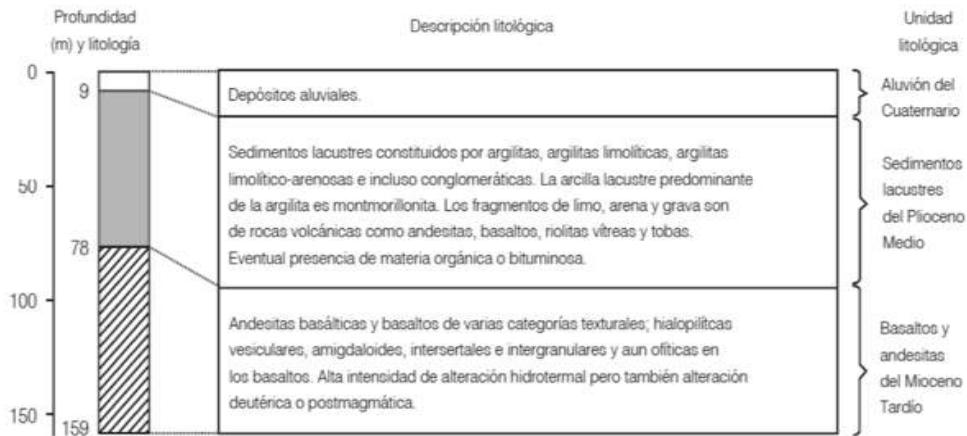


Figura 16. Litología y mineralogía secundaria encontrada en el pozo Ixtlán 2. (Tomada de Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2007).

#### 4.1.4 Descripción del campo geotérmico de Las Derrumbadas, Puebla.

El área de Las Derrumbadas está ubicada en la parte oriental de la FVTM y en la porción centro-oriental del estado de Puebla en sus límites con el estado de Veracruz, constituyendo una superficie de 2.625 km<sup>2</sup>, queda comprendida entre las coordenadas 19° 00' y 19°25' de Latitud Norte, y 97° 15' y 97° 45' de Longitud al Oeste del Meridiano de Greenwich (Figura 8). Las rocas que afloran en la región son sedimentarias, ígneas (extrusivas e intrusivas) y metamórficas con edades que varían desde el cretácico Inferior al reciente (Yáñez García y Casique Vásquez, 1980).

La presencia de fumarolas y rocas alteradas asociadas en los domos gemelos riolíticos Las Derrumbadas, induce un sistema geotérmico (Jena, 1988). En el año de 1980, la CFE realizó una exploración geotérmica sobre el área, haciendo hincapié al Domo Sur, ya que en su cima presenciaba manifestaciones termales de tipo fumarolas con temperaturas de 58° a 76°C y en la base poniente, ex hacienda “La Ventana”, registraron temperaturas de 41° a 52°C y depósitos de sílice y caolinización. Concluyeron que el probable yacimiento podría estar contenido en calizas del Cretácico Medio y/o Superior, de ambiente arrecifal de plataforma, que debido a su porosidad primaria y secundaria presentan buenas condiciones para actuar como roca huésped (Romero-Ríos *et al.*, 1985).

Yañez-García y Casique (1980) fecharon a los dos domos principales de Las Derrumbadas con el método  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  que dio una edad de 320,000 años considerándolos contemporáneos entre ellos. En 1985 los autores Siebe y Verma proponen que los domos sean mucho más recientes, y basándose en las observaciones morfológicas, indicaron una edad de entre 40,000 y 10,000 años. También, mencionaron que la litología de los domos era de composición riolítica.

Carrasco Nuñez *et al.* (2007) realizaron un estudio del maar de Atexcac, localizado al Noreste del domo Norte. En este estudio diferenciaron tres secuencias, siendo la primera la pre-maar, la cual se componía de rocas calizas del mioceno y lavas basálticas (fechadas en  $33 \pm 8$  Ka). Posteriormente, vino erupción freatomagmática y finalmente la secuencia post-maar que se conforma por depósitos de brechas de obsidiana provenientes de los domos de las Derrumbadas. Se encontró que los líticos más comunes en toda la columna son fragmentos de andesita, con excepción de la zona del basamento. Un año más tarde, se realizó el estudio del cerro Pizarro, localizado al noroeste de Las Derrumbadas. En el estudio se diferenciaron, en primer lugar un episodio eruptivo basáltico constituido de dos secuencias de lava (fechado en  $190 \pm 20$  Ka), seguido por una erupción de composición riolítica (fechada en  $116 \pm 12$  Ka) y por último una reactivación que generó una secuencia piroclástica fechada en  $65 \pm 10$  Ka (Carrasco Nuñez *et al.*, 2008).

Austin Erickson (2010) describe las características del anillo piroclástico de Tepexitl, localizado al SSE del Domo Sur. En este anillo se identifican dos secuencias eruptivas principales, dentro de las cuales se diferencian seis facies, tres fases incluyen depósitos masivos de tamaño de grano de ceniza fina y los últimos tres presentan pseudoestratificación tamaño ceniza gruesa a lapilli fino. Los líticos dominantes en los depósitos son de riolitas, obsidiana y pómez. El mecanismo propuesto para el origen de la erupción freatomagmática que generó el anillo piroclástico es la intrusión de una pluma magmática que estuvo en contacto con el acuífero superficial.

## ***4.2 Descripción de las campañas de monitoreo sísmico***

Se instalaron estaciones sísmicas de banda ancha, en San Agustín del Maíz, Araró, Ixtlán de los Hervores Mich. y las Derrumbadas Puebla, creando arreglos de diversas geometrías en la medida de lo posible, cada estación estaba compuesta por un sensor de banda ancha marca Trillium Compact 120s (Figura 17 A), con respuesta plana en frecuencia de 0.1 Hz a 10 Hz (Figura 17 B), un digitalizador de tercera generación marca RefTek 130s de tres canales y resolución de 24 bits, configurado a 100 muestras por segundo con grabación en tiempo (Figura 17 C), antena de GPS y batería. En promedio los monitoreos tuvieron una duración de entre 1 a 5 días.

Se procuró obtener una buena cobertura azimutal para los arreglos espaciales de los sismógrafos, aunque los resultados de la metodología SPAC son independientes de la geometría utilizada en el arreglo (Chávez-García *et al.*, 2005).

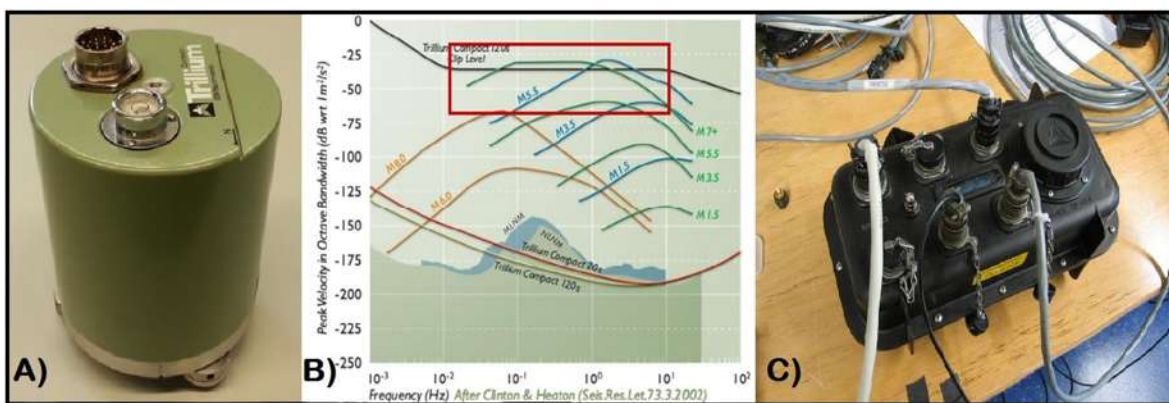


Figura 17. A) sensor Trillium Compact 120s, y su respuesta instrumental B), C) digitalizador RefTek 130s, (<http://www.nanometrics.ca/seismology/products/trillium-compact>).

Una vez terminada la adquisición de datos de ruido sísmico en campo, los datos son exportados en formato SAC utilizando software para análisis de sismicidad (SAC por sus siglas en inglés). Posteriormente cortados en una ventana de tiempo común entre los registros de todas las estaciones. Se realizó un proceso de deconvolucionados para eliminar la respuesta del instrumento. Y finalmente procesados en GEOPSY.

Descripción de campañas de exploración sísmica:

En total se han realizado diez campañas de exploración sísmica donde se instalaron estaciones temporales compuestas por el equipo descrito anteriormente, aquí se analizaron únicamente cuatro campañas, estas campañas se describen a continuación:

#### Campaña 1 (C1)

La primera campaña se realizó en los alrededores del Lago de Cuitzeo Mich., los días 26 y 27 de febrero del 2015, se instalaron siete estaciones, se registró ruido sísmico durante 11 horas, de esta campaña se analiza únicamente el registro de la estación 8 (EST8), ubicada en Copándaro de Galeana. la geometría y las coordenadas del arreglo se muestran en la Figura 18 y Tabla 5.

#### Campaña 2 (C2)

La segunda campaña se realizó en los alrededores del Lago de Cuitzeo Mich., el día 29 de mayo del 2015, se instalaron ocho estaciones, se registró ruido sísmico durante 2 horas, de esta campaña se analizaron únicamente los registros de dos estaciones, la estación seis (EST6) y estación siete (EST7) ubicadas en Arumbaro y San Agustín del Maíz respectivamente. La geometría y coordenadas del arreglo se muestran en la Figura 18 y Tabla 5.

#### Campaña 9 (C9)

La novena campaña se realizó en Araró Mich., el día 27 de enero del 2016, se instalaron siete estaciones, se registró ruido sísmico durante 4 horas, de esta campaña se utilizaron todos los registros de todas las estaciones. La geometría y coordenadas del arreglo se muestra en la Figura 18 y Tabla 5.

#### Campaña 10 (C10)

La décima campaña se realizó en Ixtlán de los hervores Mich., los días 28 y 29 de marzo del 2016, se instalaron siete estaciones, se registró ruido sísmico durante 11 horas, de esta campaña se utilizaron todos los registros de todas las estaciones. La geometría y coordenadas del arreglo se muestra en la Figura 18 y Tabla 5.

#### Campaña Las Derrumbadas (CD)

La Campaña se realizó en las derrumbadas Puebla, del día 19 al 25 de octubre del 2016, se instalaron seis estaciones, de las cuales cuatro (EST1, EST3, EST4, y EST5) registraron durante 76 horas (20,21,22 y 23 de octubre del 2016), y las dos estaciones restantes (EST6 y EST7) registraron 24 horas (23 de octubre). Se cortaron los datos en horas, y se hizo el análisis de interferometría para cada conjunto de datos. La geometría y coordenadas del arreglo se muestra en la Figura 18 y Tabla 5.

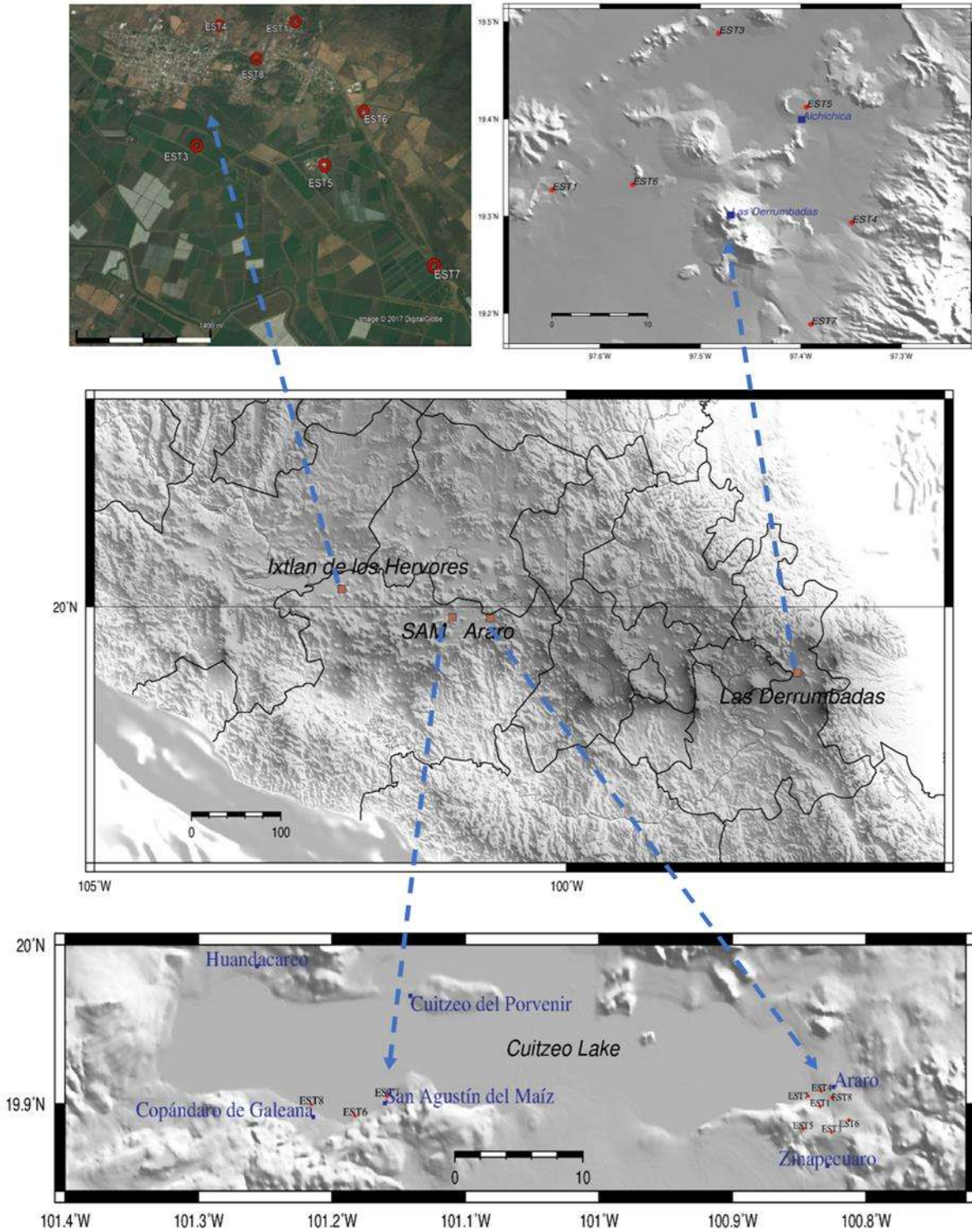


Figura 18. Ubicación de los Arreglos sísmicos para las campañas Cuitzeo (C1 y C2, inferior), Araró (C9, inferior), Ixtlán de los Hervores Mich. (C10, izquierda superior) y Las Derrumbadas (derecha superior), los círculos rojos representan la posición de las estaciones sísmicas.

Tabla 5. Coordenadas y altura respecto el nivel del mar, de las estaciones de todas las campañas.

Campaña	Estación	Localización grados, minutos decimales		h(msnm)	Estación	Localización grados, minutos decimales		h(msnm)
C1	EST1	-101.228106	19.961886	1834	EST6	-101.121302	19.937445	1845
	EST2	-101.17701	19.964453	1844	EST7	-101.158752	19.904507	1849
	EST4	-101.151238	19.96661	1838	EST8	-101.214145	19.898416	1831
	EST5	-101.130238	19.919356	1843				
C2	EST1	-101° 13.686	19° 57.709	1846	EST5	-101° 08.3953	19° 55.8448'	1866
	EST2	-101° 10.603	19° 57.874	1857	EST6	-101° 10.9464	19° 53.5289	1841
	EST3	-101° 11.735	19° 57.780	1839	EST7	-101° 09.5247	19° 54.2715	1842
	EST4	-101° 09.064	19° 57.992	1830	EST8	-101° 12.9218'	19° 53.9612	1839
C9	EST1	100° 50.0366	19° 53.894	1883	EST6	100° 48.7547	19° 53.3376	1955
	EST3	100° 49.5438	19° 52.928	1993	EST7	100° 50.5996	19° 54.2765	1855
	EST4	100° 49.9832	19° 54.472	1861	EST8	100° 49.5405	19° 54.2228	1891
	EST5	100° 50.8055	19° 53.043	1941				
C10	EST1	102°22.6625	20°10.3883	1585	EST6	102°22.1020	20°09.6820	1554
	EST3	102°23.2800	20°09.4392	1536	EST7	102°21.6193	20°08.6810	1544
	EST4	102°23.2547	20°10.3536	1576	EST8	102°22.9359	20°10.0954	1538
	EST5	102°22.3625	20°09.3052	1534				
CD	EST1	97°38.8505	19°19.6296	2367	EST5	97°22.4821	19°23.9722	2335
	EST3	97°28.8873	19°29.2665	2348	EST6	97°34.0544	19°19.9467	2359
	EST4	97°20.9584	19°17.6043	2439	EST7	97°23.4099	19°11.3229	2513

## 5.- Resultados

### 5.1 Construcción de modelos de velocidades para los campos geotérmicos

### ***5.1.1 Zona geotérmica Arumbaro, San Agustín del Maíz (SAM) y Copándaro de Galeana***

#### ***5.1.1.1 Resultados de la técnica H/V***

A continuación se muestran los resultados de la técnica de los cocientes espectrales, con la cual se estima para las estaciones seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8) colocadas en las campañas uno y dos, la frecuencia fundamental ( $f_0$ ), de la campaña uno se utiliza el registro de la estación ocho únicamente, ubicada en Copándaro de Galeana, de la campaña dos se utilizan los registros de las estaciones seis y siete, ubicadas en Arumbaro y San Agustín del Maíz respectivamente, para el análisis se utiliza el software GEOPSY con el cual se estima dicha frecuencia.

En general el proceso para calcular el cociente espectral es el siguiente:

Una vez que se tiene el valor de  $f_0$  para cada sitio, se guarda la curva promedio (Curva en negro Figura 19, izquierda) esta curva es cortada a partir de la frecuencia fundamental y tomada como un curva de dispersión que posteriormente es invertida para obtener el modelo de velocidad de ondas superficiales utilizando el paquete Dinver de GEOPSY, en el cual se carga la curva de dispersión y se parametriza un modelo inicial el cual se ajusta a los datos obtenidos mediante los registros de ruido sísmico, para obtener el modelo de velocidad de ondas superficiales con su respectivo error de ajuste (misfit). Esto se aplicó en todos los casos mostrados a continuación en los cuales se obtiene el cociente espectral.

La Tabla 6 muestran a detalle los resultados de cada modelo (uno por estación) se obtiene la velocidad de ondas superficiales en cada capa, el espesor de las capas, y mediante la clasificación NEHRP se estima el tipo al cual corresponde dicha capa.

En el caso de Arumbaro, con este método se obtuvo una  $f_0$  de 0.8 Hz, del modelo de velocidades una profundidad de exploración mínima de 1.98 m y máxima de 178.53 m.

En el caso de SAM con este método se obtuvo una  $f_0$  de 1.14 Hz, del modelo de velocidades una profundidad de exploración mínima de 3.14 m y máxima de 153.78 m.

En el caso de Copándaro de Galeana con este método se obtuvo una  $f_0$  de 1.87 Hz, del modelo de velocidades una profundidad de exploración mínima de 5.42 m y máxima de 54.11 m.

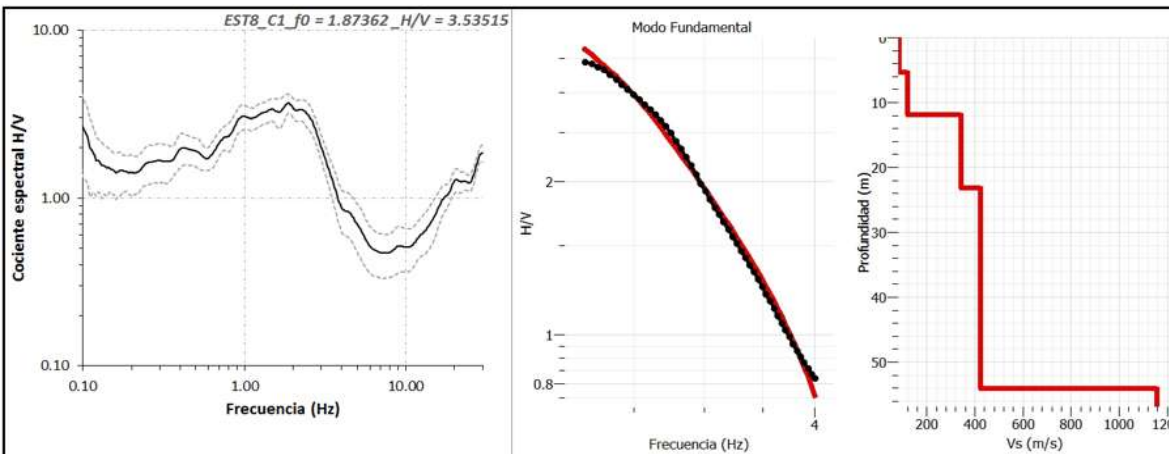
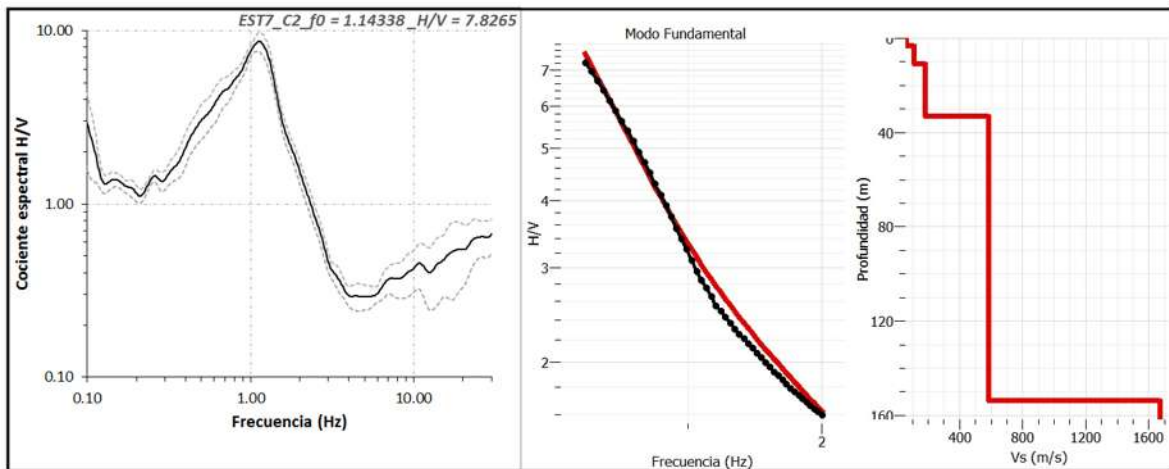
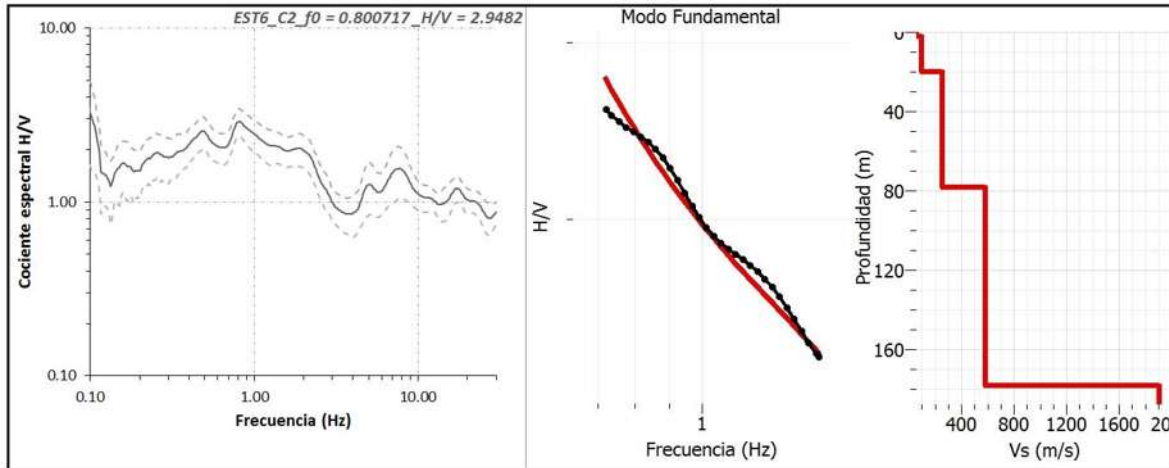


Figura 19. Calculo de la Frecuencia fundamental mediante la técnica del Cociente espectral H/V estimada en Geopsy (izquierda), curva de dispersión (centro) y Modelo de Velocidades (derecha) para las estaciones: seis (EST6) ubicada en Arumbaro, para la estación siete (EST7) ubicada en San Agustín del Maíz, y para la estación ocho (EST8) ubicada en Copándaro de Galeana. Los valores de las frecuencias fundamentales se encuentran en la Tabla 6. y la descripción de los modelos en la Tabla 7.

Tabla 6. Valores estimados de Frecuencia fundamental para las estaciones: seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8) ubicadas en los alrededores del Lago de Cuitzeo.

Estación	$f_0$	Estación	$f_0$
EST6	0.80	EST7	1.14
EST8	1.87		

Tabla 7. Descripción de modelos resultantes para las estaciones: seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8) ubicadas en los alrededores del Lago de Cuitzeo.

	Espesor (m)	Profundidad(m)	Vs (m/s)	Tipo de litología	Misfit
Modelo EST6					
Capa 1	1.98	1.98	61.00	Capa suave	0.00545
Capa 2	18.20	20.18	95.77	Capa suave	
Capa 3	57.96	78.14	255.19	Capa dura	
Capa 4	100.39	178.53	585.28	Capa muy densa y roca suave	
Capa 5	0	$\infty$	1909.43		
Modelo EST7					
Capa 1	3.14	3.14	61.00	Capa suave	0.02019
Capa 2	7.64	10.78	112.68	Capa suave	
Capa 3	22.42	33.2	181.21	Capa dura	
Capa 4	120.58	153.78	585.78	Capa muy densa y roca suave	
Capa 5	0	$\infty$	1672.33		
Modelo EST8					
Capa 1	5.42	5.42	86.42	Capa suave	0.01269
Capa 2	6.48	11.94	122.01	Capa suave	
Capa 3	11.29	23.23	342.58	Capa dura	
Capa 4	30.88	54.11	426.04	Capa muy densa y roca suave	
Capa 5	0	$\infty$			

### 5.1.1.2 Resultados de la técnica SPAC

Con este método se obtuvo un modelo general (Figura 20) de la zona de Cuitzeo, utilizando la componente vertical de los registros en las tres estaciones instaladas en la Campaña 2, el modelo llega a una profundidad total de 2867.77 m, de acuerdo a la clasificación NEHRP a partir de 197.17 m comienzan dos capas de Roca cuyo espesor total es de 2670.6 m (Tabla 8).

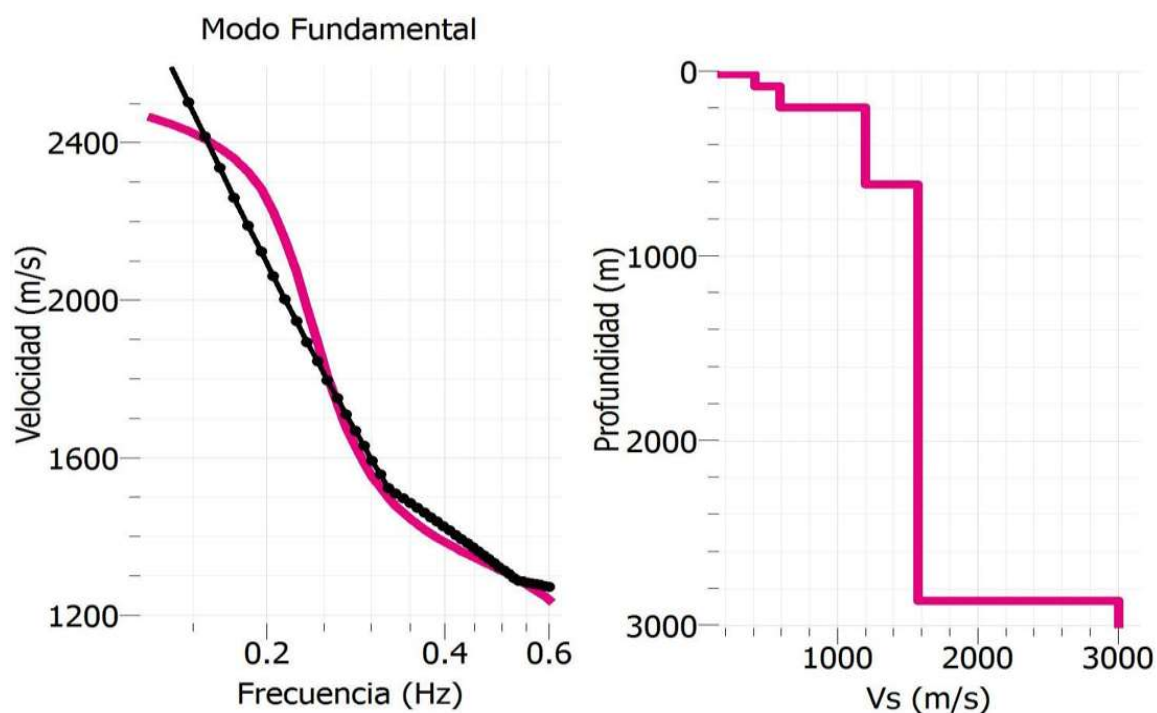


Figura 20. Curva de dispersión (izquierda) y modelo general para la zona de Cuitzeo (derecha). El error en el ajuste es de 0.04356

Tabla 8. Descripción del modelo general resultante para la zona de Cuitzeo.

Modelo General	Espesor (m)	Profundidad (m)	Vs (m/s)	Tipo de litología	Misfit
Capa 1	15.27	15.27	152.39	Capa suave	0.04356
Capa 2	65.23	80.50	414.91	Capa muy densa y roca suave	
Capa 3	116.67	197.17	592.16	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	416.04	613.21	1199.16	Capa de Roca	
Capa 5	2254.56	2867.77	1575.41	Capa Roca dura	
Capa 6	$\infty$	0	3008.03		

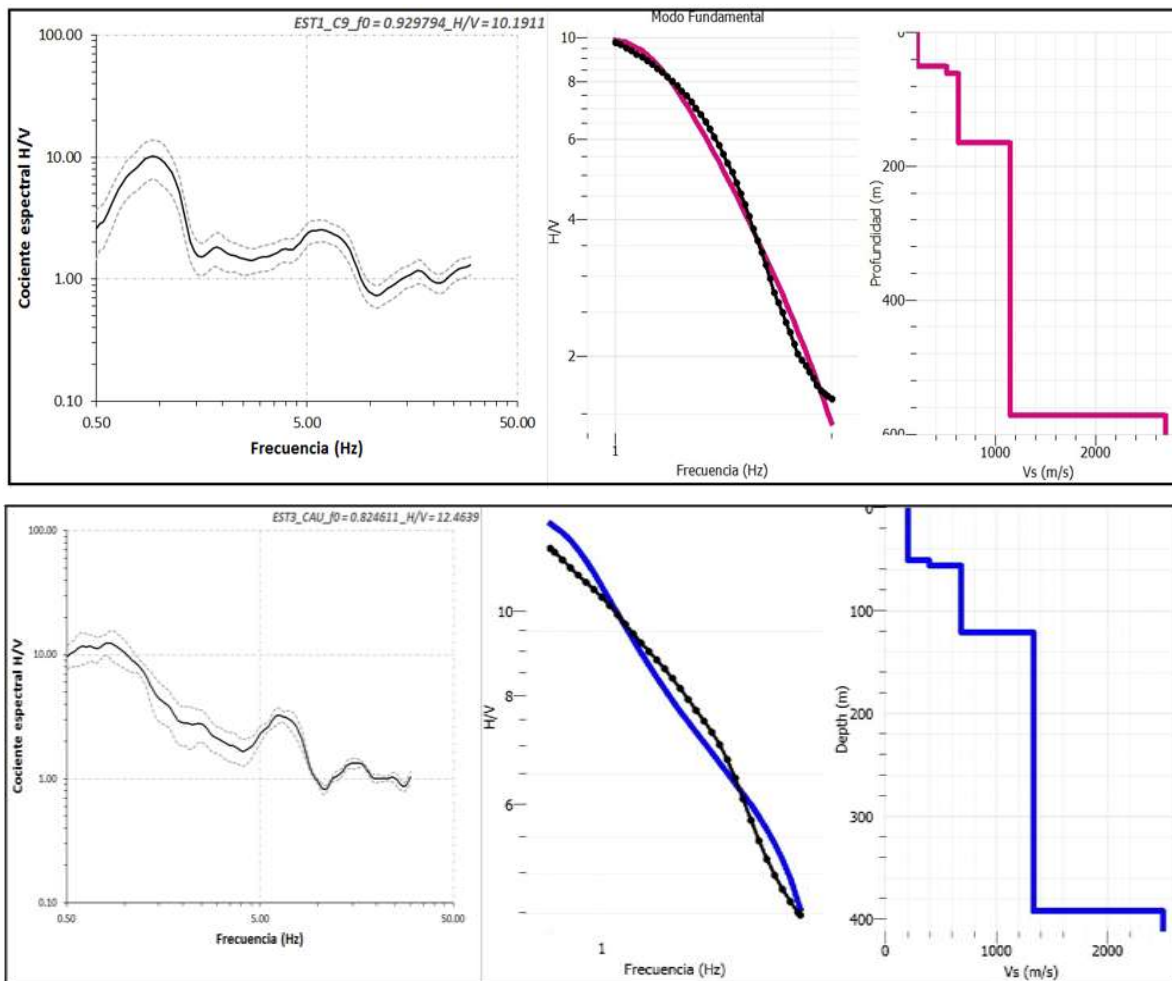
## 5.1.2 Zona geotérmica Araró

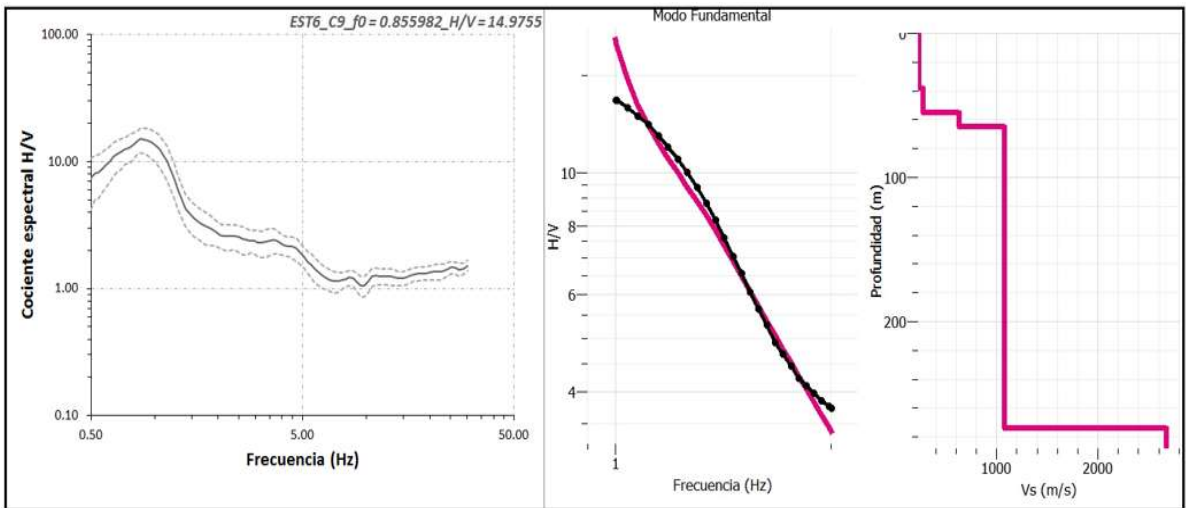
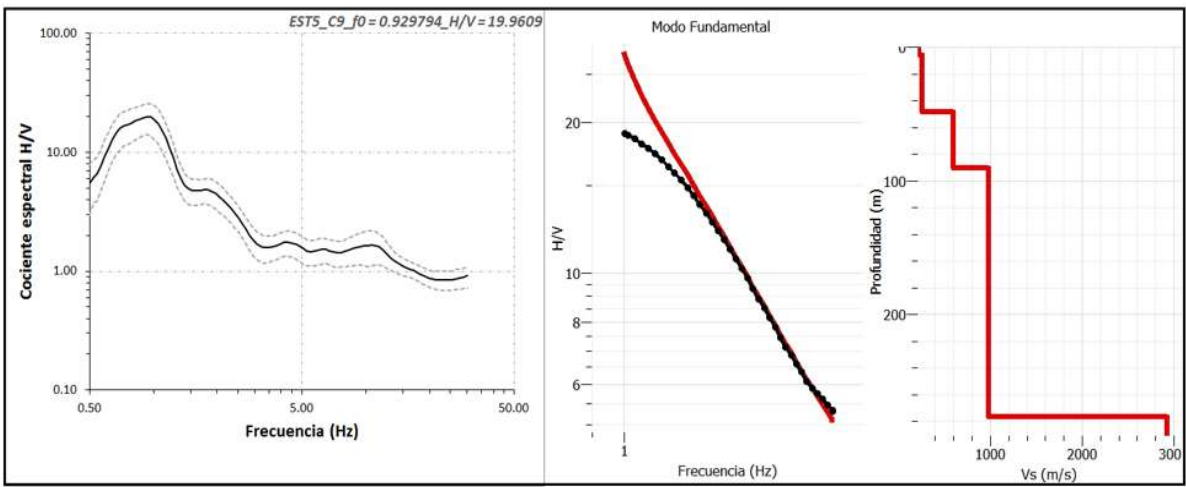
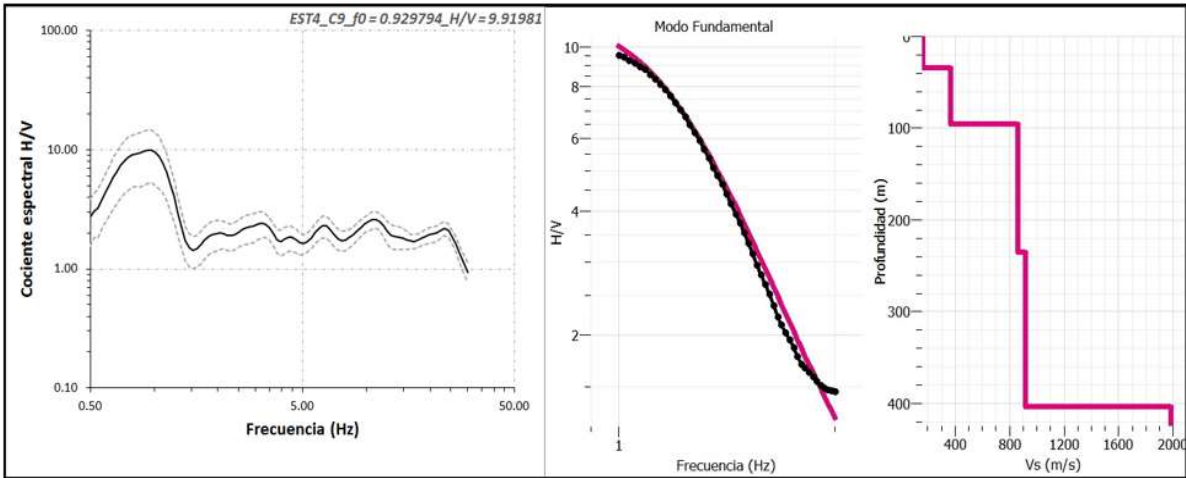
### 5.1.2.1 Resultados de la técnica H/V

A continuación, se muestran los resultados de la técnica de los cocientes espectrales, con la cual se estima para las siete estaciones colocadas en la campaña 9, la frecuencia fundamental ( $f_0$ ) (Tabla 9). De manera individual, se muestra la curva promedio (Curva negra Figura 21 izquierda) de donde se obtiene el valor de  $f_0$ , la curva de dispersión (Figura 21 centro), así como el modelo de velocidad de ondas superficiales (Figura 21 derecha).

La Tabla 10 muestran a detalle los resultados de cada modelo (uno por estación) se obtiene la velocidad de ondas superficiales en cada capa, el espesor de las capas, y mediante la clasificación NEHRP se estima el tipo al cual corresponde dicha capa.

En el caso de Araró con este método se obtuvo una profundidad de exploración mínima de 228.96 m y máxima de 571.95 m.





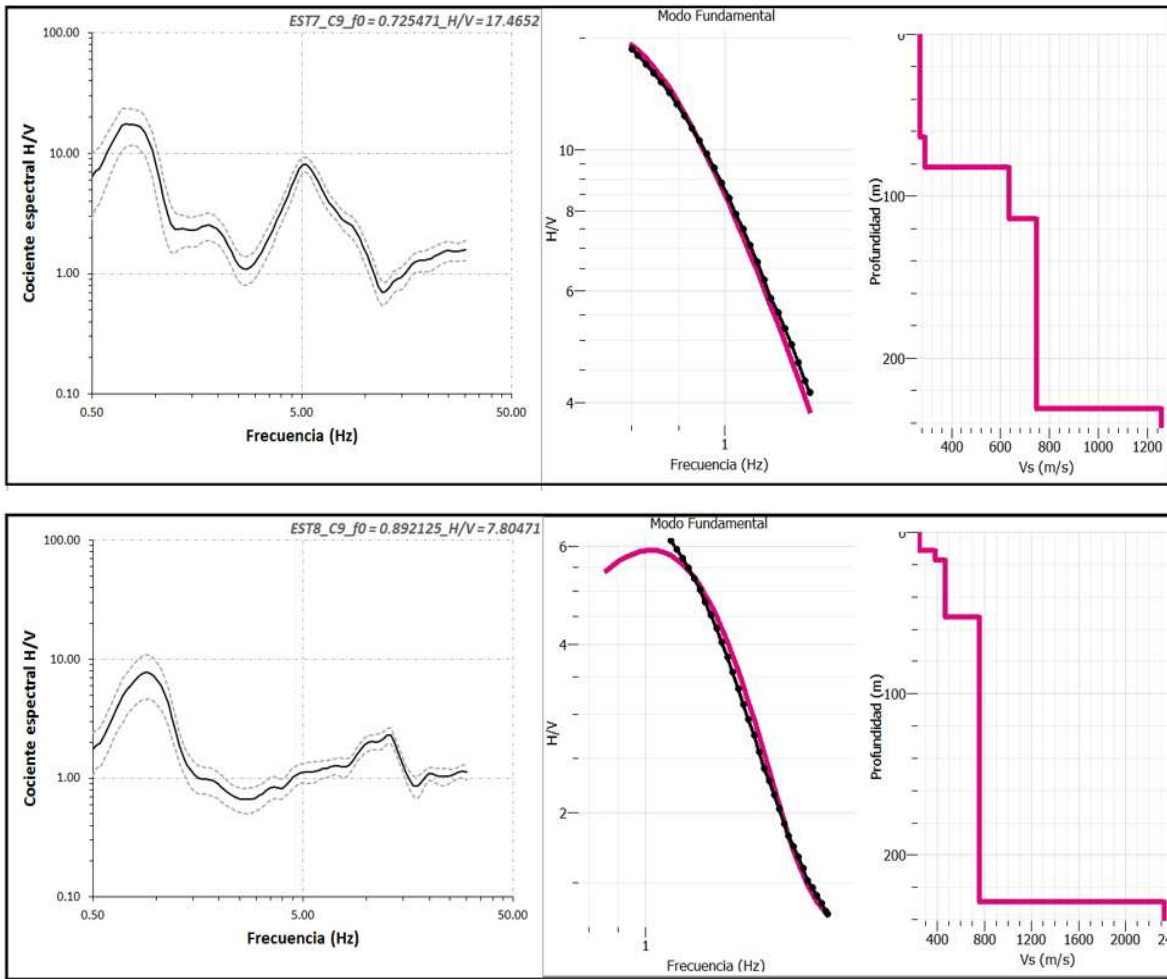


Figura 21. Calculo de la Frecuencia fundamental mediante la técnica del Cociente espectral H/V estimada en Geopsy (izquierda), curva de dispersión (centro) y Modelo de Velocidades (derecha) para las estaciones: uno (EST1), tres (EST3), cuatro (EST4), cinco (EST5), seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8), instaladas en Araró. Los valores estimados de las frecuencias fundamentales se encuentran en la Tabla 9. y la descripción de los modelos en la Tabla 10.

Tabla 9. Frecuencia fundamental para cada sitio donde se instaló estación en Araró.

Estación	$f_0$	Estación	$f_0$
EST1	0.92		
EST3	0.67	EST6	0.78
EST4	1.00	EST7	0.67
EST5	0.92	EST8	0.85

Tabla 10. Descripción de modelos resultantes para las estaciones: uno (EST1), tres (EST3), cuatro (EST4), cinco (EST5), seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8), instaladas en Araró.

	Espesor (m)	Profundidad (m)	Vs (m/s)	Tipo de litología	Misfit
Modelo EST1					
Capa 1	50.42	50.42	221.11	Capa dura	0.0271
Capa 2	11.11	61.53	511.77	Capa muy densa y roca suave	
Capa 3	103.30	164.83	629.54	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	407.12	571.95	1146.62	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$			
Modelo EST3					
Capa 1	50.92	50.92	206.24	Capa dura	0.0266
Capa 2	4.78	55.7	395.11	Capa muy densa y roca suave	
Capa 3	65.38	121.08	681.71	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	270.79	391.87	1331.19	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$	2495.80		
Modelo EST4					
Capa 1	34.89	34.89	169.02	Capa suave	0.0268
Capa 2	60.45	95.34	368.53	Capa muy densa y roca suave	
Capa 3	140.51	235.85	865.59	Capa de Roca	
Capa 4	167.89	403.74	921.19	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$			
Modelo EST5					
Capa 1	5.93	5.93	223.32	Capa dura	0.0486
Capa 2	42.53	48.46	260.15	Capa dura	
Capa 3	42.27	90.73	593.06	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	185.89	276.62	977.86	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$	2926.53		
Modelo EST6					
Capa 1	38.16	38.16	241.83	Capa dura	0.0350
Capa 2	16.99	55.15	276.15	Capa dura	
Capa 3	9.53	64.68	635.84	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	209.20	273.88	1080.17	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$			

Modelo EST7					
Capa 1	63.38	63.38	272.50	Capa dura	0.0139
Capa 2	18.73	82.11	293.14	Capa dura	
Capa 3	31.95	114.06	635.84	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	117.19	231.25	747.48	Capa muy densa y roca suave	
Capa 5	0	$\infty$	1256.13		
Modelo EST8					
Capa 1	11.22	11.22	249.16	Capa dura	0.0501
Capa 2	5.99	17.21	387.32	Capa muy densa y roca suave	
Capa 3	35.27	52.48	471.74	Capa muy densa y roca suave	
Capa 4	176.48	228.96	762.50	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$	2327.88		

### 5.1.2.2 Resultados de la técnica SPAC

Con este método se obtuvo un modelo general (Figura 22) de la zona de Araró, utilizando la componente vertical de los registros en las siete estaciones instaladas en la campaña 9, el modelo llega a una profundidad total de 1359 m, de acuerdo a la clasificación NEHRP a partir de 30.66 m comienzan dos capas de Roca cuyo espesor total es de 1328.68 m (Tabla 11).

Tabla 11. Descripción del modelo General resultante para la zona de Araró.

Modelo General	Espesor (m)	Profundidad (m)	Vs (m/s)	Tipo de litología
Capa 1	1.89	1.89	259.92	Capa Dura
Capa 2	28.77	30.66	721.32	Capa muy densa / roca suave
Capa 3	433.32	463.98	1009.14	Capa Roca
Capa 4	895.36	1359	1402.01	Capa Roca
Capa 5	0	$\infty$	2940.81	

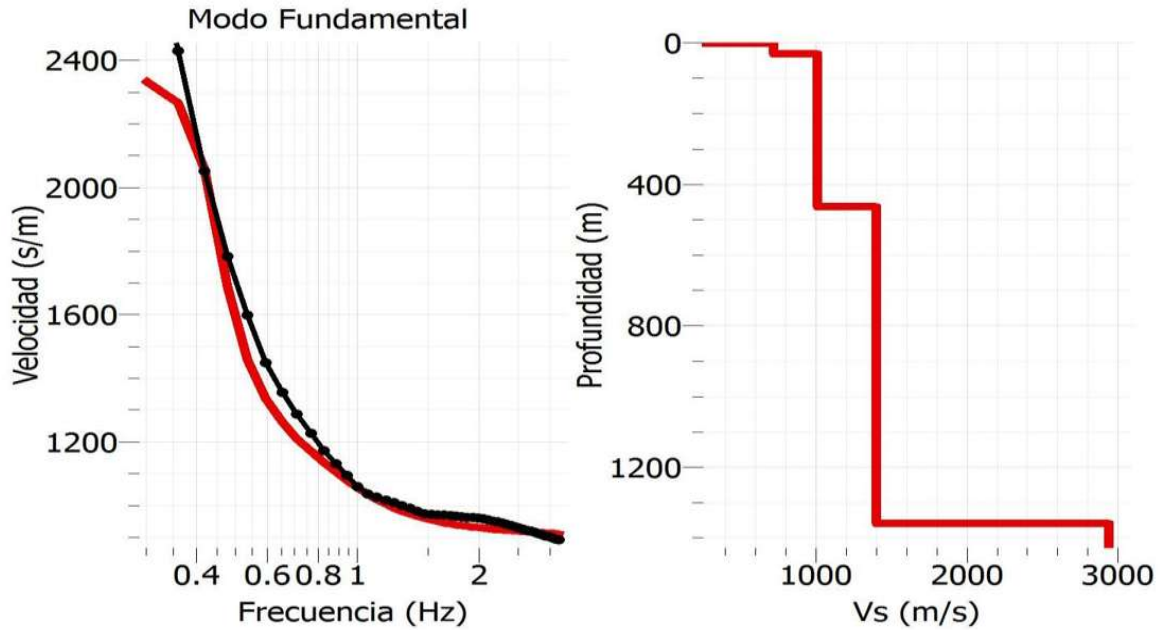


Figura 22. Curva de dispersión (izquierda) y modelo general para la zona de Araró (derecha). El error en el ajuste del modelo es de 0.0629902.

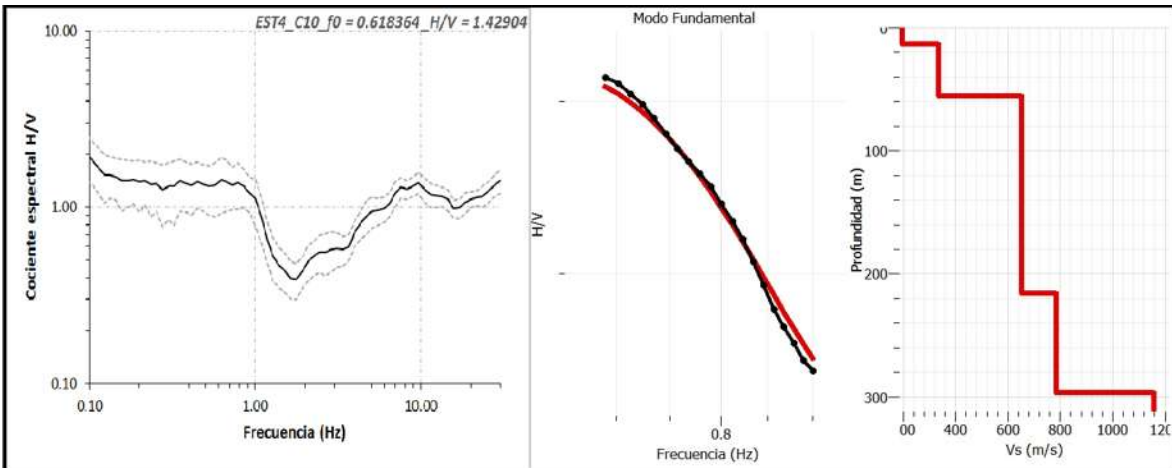
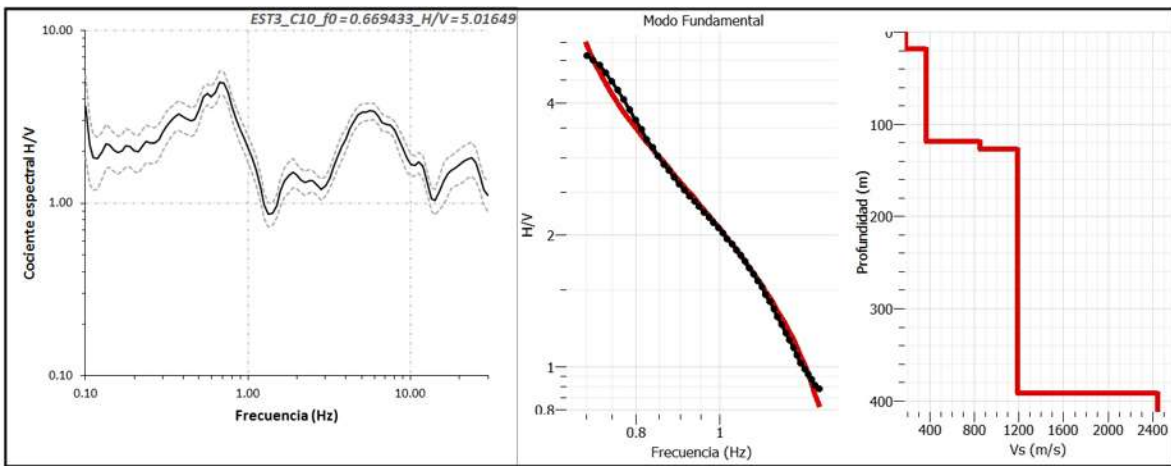
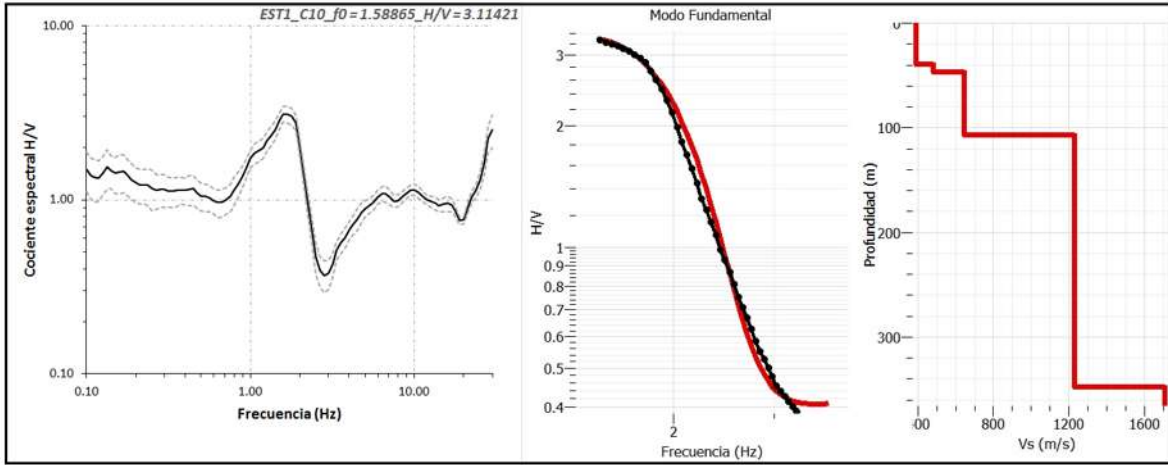
### 5.1.3 Zona geotérmica Ixtlán

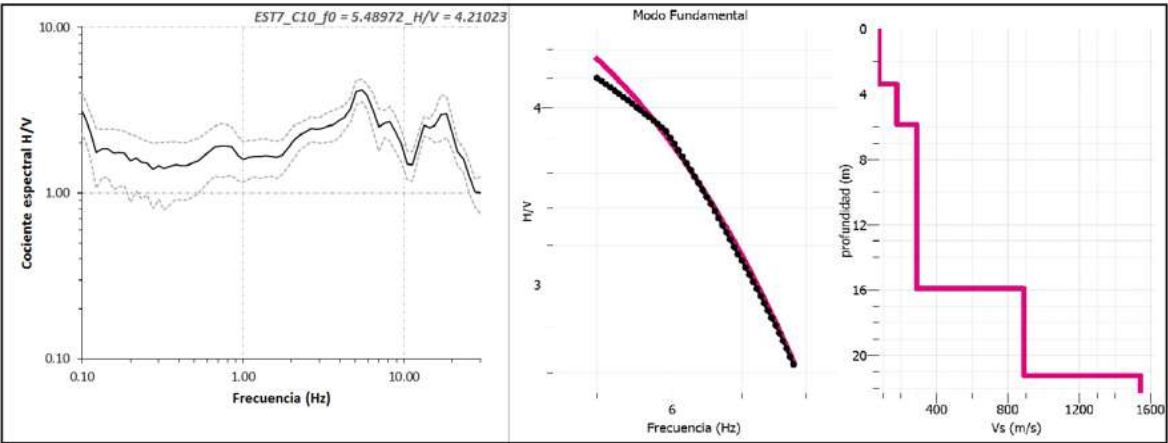
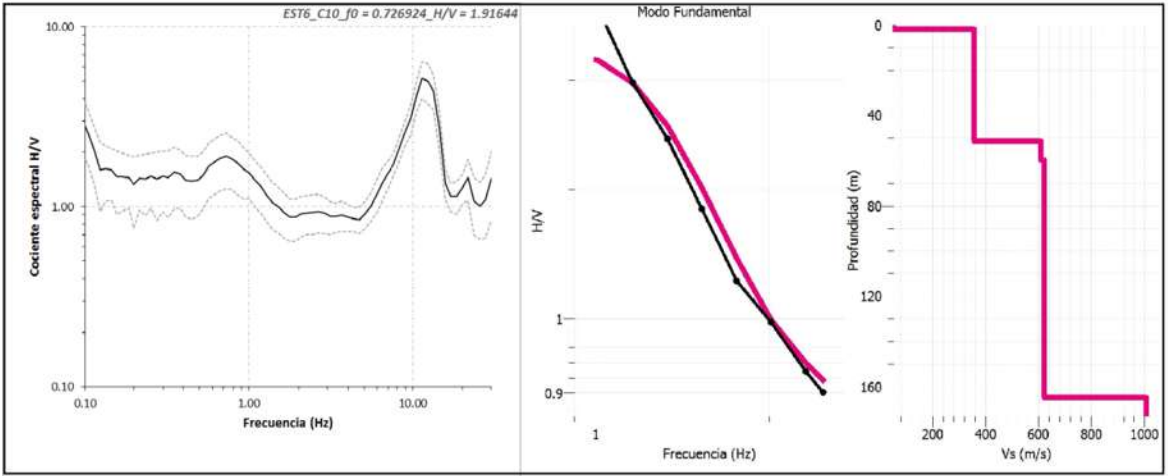
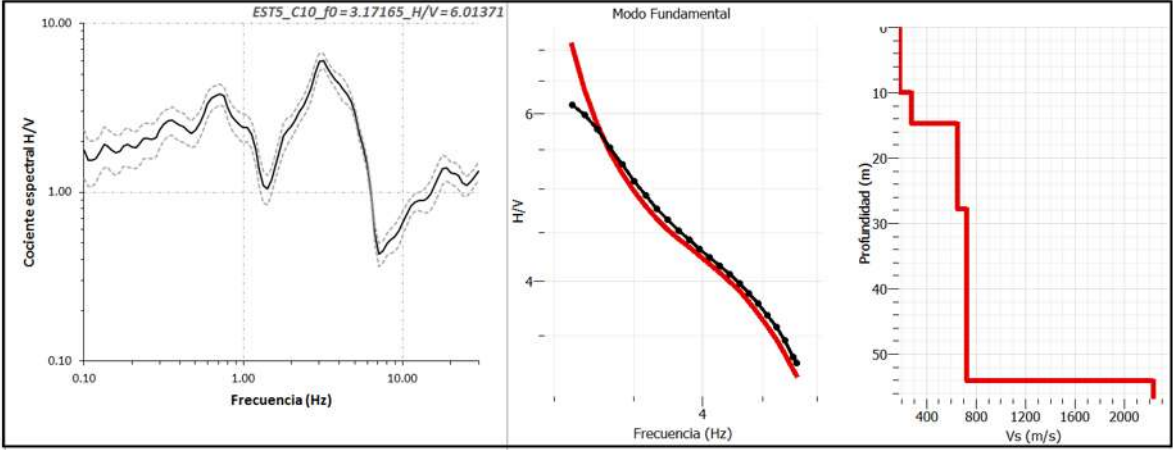
#### 5.1.3.1 Resultados de la técnica H/V

A continuación, se muestran los resultados de la técnica de los cocientes espectrales, con la cual se estima para las siete estaciones instaladas en la campaña 10, la frecuencia fundamental ( $f_0$ ) (Tabla 12). De manera individual, se muestra la curva promedio (Curva negra Figura 23 izquierda) de donde se obtiene el valor de  $f_0$ , la curva de dispersión (Figura 23 centro), así como el modelo de velocidad de ondas superficiales (Figura 23 derecha).

La Tabla 13 muestran a detalle los resultados de cada modelo (uno por estación) se obtiene la velocidad de ondas superficiales en cada capa, el espesor de las capas, y mediante la clasificación NEHRP se estima el tipo al cual corresponde dicha capa.

En el caso de Ixtlán de los Hervores con este método se obtuvo una profundidad de exploración mínima de 21.19 m y máxima de 391.87 m.





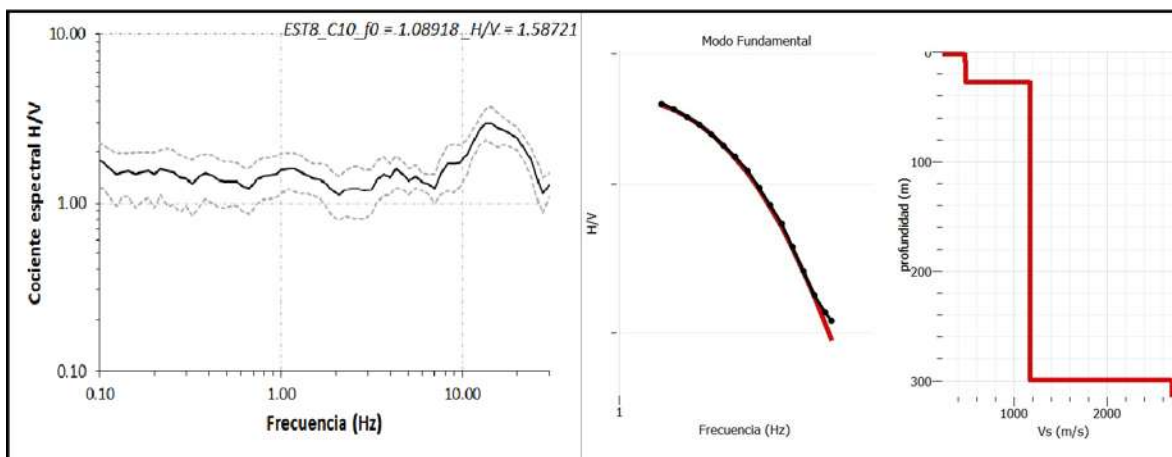


Figura 23. Cálculo de la Frecuencia fundamental mediante la técnica del Cociente espectral H/V estimada en Geopsy (izquierda), curva de dispersión (centro) y Modelo de Velocidades (derecha) para las estaciones: uno (EST1), tres (EST3), cuatro (EST4), cinco (EST5), seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8), instaladas en Ixtlán de los Hervores Mich. Los valores obtenidos de las frecuencias fundamentales se encuentran en la Tabla 12. y la descripción de los modelos en la Tabla 13.

Tabla 12. Frecuencia fundamental para cada sitio donde se instaló estación en Ixtlán de los Hervores Mich.

Estación	$f_0$	Estación	$f_0$
EST1	1.58		
EST3	0.66	EST6	0.72
EST4	0.61	EST7	5.48
EST5	3.17	EST8	1.08

Tabla 13. Descripción de modelos resultantes para las estaciones: uno (EST1), tres (EST3), cuatro (EST4), cinco (EST5), seis (EST6), siete (EST7) y ocho (EST8), instaladas en Ixtlán de los Hervores Mich.

	Espesor(m)	Profundidad(m)	Vs (m/s)	Tipo de litología	Misfit
Modelo EST1					0.0317
Capa 1	39.31	39.31	393.78	Capa muy densa / roca suave	
Capa 2	7.25	46.56	482.11	Capa muy densa / roca suave	
Capa 3	60.88	107.44	648.62	Capa muy densa / roca suave	
Capa 4	240.31	347.75	1229.33	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$	1710.01		
Modelo EST3					0.0140

Capa 1	19.01	19.01	188.57	Capa dura	
Capa 2	99.66	118.67	368.53	Capa muy densa / roca suave	
Capa 3	8.59	127.26	857.02	Capa de Roca	
Capa 4	264.61	391.87	1193.18	Capa de Roca	
Capa 5	0	$\infty$	2446.63		
Modelo EST4					0.0034
Capa 1	13.55	13.55	198.19	Capa dura	
Capa 2	42.15	55.70	336.96	Capa dura	
Capa 3	159.94	215.64	655.11	Capa muy densa / roca suave	
Capa 4	80.93	296.57	785.61	Capa de roca	
Capa 5	0	$\infty$	1160.02		
Modelo EST5					0.0170
Capa 1	9.95	9.95	188.57	Capa dura	
Capa 2	4.72	14.67	541.42	Capa muy densa / roca suave	
Capa 3	13.08	27.75	655.11	Capa muy densa / roca suave	
Capa 4	26.33	54.08	725.50	Capa muy densa / roca suave	
Capa 5	0	$\infty$	1628.34		
Modelo EST6					0.0164
Capa 1	1.74	1.74	53.07	Capa suave	
Capa 2	49.70	51.44	357.38	Capa dura	
Capa 3	8.29	59.73	610.10	Capa muy densa y Roca suave	
Capa 4	105.14	164.87	621.82	Capa muy densa y Roca suave	
Capa 5	0	$\infty$	1006.77		
Modelo EST7					0.0050
Capa 1	3.40	3.40	76.69	Capa suave	
Capa 2	2.47	5.87	178.09	Capa suave	
Capa 3	10.02	15.89	289.26	Capa dura	
Capa 4	5.3	21.19	889.68	Roca	
Capa 5	0	$\infty$	1544.37		
Modelo EST8					0.0020
Capa 1	2.28	2.28	244.03	Capa dura	
Capa 2	7.19	9.47	472.61	Capa muy densa / roca suave	
Capa 3	18.01	27.48	483.66	Capa muy densa / roca suave	
Capa 4	272.06	299.54	1178.35	Capa de roca	
Capa 5	0	$\infty$	2702.48		

### 5.1.3.2 Resultados de la técnica SPAC

Con este método se obtuvo un modelo general (Figura 24) de la zona de Ixtlán, utilizando la componente vertical de los registros en las siete estaciones colocadas durante la Campaña 10, el modelo llega a una profundidad total de 1159.27 m, de acuerdo a la clasificación NEHRP a partir de 136.44 m comienzan una capa de Roca cuyo espesor total es de 1022.83 m (Tabla 14).

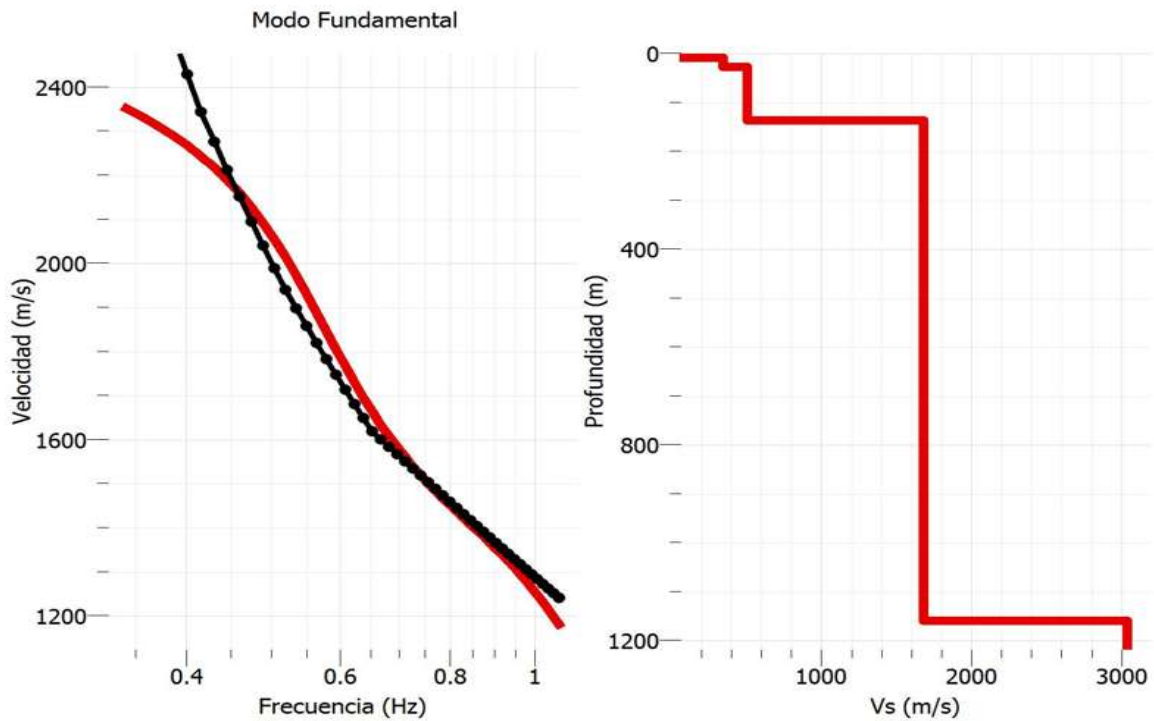


Figura 24. Curva de dispersión(izquierda) y modelo general (derecha) para la zona de Ixtlán de los Hervores Mich. El error en el ajuste del modelo es de 0.0428498.

Tabla 14. Descripción del modelo General resultante para la zona de Ixtlán de los Hervores.

Modelo General	Espesor (m)	Profundidad (m)	Vs (m/s)	Tipo de litología
Capa 1	8.92	8.92	57.47	Capa suave
Capa 2	19.11	28.03	346.87	Capa dura
Capa 3	108.41	136.44	505.00	Capa muy densa y roca suave
Capa 4	1022.83	1159.27	1681.91	Roca Dura
Capa 5	0	∞	3038.11	

## **5.1.4 Zona geotérmica Las Derrumbadas**

### **5.1.4.1 Resultados de la técnica Interferometría**

#### **Fase 1:**

La primera fase del procesamiento consiste en la preparación de los datos de las series de tiempo de cada estación individualmente. Los datos fueron analizados siguiendo la metodología de Bensen *et al.*, (2007), como se explica continuación:

se utilizan los registros de ruido sísmico en la campaña Derrumbadas (CD), en esta campaña se registró ruido sísmico con seis estaciones, de las cuales cuatro (EST1, EST3, EST4 y EST5) registraron durante 76 horas (20,21,22 y 23 de octubre del 2016), y dos estaciones (EST6 y EST7) registraron durante 24 horas (23 de octubre), a una tasa de 1 mps (muestra/segundo).

Se tomó la componente vertical de los dos registros el de 76 horas y el de 24 horas se les removió la media y la tendencia, así como la respuesta instrumental. Se aplicó un filtro pasabanda Butterworth de orden 2, entre 0.01 Hz y 10 Hz, que es la banda de frecuencias en la cual el sismógrafo Trillium120 tiene respuesta plana.

Se cortó el registro del día 23, día en el cual las seis estaciones registraron ruido sísmico y tiene una duración de 24 horas, en ventanas de una hora, para todas las estaciones.

Se cortó el registro de los días 20,21,22, y 23 en los cuales registraron ruido sísmico cuatro estaciones (EST1, EST3, EST4 y EST5) y tiene una duración de 76 horas, en ventanas de una hora, para las estaciones mencionadas.

Posteriormente, se llevó a cabo la normalización temporal, procedimiento para reducir el efecto de los sismos sobre las correlaciones cruzadas, irregularidades instrumentales y las fuentes de ruido no estacionarias cercanas a las estaciones. En este trabajo seguimos el procedimiento de normalización temporal propuesto por Bensen *et al.*, (2007), utilizando el

método de normalización one-bit, que consiste en remplazar las amplitudes positivas con 1 y las amplitudes negativas con -1. Así como la técnica de blanqueado en frecuencia.

## **Fase 2:**

Aunque algunas distancias entre estaciones pueden ser demasiado cortas o demasiado largas para obtener mediciones confiables, se calcularon las correlaciones cruzadas entre todos los pares de estaciones disponibles. La diversidad de estaciones sísmicas dio lugar a las siguientes combinaciones posibles:

Para el registro con duración de 24 horas las combinaciones posibles son:

EST1-EST3, EST1-EST4, EST1-EST5, EST1-EST6, EST1-EST7, EST3-EST4, EST3-EST5, EST3-EST6, EST3-EST7, EST4-EST5, EST4-EST6, EST4-EST7, EST5-EST6, EST5-EST7, EST6-EST7.

Para el registro con duración de 76 horas las combinaciones posibles son:

EST1-EST3, EST1-EST4, EST1-EST5, EST3-EST4, EST3-EST5, EST4-EST5.

y finalmente se llevó a cabo su apilado (el apilado de los correlogramas cruzados es de suma importancia para mejorar adicionalmente la emergencia de señales a través de su apariencia coherente).

Para la visualización de los apilados, se aplica un filtro de pasabanda Butterworth de orden 3, entre una frecuencia mínima ( $F_{reMin}$ ) y una frecuencia máxima ( $F_{reMax}$ ), seleccionada por el usuario de acuerdo a los posibles periodos esperados, de acuerdo con Bensen *et al.*, (2007) una medición confiable de la dispersión en un período  $\tau$  requiere un espaciado entre estaciones ( $\Delta$  en Km) de al menos 3 longitudes de onda ( $\lambda$ ).

$\Delta > 3\lambda = 3c\tau$  o  $\tau < \Delta / 3c$ . si se supone una la velocidad de fase  $c \approx 4$  km/s, para las mediciones obtenidas a una distancia entre estaciones de  $\Delta$ , hay un período máximo de corte de aproximadamente  $\tau_{max} = \Delta / 12$  en el cual ellos observaron claramente la degradación de las mediciones de dispersión en periodos mayores que aproximadamente  $\tau_{max}$ , al menos para las velocidades de grupo. Esto impone una restricción severa en las mediciones obtenidas de arrays regionales pequeños por ejemplo una red de estaciones de banda ancha

de 500 km de extensión, sólo puede producir mediciones hasta un período de aproximadamente 40 s.

En este trabajo la máxima distancia entre estaciones fue de 34.46 Km (Tabla A1, Apéndice), y la mínima de 8.4 Km, por lo tanto, si suponemos una velocidad de 4Km/s, podemos obtener un rango de frecuencias esperadas que es de 2.8 s (0.3 Hz) a 0.7 s (1.4 Hz) aquí se tomó desde 0.5 Hz hasta 4 Hz.

Como ejemplo se muestra la correlación apilada por horas para el registro de 24 horas (Figura 25) donde se tomó el valor de  $F_{reMin}=1\text{Hz}$  y  $F_{reMax}=2\text{Hz}$ , está compuesta de seis ventanas, cada ventana es la correlación de la combinación de una de las estaciones con todas las demás (por ejemplo, la ventana superior izquierda (Figura 25) muestra las correlaciones de las combinaciones entre la estación uno EST1, con las estaciones restantes EST3, EST4, EST5, EST6 y EST7). Para ver las demás correlaciones realizadas ir al Apéndice.

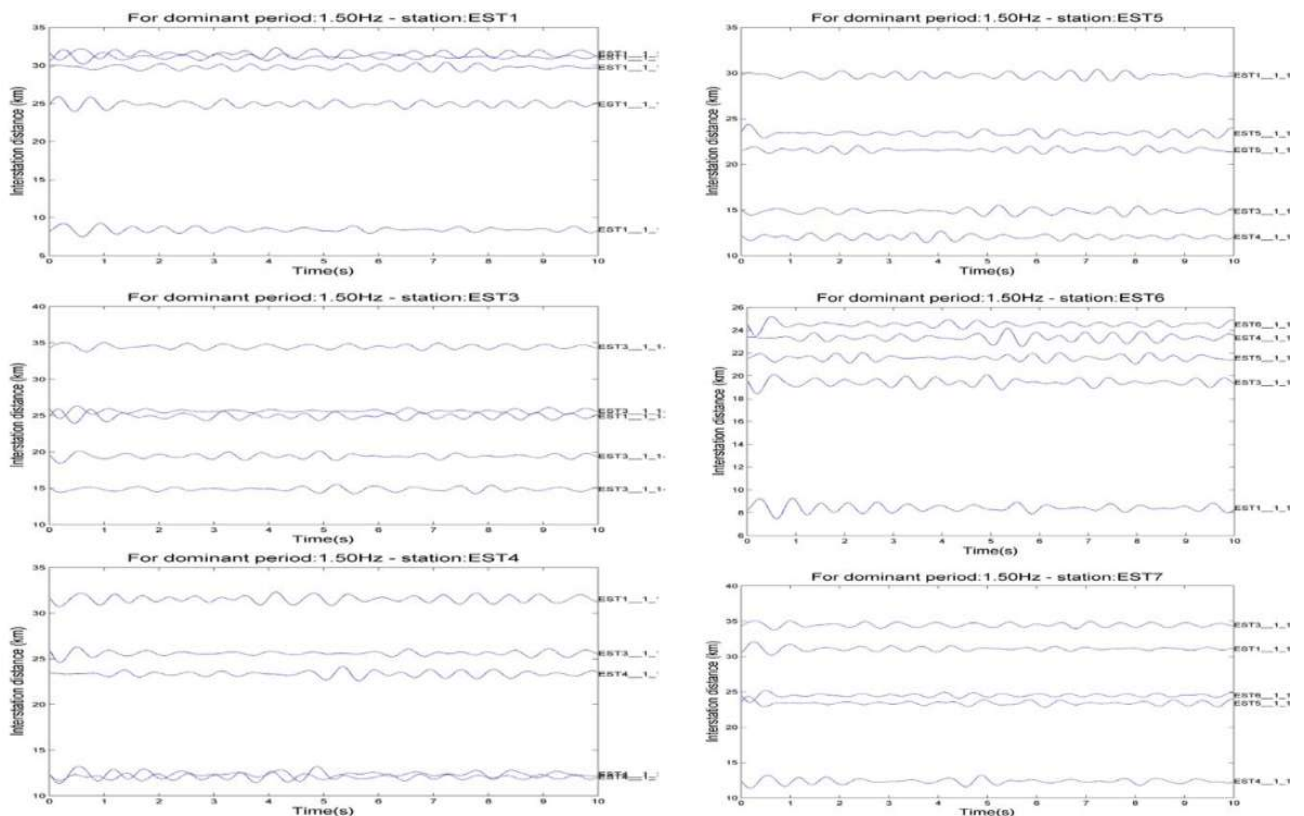


Figura 25. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 24 horas Estaciones 1,3,4,5 ,6,7.  $F_{reMin}=1\text{Hz}$ - $F_{reMax}=2\text{Hz}$ .

### **Fase 3 y Fase 4:**

Las funciones de Green pueden extraerse a partir de correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre pares de estaciones. Para obtener las curvas de dispersión de ondas de Rayleigh, las cuales describen la velocidad de grupo promedio dentro de un intervalo de periodos determinado. Sin embargo, en este trabajo no se logró medir la velocidad de grupo para obtener las curvas de dispersión de ondas Rayleigh. Ya que el efecto del tiempo de grabación es relevante, el apilamiento de largas series de tiempo mejora considerablemente la recuperación de la función de Green la cual contiene información sobre las características dispersivas del medio existente entre ambos receptores. En particular con el análisis de registros de ruido sísmico cuya duración es de 24 y 76 horas para esta campaña en Las Derrumbadas, no se logró hacer emerger la función de Green. Se recomienda un tiempo de monitoreo mayor para usar esta técnica, el cual nos permitiría recuperar la función de Green y con esta calcular la curva de dispersión del medio para su posterior inversión y finalmente obtener un modelo de velocidades.

## ***6.- Discusión.***

### ***6.1. Discusión Zona Cuitzeo Mich.***

Se comparó el modelo obtenido con la técnica inversión de H/V de la estación 7 ubicada en San Agustín del Maíz con una columna litológica de la zona (Guevara-Alday, 2016), cuyo espesor total es de 70 m, el modelo generado tiene un espesor total de 153.78 m. El modelo se compone de tres capas clasificado por los rangos de Vs que se obtuvo en dichas capas de acuerdo a la clasificación NEHRP.

La primera capa del modelo con un espesor de 10.78 m y con  $V_s < 180$  m/s se correlaciona con la primera capa de la columna litológica compuesta por arcillas (lo cual también concuerda con la clasificación NERP la cual clasifica como Suelo con más de 3 m de arcilla blanda a la capa que cumple la propiedad de  $V_{s30} < 180$  m/s).

La segunda capa del modelo con un espesor de 22.42 m y con valores de Vs entre 180 m/s y 360 m/s se correlaciona con la capa de la columna litológica compuesta por clastos y fragmentos de sílice aglutinados, empacados con limos y arcillas.

La tercera capa del modelo con un espesor de 120.58 m se correlaciona con valores de Vs entre 360 m/s y 760 m/s se correlaciona con intercalaciones de toba riolítica de grano fino, roca andesítica fracturada, toba riolítica consolidada y compacta (Figura 26).

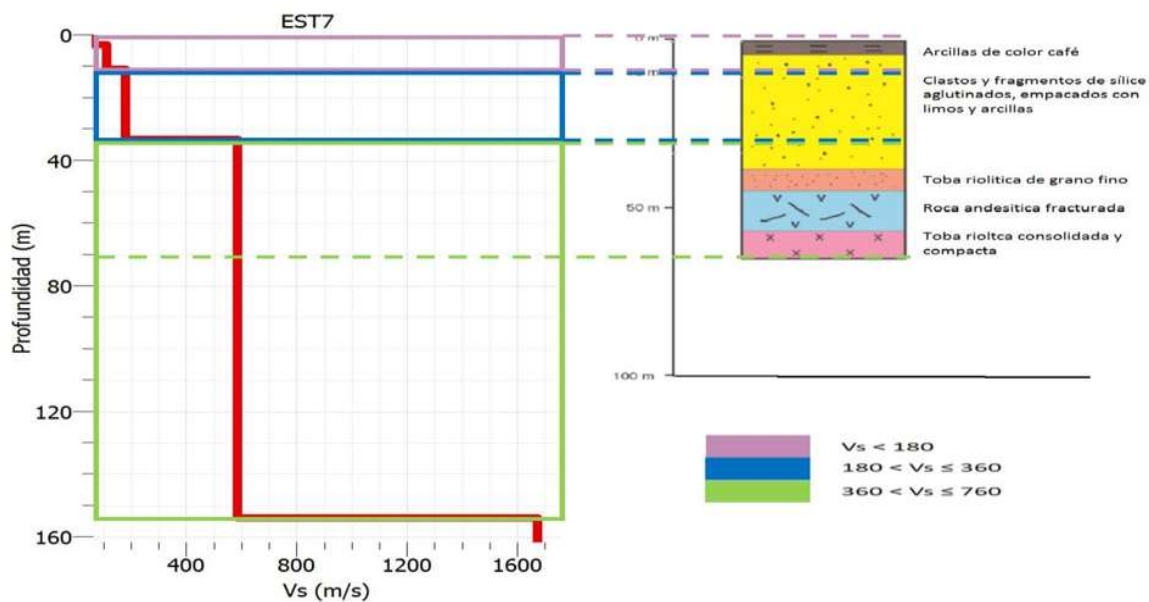


Figura 26. Correlación entre el modelo resultante para SAM y columna litológica de un pozo en SAM.

Se comparó el modelo obtenido con la técnica H/V de la estación 8 ubicada en Copándaro de Galeana con una columna litológica de la zona (Guevara-Alday, 2016), cuyo espesor es de 80 m, el espesor total del modelo es de 54.11 m, el modelo se compone de tres capas clasificado por los rangos de Vs que se obtuvo en dichas capas de acuerdo a la clasificación NEHRP.

La primera de ellas con espesor de 11.94 m y Vs < 180 m/s, no se correlaciona con la primera capa de la columna litológica pues este tipo de capa, según su velocidad y la clasificación NEHRP corresponde a una capa de arcillas la cual no se encuentra en la columna litológica

esto posiblemente se debe a que el lugar donde se realizó el registro no es el mismo sitio que donde se realizó la columna litológica.

La segunda capa del modelo con un espesor de 11.29 m y valores de Vs entre 180 m/s y 360 m/s se correlaciona con la capa de la columna litológica compuesta por clastos y fragmentos de sílice aglutinados, empacados con limos y arcillas.

La tercera capa del modelo con un espesor de 30.88 y valores de Vs entre 360 m/s y 760 m/s se correlaciona con la capa de la columna litológica compuesta por clastos y arena empacados en material silíceo con limos y arcilla, así como limos y arenas empacados en arcilla, con intercalaciones de roca volcánica basáltica fracturada con proceso de alteración y toba riolítica fracturada (Figura 27).

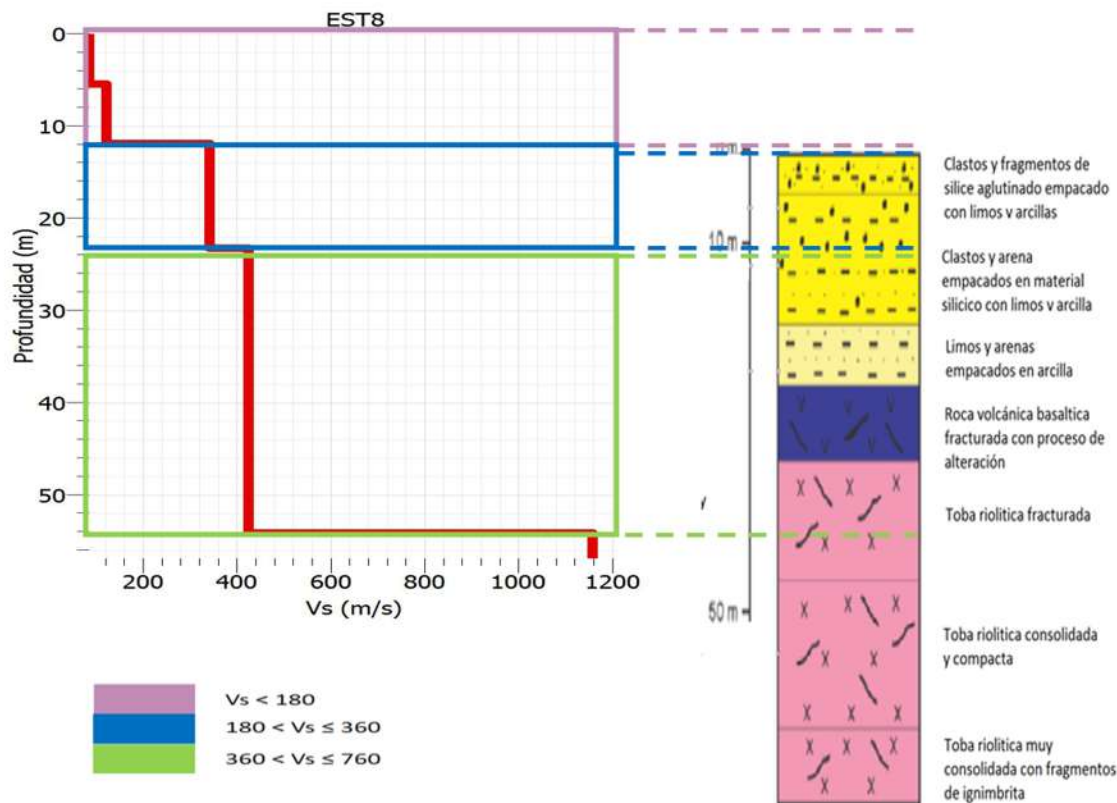


Figura 27. Correlación entre el modelo resultante para Copándaro de Galeana y columna litológica de un pozo en Copándaro de Galeana.

Se comparó el modelo general obtenido con la técnica SPAC para la Zona de Cuitzeo, con una columna litológica de la zona de SAM elaborada por Noemí Trujillo y Joaquín Gómez; P-17 CEMIEGeo, cuyo espesor total es de 880 m, el modelo general tiene un espesor total de 2867.77 m, se compone de cuatro capas clasificadas por según los rangos de Vs que se obtuvo en dichas capas de acuerdo a la clasificación NEHRP.

La primera y la segunda capa con un espesor de 197.17 m y con Vs < 180 m/s y Vs entre 180 m/s y 360 m/s, se correlacionan con los primeros 160 m de la columna litológica compuesta por depósitos de talud y avalanchas de tipo lacustre.

La tercera y cuarta capa del modelo que comienzan a partir de 197.17 m y terminan hasta los 2867.77 m, y cuyo espesor es de 2670.6 m, con valores de Vs entre 760 m/s y 1500 m/s y Vs > 1500 m/s, se correlaciona con los 720 m restantes de la columna litológica que incluyen cuatro capas de ignimbritas intercaladas con Andesitas (Figura 28).

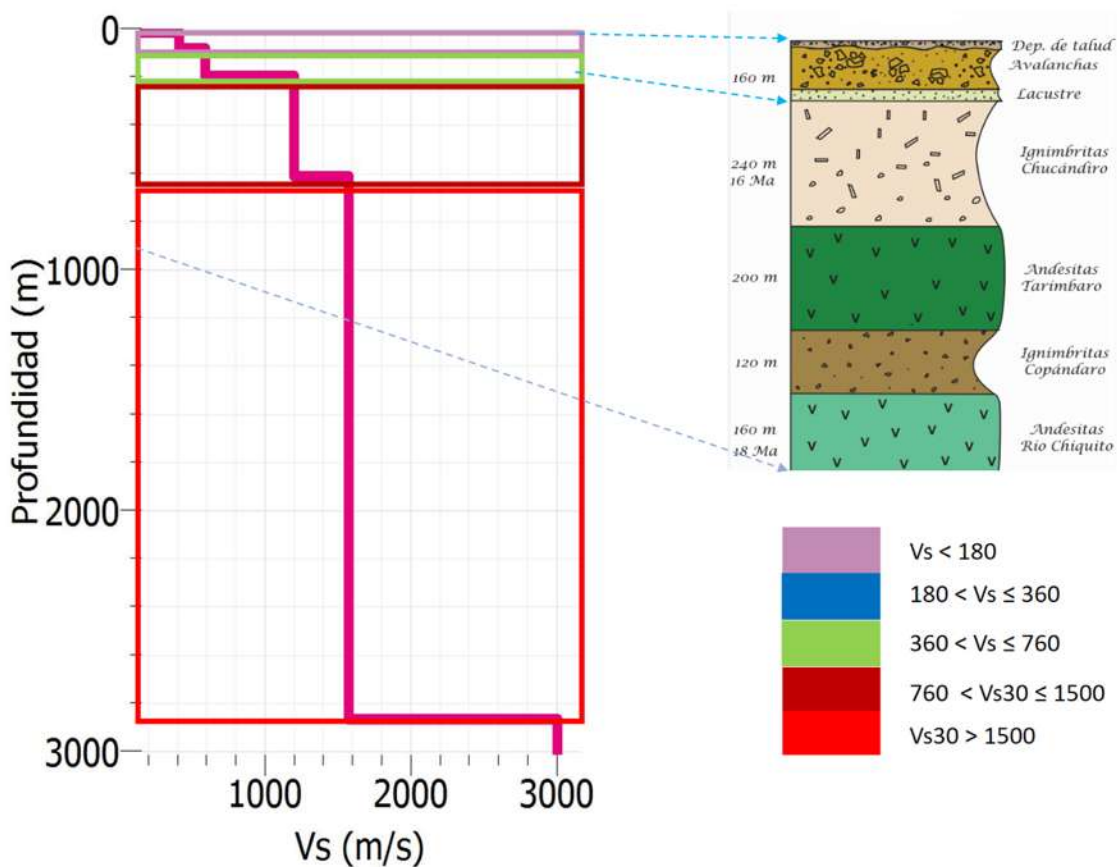


Figura 28. Correlación entre el modelo general resultante para la zona de Cuitzeo y columna litológica de SAM.

El modelo general, obtenido con la técnica SPAC contiene en sus dos primeras capas, las cuales llegan a una profundidad a 197.17 m, a los modelos generados con la inversión de H/V, que tienen una profundidad máxima de 178.53 m.

La primera capa del modelo general con  $V_s < 180$  m/s (Figura 29 color morado derecha), también está presente en los modelos particulares (Figura 29 color morado izquierda).

La segunda capa del modelo general con  $V_s$  entre 360 m/s y 760 m/s, (Figura 29 color verde derecha), también está presente en los modelos particulares (Figura 29 color verde izquierda).

A su vez estas dos capas del modelo general se correlacionan con la primera capa de la columna litológica (160 m de profundidad) como se mencionó anteriormente está compuesta por Depósitos de Talud avalancha y Lacustre.

La capa con  $V_s$  entre 180 m/s y 360 m/s que en los modelos particulares aparece (Figura 29 color azul izquierda). No aparece en el modelo general.

Dicho de otra manera, los modelos generados a partir de inversión de H/V están incluidos en las dos primeras capas del modelo general generado con SPAC, que a su vez se correlaciona con la primera capa de la columna litológica constituida por depósitos de Talud, avalancha y Lacustre.

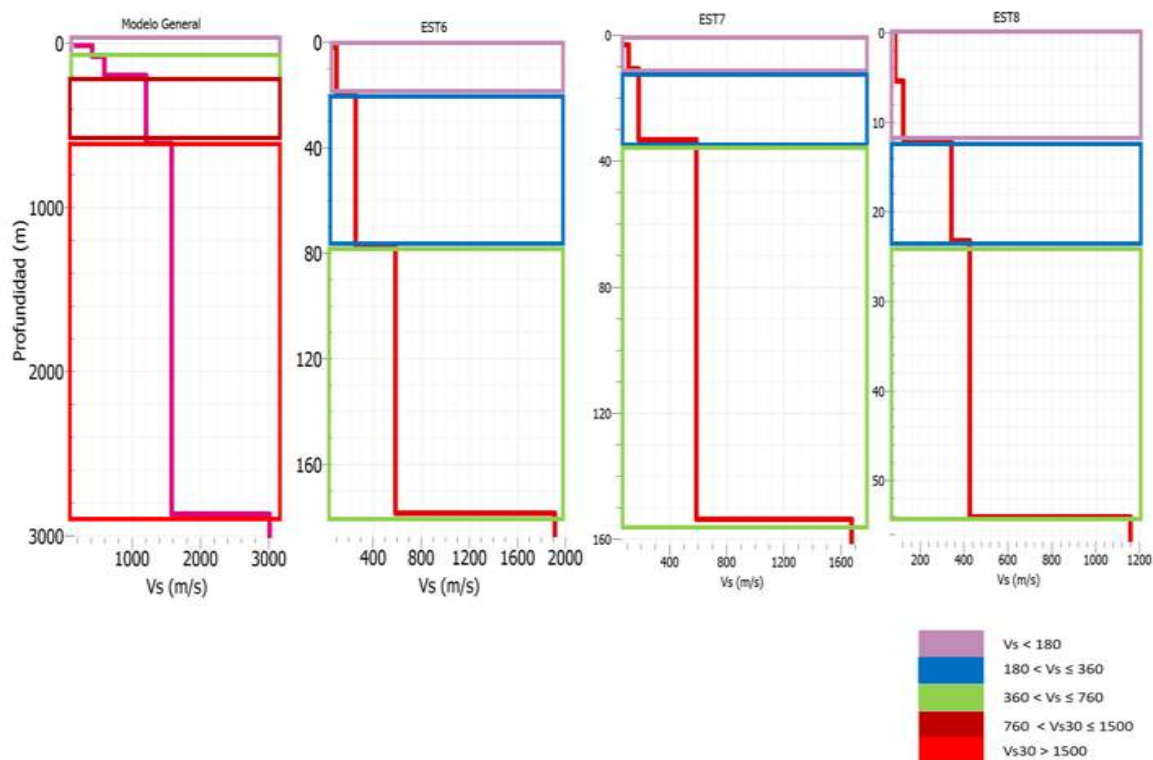


Figura 29. Correlación entre el modelo general obtenido con SPAC resultante para la zona de Cuitzeo y modelos particulares obtenidos con la inversión de H/V.

De los resultados anteriores podemos hacer una tabla donde relacionamos las Vs con el tipo de material, basados en las columnas litológicas (Tabla 15) así como una conclusión de la discusión.

Tabla 15. Relación entre Vs y el tipo de material en la zona de Cuitzeo.

Material Columna SAM (880 m)	Material columna SAM (70 m)	Material columna Copándaro (80 m)	Vs (m/s)
depósitos de talud y avalanchas de tipo lacustre.	capa de arcillas		< 180
	clastos y fragmentos de sílice aglutinados, empacados con limos y arcillas.	clastos y fragmentos de sílice aglutinados, empacados con limos y arcillas.	180-360
	Toba riolítica de grano fino, Roca andesítica fracturada, Toba riolítica consolidada y compacta	clastos y arena empacados en material silícico con limos y arcilla, así como limos y arenas empacados en arcilla, con intercalaciones de roca volcánica basáltica fracturada con proceso de alteración y toba riolítica fracturada	360-760
ignimbritas intercaladas con Andesitas			760-1500
ignimbritas intercaladas con Andesitas			>1500

En conclusión de la discusión para la zona geotérmica SAM usando SPAC se encontró que a partir de 197.17 m y hasta los 2867.77 m, con un espesor es de 2670.6 m, se encuentra una capa de roca y roca dura que se correlacionan con un paquete de ignimbritas intercaladas con Andesitas reportadas en la columna litológica de la zona (Figura 28). Este resultado es congruente con lo reportado por Guevara Alday (2015), quien, por medio de estudios de magnetometría, reporta que el reservorio geotérmico (compuesto de las andesitas mil cumbres) tiene un espesor de ~3km y se encuentra a una profundidad de ~200 m en esta zona.

## ***6.2 Discusión Zona Araró Mich.***

Se comparó el modelo general obtenido con la técnica SPAC para la Zona de Araró Mich. con una columna litológica del pozo Z-3 (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2001), cuyo espesor total es de 1340 m, el modelo general tiene un espesor total de 1359 m, se compone de tres capas clasificadas por los rangos de Vs que se obtuvo en dichas capas y de acuerdo a la clasificación NEHRP.

La primera y la segunda de estas con Vs entre 180 m/s y 760 m/s, que tienen un espesor de 30.66 m, se correlacionan con la primera capa de la columna litológica compuesta por una capa fina (~ 3 m) de un depósito de sinter incluyendo sedimentos lacustres con diatomeas, junto con algunos clastos andesíticos, bajo esta capa de sinter, hay alrededor de 33 metros de tobas depositadas en un ambiente lacustre, estas tobas están constituidas por ceniza y clastos de lapilli con plagioclasa, biotita y piedra pómez.

La tercera capa del modelo general que comienza a partir de 30.66 m, llega a una profundidad de 1359 m y cuyo espesor es de 1328.34 m, con valores de Vs entre 760 m/s y 1500 m/s se correlaciona con los 1304 m que restan de la columna litológica que incluyen capas de rocas intermedias y básicas representadas por andesitas y basaltos, y un intervalo que presentan rocas piroclásticas (tobas líticas y vítreas). (Figura 30).

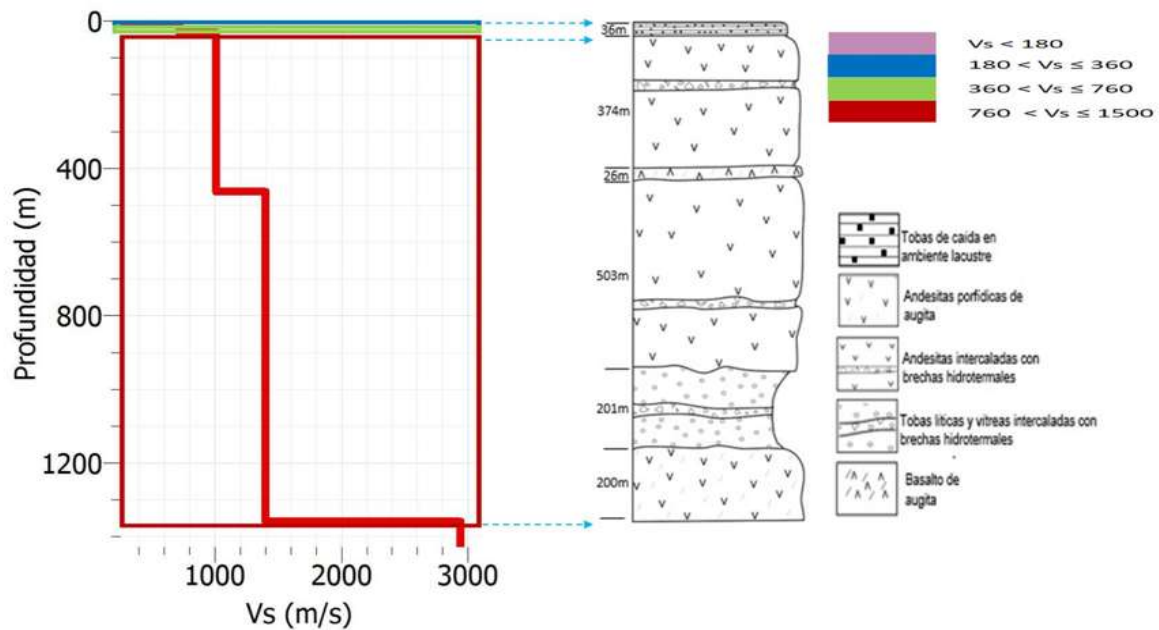


Figura 30. Correlación entre el modelo general resultante para la zona de Araró y columna litológica de Pozo Z-3.

El modelo general, obtenido con la técnica SPAC contiene en sus tres capas, las cuales llegan a una profundidad a 1359 m, a los modelos generados con la inversión de H/V, que tienen una profundidad máxima de 571.95 m,

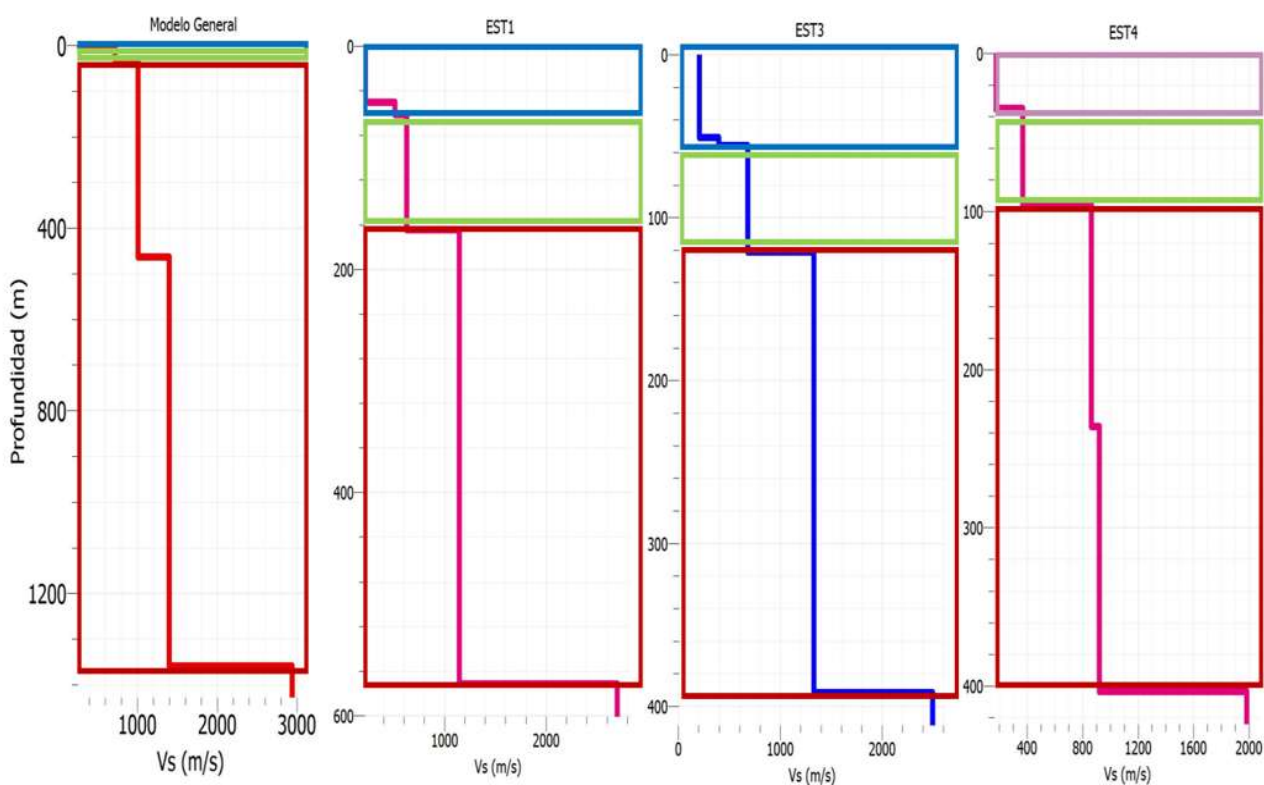
La primera capa del modelo general con Vs entre 180 m/s y 360 m/s (Figura 31 izquierda color azul) también está presente en la primera capa de los modelos particulares a excepción de la estación 4 (Figura 31 derecha color azul).

La segunda capa del modelo general con Vs entre 360 y 760 m/s (Figura 31 izquierda color verde) también está presente en la segunda capa de los modelos particulares (Figura 31 derecha color verde)

A su vez estas dos capas del modelo general se correlacionan con la primera capa de la columna litológica (36 m de profundidad) como se mencionó anteriormente está compuesta por un depósito de sinter incluyendo sedimentos lacustres con diatomeas, junto con algunos clastos andesíticos, bajo esta capa de sinter, hay tobas depositadas en un ambiente lacustre,

estas tobas están constituidas por ceniza y clastos de lapilli con plagioclasa, biotita y piedra pómez.

Y por último la tercera capa del modelo general con Vs entre 760 m/s y 1500 m/s (Figura 31 izquierda color rojo) también está presente y es la última capa de todos los modelos particulares, a excepción de la estación 7 (Figura 31 derecha color rojo) esta capa esta correlacionada como se menciona antes, según el modelo general y la columna litológica con capas de rocas intermedias y básicas representadas por andesitas y basaltos, y un intervalo que presentan rocas piroclásticas (tobas líticas y vítreas).



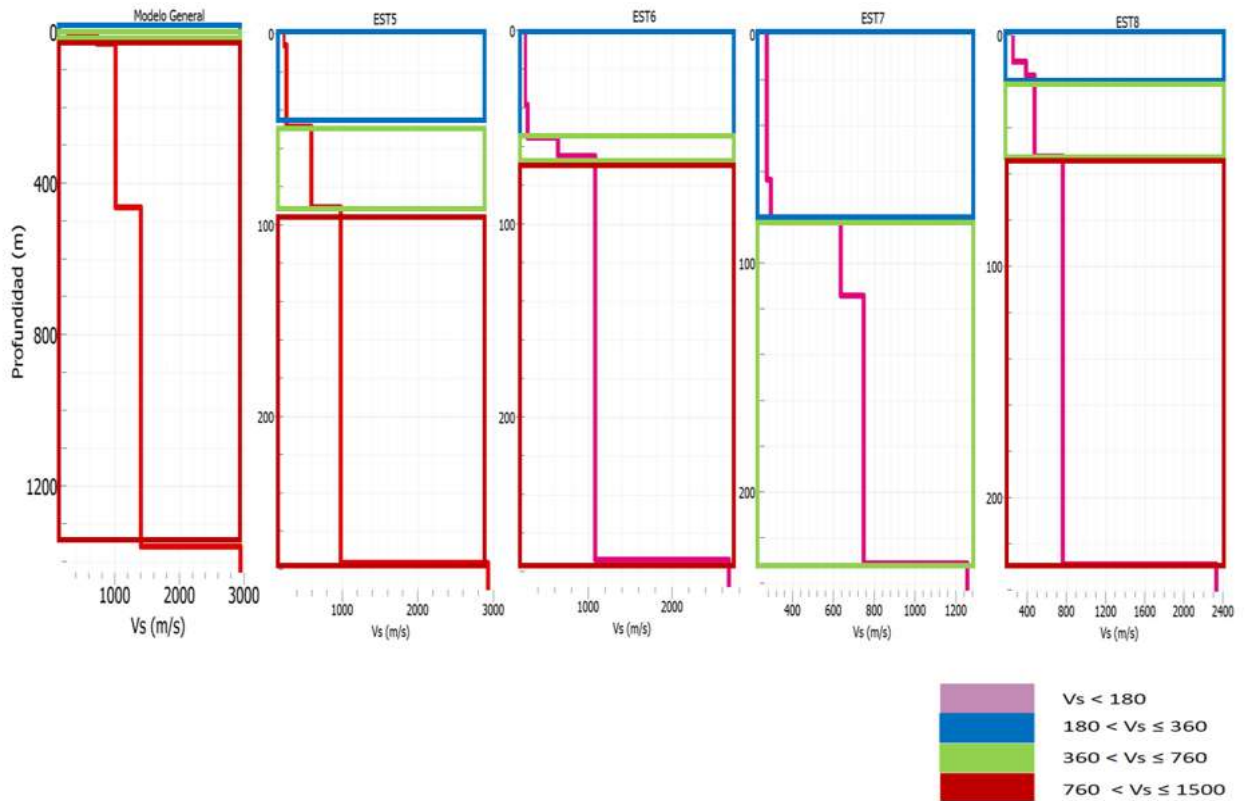


Figura 31. Correlación entre el modelo general obtenido con SPAC resultante para la zona de Araró y modelos particulares obtenidos con la inversión de H/V.

De los resultados anteriores podemos hacer una tabla donde relacionamos las Vs con el tipo de material, basados en las columnas litológicas (Tabla 16) así como una conclusión de la discusión.

Tabla 16. Relación entre Vs y el tipo de material en la zona de Araró.

Material columna litológica de Pozo Z-3.	Vs (m/s)
Sinter incluyendo sedimentos lacustres con diatomeas, junto con algunos clastos andesíticos, bajo esta capa de sinter, hay Tobas depositadas en un ambiente lacustre, estas tobas están constituidas por ceniza y clastos de lapilli con plagioclasa, biotita y piedra pómez.	180-360
	360-760
Capas de rocas intermedias y básicas representadas por andesitas y basaltos, y un intervalo que presentan rocas piroclásticas (tobas líticas y vítreas).	760-1500

En conclusión de la discusión para la zona geotérmica de Araró usando SPAC se encontró que a partir de 30.66 m y hasta una profundidad de 1359 m, con un espesor es de 1328.34 m, se encuentra una capa de Roca se correlaciona con un paquete que incluye capas de rocas intermedias y básicas representadas por andesitas y basaltos, y un intervalo que presentan rocas piroclásticas (tobas líticas y vítreas) (Figura 30). En esta zona se espera según los estudios de CFE (1989) en Hiriart (2011) que el yacimiento geotérmico estaría contenido en una secuencia de rocas andesíticas de probable edad Miocénica, que presentan un fuerte fracturamiento. Podría esperarse un yacimiento geotérmico entre 220°C y 250°C a profundidades superiores a los 2000 metros. La profundidad que se alcanzó con el método no fue suficiente para llegar a la profundidad en la que se espera se encuentre el reservorio geotérmico.

### ***6.3 Discusión Zona Ixtlán de los Hervores Mich.***

Se comparó el modelo general obtenido con la técnica SPAC para la Zona de Ixtlán de los Hervores Mich. con una columna litológica del pozo Ixtlán 2, reportada por el departamento de exploración de la CFE (Departamento de Exploración, 1990) cuyo espesor total es de 159 m el modelo general tiene un espesor total de 1159.27 m.

La primera capa del modelo general que alcanza una profundidad de 8.92 m y una  $V_s < 180$  m/s se correlaciona con la primera capa de la columna litológica de 9 m de profundidad compuesta por depósitos aluviales recientes.

La capa 2 y 3 del modelo general que llegan a una profundidad de 136.44 m con  $V_s$  entre 180 m/s y 760 m/s, se correlacionan con la segunda capa de la columna litológica compuesta por un paquete de sedimentos, que a su vez está compuesta por argilitas, con un elevado grado de compactación, y cantidades variables de limos, arenas y algunas gravas, que se encuentran entre los 9 y 78 m de profundidad en la columna litológica.

La cuarta capa del modelo general que comienza a partir de los 136.44 m y termina hasta los 1159.27 m de profundidad con  $V_s > 1500$  m/s, se correlacionan con un paquete compuesto

por intercalaciones de andesitas basálticas y basaltos que se encuentran entre los 78 y la profundidad total del pozo de 159 m (Figura 32).

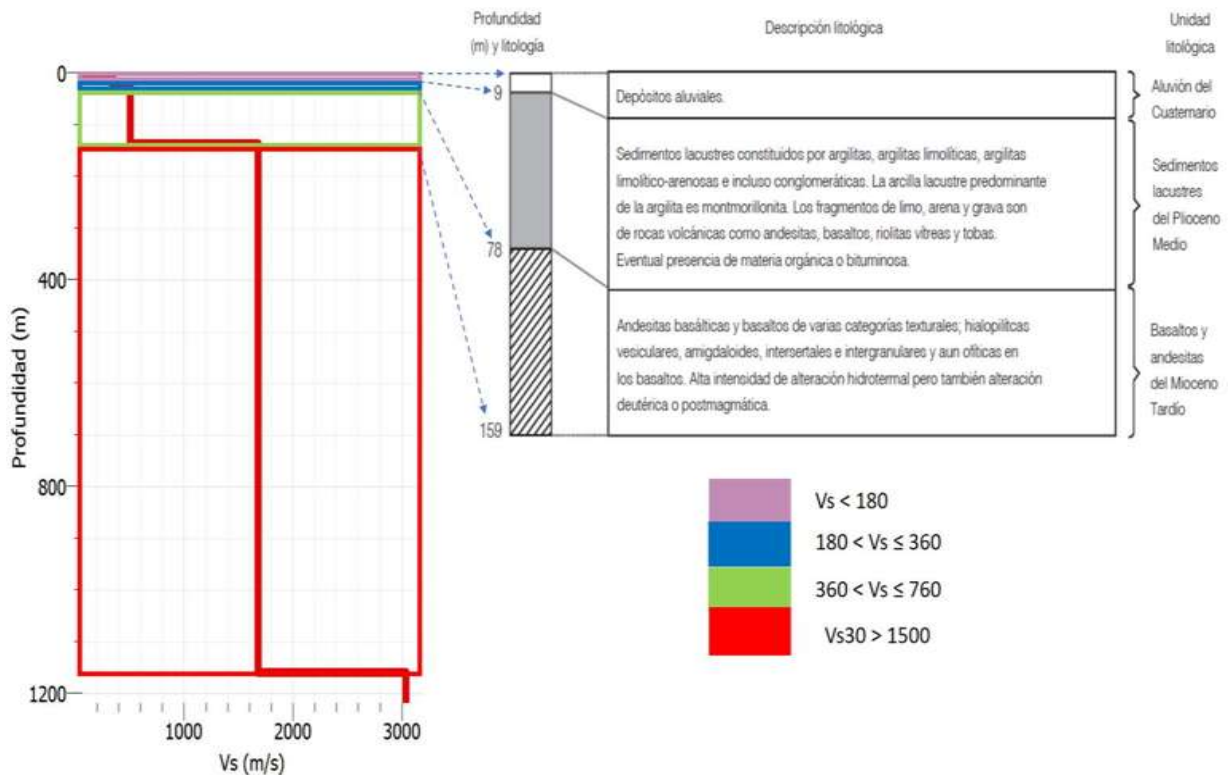


Figura 32. Correlación entre el modelo general resultante para la zona de Ixtlán de los hervores y columna litológica de Pozo Ixtlán 2.

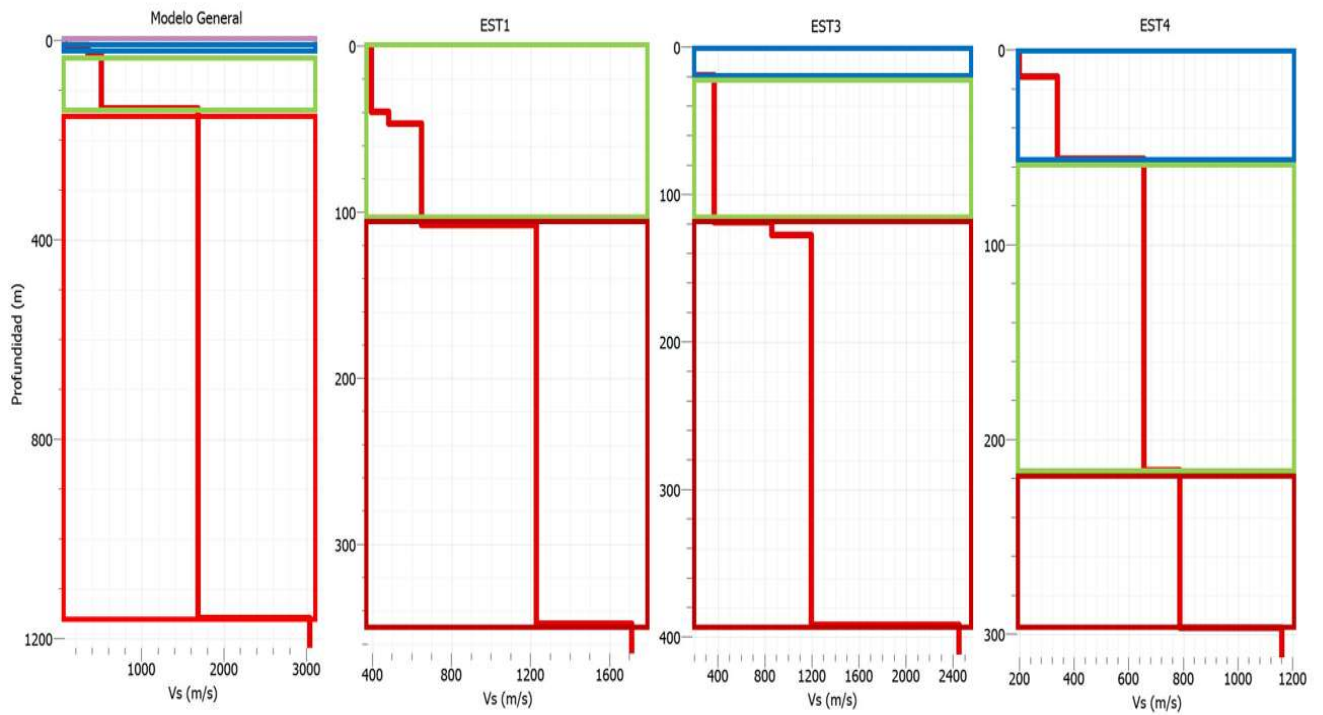
El modelo general, obtenido con la técnica SPAC contiene en sus cuatro capas, las cuales llegan a una profundidad a 1159.27 m, a los modelos generados con la inversión de H/V, que tienen una profundidad máxima de 391.87 m.

La primera capa del modelo general con  $V_s < 180$  m/s (Figura 33 izquierda color morado) está presente en la primera capa únicamente de los modelos particulares para la estación 6 y 7 (Figura 33 derecha color morado). A su vez estas capas del modelo general se correlacionan con la primera capa de la columna litológica, como se mencionó anteriormente está compuesta depósitos aluviales recientes.

La segunda capa del modelo general con  $V_s$  entre 180 y 360 m/s (Figura 33 izquierda color azul) también está presente en los modelos particulares excepto en la estación 1 (Figura 33

derecha color azul). La tercera capa del modelo general con Vs entre 360 m/s y 760 m/s (Figura 33 izquierda color verde) también está presente en los modelos particulares (Figura 33 derecha color verde). A su vez estas dos capas del modelo general se correlacionan con la segunda capa de la columna litológica, como se mencionó anteriormente está compuesta por un paquete de sedimentos, que su vez está compuesta por argilitas, con un elevado grado de compactación, y cantidades variables de limos, arenas y algunas gravas.

La cuarta capa del modelo general no está presente en ninguno de los modelos particulares.



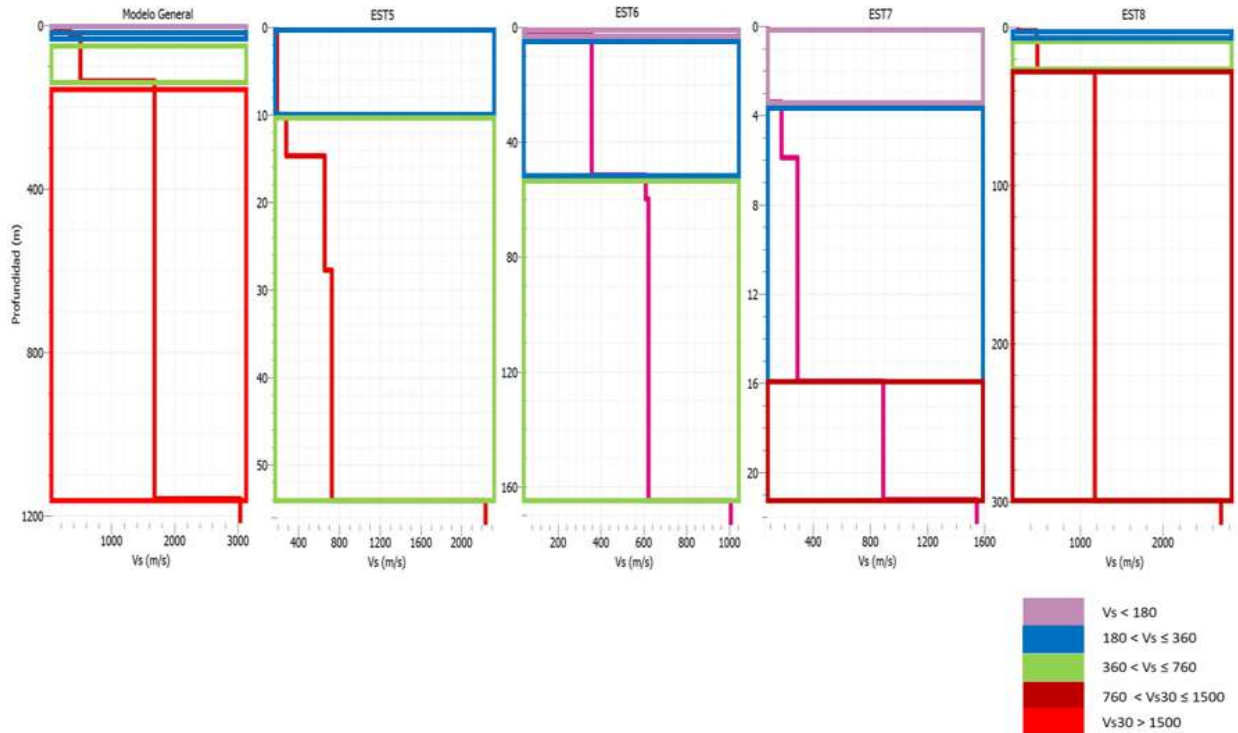


Figura 33. Correlación entre el modelo general obtenido con SPAC resultante para la zona de Ixtlán y modelos particulares obtenidos con la inversión de H/V.

De los resultados anteriores podemos hacer una tabla donde relacionamos las Vs con el tipo de material, basados en las columnas litológicas (Tabla 17) así como una conclusión de la discusión.

Tabla 17. Relación entre Vs y el tipo de material en la zona de Ixtlán de los hervores.

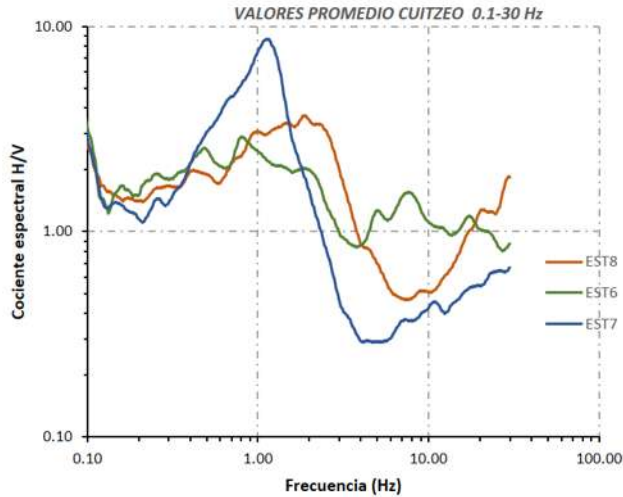
Material columna litológica de Pozo Ixtlán 2.	Vs (m/s)
Depósitos aluviales recientes	< 180
Paquete de sedimentos, que su vez está compuesta por argilitas, con un elevado grado de compactación, y cantidades variables de limos, arenas y algunas gravas.	180-360
	360-760
Intercalaciones de andesitas basálticas y basaltos.	>1500

En conclusión de la discusión para la zona geotérmica de Ixtlán usando SPAC se encontró que a partir de 136.44 m y hasta los 1159.27 m de profundidad, con un espesor de 1022.83 m, se encuentra una capa de roca dura que se correlacionan con un paquete compuesto por intercalaciones de andesitas basálticas y basaltos (Figura 32), lo cual concuerda con lo reportado por Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín (2007) quienes reportan que el yacimiento podría estar contenido en la secuencia andesítico-basáltica del Mioceno que subyace a los productos volcánicos plio-cuaternarios y a los depósitos lacustres del Plioceno. El espesor probable del yacimiento es como mínimo 0.8 Km, como máximo 2.1 Km y el valor esperado es de 1.5 Km.

#### ***6.4 Clasificación de familias para los cocientes espectrales.***

Partiendo de una clasificación de los cocientes espectrales, podemos identificar la presencia de picos después de la frecuencia fundamental, en el rango de 5 a 10 Hz donde las estaciones que presentan este patrón se encuentran geográficamente instaladas en los sitios donde hay manifestaciones hidrotermales, es probable que la existencia de estas frecuencias esté relacionado al fenómeno de migración de fluidos como lo han observado Dangel *et al.*, (2003), Ali *et al.*, (2007), Lambert *et al.*, (2009), Saenger *et al.*, (2009), Gerivani *et al.*, (2012) o Lambert *et al.*, (2013). Se muestra a continuación los promedios de los cocientes espectrales para las zonas de Cuitzeo, de Araró e Ixtlán de los Hervores, así como sus respectivos picos después de la frecuencia fundamental y la ubicación de las estaciones en las que se obtuvo el registro.

En el caso de Cuitzeo el único registro que presento un pico después de la frecuencia fundamental en el rango de 5-10 Hz (Figura 34) fue la instalada en Arumbaro la cual se encuentra sobre la Falla San Agustín, una Falla normal con una longitud de ~10. 21 km con un plano que buza hacia el norte y que se extiende en una dirección NE-SO que va desde el poblado de San Juan Benito Juárez al poblado de Copándaro (Figura 35).



Frecuencias Fundamentales CUITZEO	f0(0.2-5)	f1(6-30)
EST6	0.79	7.67
EST7	1.13	
EST8	1.86	29.52

Figura 34. Grafica promedio de los cocientes espectrales H/V para SAM, Arumbaro y Copándaro de Galeana, Cuitzeo Mich. en el rango de 0.1 a 30 Hz (Izquierda). Tabla de valores de frecuencia fundamental y frecuencias superiores (derecha).



Figura 35. Ubicación geográfica de la estación 6 en Arumbaro Mich. con la característica de tener un segundo pico en el rango de 5-10 Hz.

En el caso de Araró los registros que presentaron un pico después de la frecuencia fundamental en el rango de 5-10 Hz fueron los de las estaciones 1, 3 y 7 (Figura 36). La estación 1 ubicada aproximadamente a 100 m de la Falla normal Araró-Zimirao, la estación 3 ubicada aproximadamente a 100 m de la Falla normal el caracol y la estación 7 ubicada sobre la Falla normal Huingo (Figura 37).

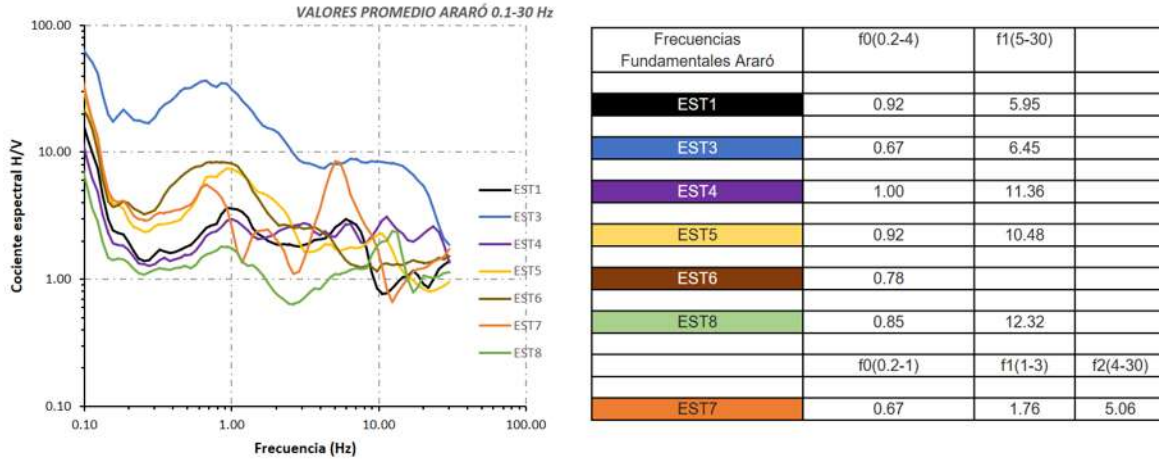


Figura 36. Gráfica del promedio de los cocientes espectral H/V para las 7 estaciones instaladas en Araró Mich. en el rango de 0.1 a 30 Hz (Izquierda). Tabla de valores de frecuencia fundamental y frecuencias superiores (derecha).



Figura 37. Ubicación geográfica de estaciones en Araró con la característica de tener un segundo pico en el rango de 5-10 Hz (triángulos negros). La zona de manifestaciones geotérmicas se muestra en el rectángulo rojo.

En el caso de Ixtlán de los Hervores los registros que presentaron un pico después de la frecuencia fundamental en el rango de 5-10 Hz fueron los de las estaciones 1,3,4 y 7 (Figura 38). Las estaciones 1 y 3 se encuentran aproximadamente a 1000 m y 600 m respectivamente

de la Falla inferida Nogales, la estación 4 aproximadamente a 200 m de la Falla inferida Ixtlán-Encinal y la estación 7 sobre la Falla Normal Ixtlán-Encinal (Figura 39).

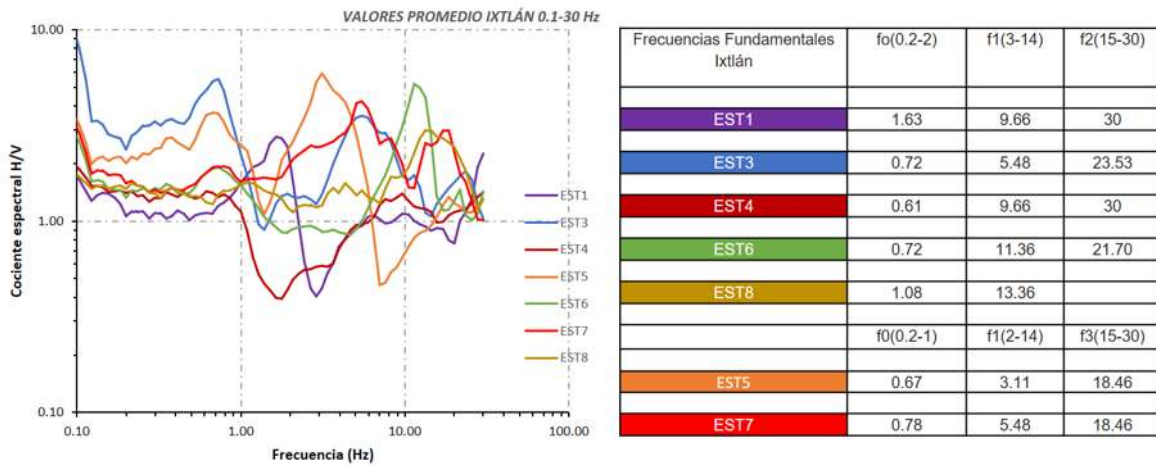


Figura 38. Gráfica del promedio de los cocientes espectral H/V para las 7 estaciones instaladas en Ixtlán de los Hervores Mich. en el rango de 0.1 a 30 Hz (Izquierda), Tabla de valores de frecuencia fundamental y frecuencias superiores (derecha).



Figura 39. Ubicación geográfica de estaciones 1,3,4,7 en Ixtlán de los Hervores, con la característica de tener un segundo pico en el rango de 5-10 Hz.

En conclusión mediante la técnica de los cocientes espectrales, y basados en investigaciones previas en las cuales los autores demuestran que existe un comportamiento de dicha curva que presenta un pico después del pico fundamental el cual se asocia con flujo de fluidos. En este trabajo, los registros de las estaciones que presentaron este comportamiento en el rango de 5-10 Hz se encuentran sobre o cercanas a las fallas, en el caso de Cuitzeo sobre la Falla Normal San Agustín del Maíz, en el caso de Araró sobre o cerca de las Fallas Normales Araró-Zimirao, El caracol y Huingo. En el caso de Ixtlán de los Hervores sobre o cerca de las Fallas inferidas Nogales y de Ixtlán-Encinal.

## ***7. CONCLUSIONES GENERALES.***

Para las zonas geotérmicas de Araró, Ixtlán de los Hervores y San Agustín del Maíz se logró encontrar una buena correlación entre los registros geológicos y los modelos obtenidos con las técnicas de inversión de los cocientes espectrales y SPAC. Los resultados obtenidos con la técnica SPAC nos permitieron explorar profundidades de hasta 3000 m, debido a que la curva de dispersión se encuentra en rangos de bajas frecuencias, del orden de 0.1-0.6 Hz.

En los resultados obtenidos mediante la inversión de cocientes espectrales, las profundidades son menores debido a que la frecuencia fundamental se encuentra alrededor de 1Hz. Cabe mencionar que la técnica de SPAC nos permitió construir perfiles de velocidad que presentaron una mejor correlación con los perfiles geológicos obtenidos a partir de registros de pozos.

Las profundidades de exploración también son correlacionables con resultados obtenidos por otras técnicas geofísicas como magnetometría. Las metodologías empleadas en esta tesis son ampliamente recomendables para exploración de reservorios geotérmicos utilizando registros de ruido sísmico sin necesidad de una fuente activa.

## ***Bibliografía***

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 35, 415-456.

Aki, K. (1965). A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust, *Geophysics* 30, 665-666.

Aki, K. and Larner, K. L. (1970). Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves, *J. Geoph. Res.*, 75, 933-954.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., AlbaAldave, L., (2002a), Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.

Alcantara, I. I. (1997). Neogene diatoms of Cuitzeo lake, central sector of the Trans-Mexican volcanic belt and their relationship with the volcano-tectonic evolution. *Quaternary International*, 43, 137-143.

Alcántara, I. I., Monroy, V. H. G., & Murillo, R. O. (2002). Paleoambiente lacustre del Cuaternario tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológica*, 12(1), 61-78.

Ali, M.Y., Berteussen, K.A., Small, J., Barkat, B., (2007). A low frequency, passive seismic experiment over a carbonate reservoir in Abu Dhabi. *First Break* 25, 71-73.

Allan, J., (1986), *Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.

Alterman, Z. and Karal, F. C. (1968). Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 367-398.

Arai, H. and K. Tokimatsu (2004), "S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 94, No. 1, pp. 53-63.

Asten, M.W., (1978). Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68(6), 1623-1636.

Asten, M.W., Henstridge, J.D., (1984). Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* 49(11), 1828-1837.

Austin-Erickson, A., et al. 2010. "Rhyolitic phreatomagmatism explored: Tepexitl tuff ring (Eastern Mexican Volcanic Belt)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (2010), doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.09.007.

Avalos-Tapia, D., Rodríguez-Díaz, A.A., Villanueva-Estrada R., (2015). Reconocimiento de las asociaciones minerales de alteración y depósitos hidrotermales relacionados con la actividad de los manantiales termales de araró, michoacán. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, Nuevo León, instituto de Geofísica, Universidad Autónoma de México, México D.F. 48-53.

Bard, P.Y., (1998). Microtremors measurements: a tool for site effect estimation? Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 1251 – 1279.

Bard, P.Y., (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation?. In: Irikura *et al.* (eds.) The effects of Surface geology on seismic motion. Balkema, Rotterdam, 1251–1279.

Baskir E. Weller C.E., (1975). Sourceless reflection seismic exploration, *Geophysics*, 40,158-159.

Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ... & Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1239-1260.

Bettig, B., Bard, P.Y., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C. & Hatzfeld, D. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial autocorrelation method (SPAC): application to the Grenoble area, *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 42, 281–304.

Bonnefoy, S. (2004). Nature du bruit de fond sismique: implication pour les études des effets de site, Phd thesis Université Joseph Fourier (LGIT), Grenoble, France. 70-77

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P-Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J. and Fäh, D. (2006a) H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* 167, 827-837.

Bonnefoy-Claudet, S., F. Cotton, P.-Y. Bard (2006b). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review, *Earth-Science Reviews* 79, 205-227.

Boore, D. M. and M. N. Toksöz (1969). Rayleigh Wave Particle Motion and Crustal Structure, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 331-346.

Boore, D. M. (1972). Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials. In *Methods in Computational Physics*, 11, (Ed. B. A. Bolt), Academic Press, New York. 26-34

Boxberger, T., Picozzi, M., Parolai, S., (2011). Shallow geology characterization using Rayleigh and Love wave dispersion curves derived from seismic noise array measurements. *J. Appl. Geophys.* 75 (2), 345–354.

Brenguier F, Shapiro NM, Campillo M, Ferrazzini V, Duputel Z, Coutant O, Nercessian A (2008) Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nat Geosci* 1(2):126–130

Brenguier F, Clarke D, Aoki Y, Shapiro NM, Campillo M, Ferrazzini V (2011) Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus Geosci* 343(8–9):633–638, doi:10.1016/j.crte.2010.12.010

Building Seismic Safety Council. (2003), NEHRP Recommended Provisions for seismic Regulations for New buildings and other Structures, Part1: Provisions, FEMA 368, Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C. 2891-2903.

Bussat S, Kugler S (2011) Offshore ambient-noise surface-wave tomography above 0.1 Hz and its applications. *Leading Edge* 30(5):514–524, doi:10.1190/1.3589107

Cadet, H., (2007). Utilisation combinée des méthodes basées sur le bruit de fond dans le cadre du microzonage sismique. Ph. D. Tesis. L'université Joseph Fourier. Francia.

Calò M, Dorbath C, Cornet FH, Cuenot N (2011) Large-scale aseismic motion identified through 4-DP-wave tomography. *Geophys J Int* 186(3):1295–1314

Calò M, Kinnaert X, Dorbath C (2013) Procedure to construct three-dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross-correlations: application to the Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal site. *Geophys J Int* 194(3):1893–1899.

Campillo, M., & Paul, A. (2003). Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299(5606), 547-549.

Carrasco-Núñez Gerardo, H. Ort Michael, Romero Claudia. 2007. "Evolution and hydrological conditions of a maar volcano (Atexcac crater, Eastern Mexico)". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159 (2007) 179–197.

Carrasco-Núñez G., Riggs N.R. 2008. "Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171 (2008) 307–315.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proceedings IEEE* 57(8), 1408-1418.

Casarrubias U., Z., Izunza G., M.L., Contreras V., J.A., (1990). Estudio geológico de detalle en la zona geotérmica de Araró-Zimirao, Michoacán. CFE Internal Report No. 01-90. Unpublished.

Casarrubias, Z. y Otero, P. (1997). Reporte de actividades en la visita de reconocimiento al pozo # 2 (géiser), Ixtlán de Los Hervores, Michoacán, México. Informe técnico interno No. GG-IX-10/97. Morelia, México: CFE, 13.

Chávez-García, F.J., Rodríguez M., Stephenson W.R., (2005). An Alternative approach to the SPAC analysis of microtremors; Exploting stationary of noise, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 277-293.

Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., & Stephenson, W. R. (2006). Subsoil structure using SPAC measurements along a line. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(2), 729-736.

Cho I, Tada T, Shinozaki Y. (2004). A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms. *Geophysics* 69(6), 1535-1551

Cho, I., Tada, T. & Shinozaki, Y., (2006a). Centerless circular array method: Inferring phase velocities of Rayleigh waves in broad wavelength ranges using microtremor records, *J. Geophys. Res.* 111, B09315, doi:10.1029/2005JB004235.

Cho, I., T. Tada, and Y. Shinozaki, (2008). Assessing the applicability of the spatial autocorrelation method: A theoretical approach, *J. Geophys. Res.* 113, B06307, doi:10.1029/2007JB005245.

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M. & Scarpa, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88:653-666.

Claerbout, J. F., (1968), Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response: *Geophysics*, 33, 264-269.

Cole, S. (1995). Passive seismic and drill-bit experiments using 2-D arrays: Ph. D. thesis. Stanford University, Palo Alto, USA.

Cornou, C. (2002). Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises): implications pour les effets de site (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).

Crampin, S., (2006). The new geophysics: a new understanding of fluid-rock deformation, in *Eurock 2006: Multiphysics Coupling and Long Term Behaviour in Rock*

Mechanics, edited by Van Cotthem, A., R. Charlier, J.- F. Thimus, and J.-P. Tshibangu, 539–544, Taylor and Francis, London.

Dangel, S., Schaepman, M.E., Stoll, E.P., Carniel, R., Barzandji, O., Rode, E.D., Singer, J.M., (2003). Phenomenology of tremor-like signals observed over hydrocarbon reservoirs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 128 (1–3), 135–158.

Demant, A., (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.

Departamento de Exploración, (1989). Propuesta para la perforación exploratoria en la zona geotérmica de Araró, Mich. CFE Internal Report No. 10-89. Unpublished.

Departamento de Exploración (1990). Propuesta para la perforación exploratoria en la zona geotérmica de Ixtlán de Los Hervores, Michoacán. Informe técnico interno No. 1/90. Morelia, México: CFE, 25 pp.

Draganov, D., Wapenaar, K., Mulder, W., Singer, J., & Verdel, A. (2007). Retrieval of reflections from seismic background noise measurements. *Geophysical Research Letters*, L04305-1-L04305-4.

Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A., & Wapenaar, K. (2009). Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, A63-A67.

Duvall, T. L., Jefferies, S. M., Harvey, J. W., & Pomerantz, M. A. (1993). Time-distance helioseismology. *Nature*, 430-432.

F. Córdoba Montiel, Arturo Iglesias Mendoza, Shri Krishna Singh, Zack Spica, Denis Legrand (2014). Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 63. N° 3, p. 441-457.

Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquarè, G., Tibaldi, A. (1991). Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 47, 129-148.

Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: *Geology*, 27, 303-306

Field, E. H. and K. H. Jacob (1995). A comparison and test of various siteresponse estimation techniques, including three that are not referencesite dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85(4), 1127–1143.

Finn, W. D. L. (1991). Geotechnical engineering aspects of microzonation, Proc. Fourth Int. Conf. On Seismic Zonation, Stanford, California, I, 199-259.

Flores-Estrella, H. (2004). Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidades en el Valle de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Flores-Estrella, H., Aguirre-González, J., (2003). SPAC: An Alternative Method to Estimate Earthquake Site Effects in Mexico City, *Geof. Int.* 42(2), 227-236.

Fäh, D., Kind, F., & Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145(2), 535-549.

Fäh, D., Kind, F., & Giardini, D. (2003). Inversion of local S-wave velocity structures from average H/V ratios, and their use for the estimation of site-effects. *Journal of Seismology*, 7(4), 449-467.

García-Jerez, A., F. Luzón, M. Navarro, and J. A. Pérez-Ruiz (2008a). Determination of elastic properties of shallow sedimentary deposits applying a spatial autocorrelation method, *Geomorphology* 93, 74-88.

García-Jerez, A. (2010). Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva (Doctoral dissertation, Tesis Doctoral. Universidad de Almería) 11-17.

Garduño Monroy, V. H. (1999). El vulcanismo del Mioceno-pliocuaternario de Michoacán. *Carta Geológica de Michoacán, escala, 1(250), 000.*

Gerivani, H., Haghshenas, E., Moghaddas, N. H., & Ghafoori, M. (2012). Frequency-amplitude range of hydrocarbon microtremors and a discussion on their source. *Journal of Geophysics and Engineering*, 9(6), 632.

Gerstoft, P., Sabra, K., Roux, P., Kuperman, W. A., & Fehler, M. (2006). Green's functions extraction and surface wave tomography from microseisms in southern California. *Geophysics*, SI23-SI32

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

González-Ruiz, L. E., González-Partida, E., Garduño-Monroy, H., Martínez, L., Pironon, J., Díaz-Carreño, E.H., Yáñez-Dávila, D., Romero-Rojas, W., Romero-Rojas, M.C. (2015). Distribución de Anomalías Geotérmicas en México: Una guía útil en la prospección geotérmica. *Revista Internacional de Investigación e Innovación Tecnológica*, 1-31.

González Martínez, M. (2014). Replanteamiento en la estimación de periodos fundamentales del suelo para la ciudad de Querétaro (Doctoral dissertation).

González-Martínez, M. y A. Clemente-Chávez. 2013. Técnica de cocientes espectrales: Obtención de funciones de transferencia empírica (FTE) mediante el registro de vibración ambiental. 7o Coloquio de Posgrado: Avances de Jóvenes Investigadores DIPFI-UAQ. ISBN: 978-607-513-086-6.

Gouedard, P., Stehly, L., Brenguier, F., Campillo, M., Colin de Verdiere, Y., Larose, E., ... & Weaver, R. L. (2008). Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications. *Geophysical prospecting*, 56(3), 375-393.

Gross, J. C. (2010). Broadband seismic noise: classification and Green's function estimation (Tesis doctoral). Karlsruhe Inst. für Technologie, Alemania, 77-80.

Gutenberg, B. (1911). Die seismische bodenunruhe. Ph.D. thesis University of Gottigen, Germany. (In German) 40 p.

Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advances in Geophysics* 5, 53-92.

Gutiérrez Negrín, L., A. López Hernández, y J.L. Quijano León, (1989). Zonas geotérmicas de interés en México. *Geotermia*, Vol. 5, No. 3, pp. 283-346.

Haghshenas, E., Bard, P. Y., Theodulidis, N., & SESAME WP04 Team. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), 75-108.

Herrmann, R. (1994). Computer programs in seismology, St Louis University.

Hiriart-Le Bert (2011). Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía México, DF, mayo de 2011. CRE y IDB 161p.

Horike, M. (1996). Geophysical exploration using microtremor measurements. Xth WCEE, Acapulco.

Israde-Alcantara, I., & Garduño-Monroy, V. H. (1999). Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (central-western México, Michoacan). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1), 209-227.

Israde Alcántara, Isabel, Velázquez-Durán, Rodrigo, Lozano García, Ma. Socorro, Bischoff, James, Domínguez Vázquez, Gabriela, & Garduño Monroy, Víctor Hugo, (2010),

Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62(3), 345-357

Jena, V. G. F. V., & de Investigaciones Eléctricas, I. (1988). Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico. *Chem. Erde*, 48, 177-189.

Jorge A. Guevara A. (2015). Estudios Geológicos y Geofísicos para la elaboración del modelo conceptual del yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz, Mich.México. (tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán México.

Kagawa, T. (1996), Estimation of velocity structures beneath Mexico City using microtremor array data, in Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, Abstract 1179, Soc. Mexicana de Ing. Sismica, Acapulco, Mexico.

Katz, L. J. (1990). 27 de Abril de 1990 Patente nº 5.012.453. Estados Unidos.

Kelly, K. R., Ward, R. W., Treitel, S. and Alford, R. M. (1976). Synthetic seismograms: A finitedifference approach. *Geophysics*, 41, 2-27.

Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228-241.

Koper, K. D., Seats, K. and Benz, H. (2010). On the Composition of Earth's Short-Period Seismic Noise Field. *Bull. Seism. Soc. Am.* 100(2), 606-617.

Kudo, K. *et al.*, (2002). Site specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey Earthquake of August 17, 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks, *Bull. seism. Soc. Am.*, 92, 448-465.

Kunimatsu, S., M. Yoshimi, H. Sekiguchi, H. Horikawa, H. Saomoto, S. K. Feng, and T. Sugiyama (2005). Estimation of subsurface velocity structure under Yufutsu plain by using microtremor array survey, *Annu. Rept. Active Fault Paleoequake Res.* 5, 1-15.

Lachet C. and P. Y. Bard (1994). Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of the Nakamura is technique, *Jour. Phys. Earth*, 42, 377-397.

Lacoss, R. T., Kelly, E. J., & Toksöz, M. N. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, 34(1), 21-38.

- Lambert, M.A., Schmalholz, S.M., Saenger, E.H., Steiner, B., (2009). Low-frequency microtremor anomalies at an oil and gas field in Voitsdorf, Austria. *Geophys. Prospect.* 57 (3), 393–411.
- Lambert, M.A., Saenger, E.H., Quintal, B., Schmalholz, S.M., (2013). Numerical simulation of ambient seismic wavefield modification caused by pore-fluid effects in an oil reservoir. *Geophysics* 78 (1), T41–T52.
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology* (Vol. 58). Academic press.
- Lee, M.W., (1986). Spectral whitening in the frequency domain. U.S. Geological Survey Open File Report, 86-553.
- Lehuteur Maximilien, Jérôme Vergne, Jean Schmittbuhl and Alessia Maggi (2015). Characterization of ambient seismic noise near a deep geothermal reservoir and implications for interferometric methods: a case study in northern Alsace, France *Geothermal Energy* 2015 3:3.
- Lermo, J. (1992). Observaciones de microtremores en México y su aplicación en la Ingeniería Sísmica, *MS Thesis*, Universidad Nacional Autónoma de México, 75 pp.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.83, N° 5, pp.1574-1594, Octubre 1993.
- Lermo, J. and F. J. Chavez-Garcia (1994). Are microtremors useful for site response evaluation?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(5), 1350–1364, 1994.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., & Its, E. N. (1989). Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth. *Modern Approaches in Geophysics*, 9, 131-169.
- Li, H., W. Su and C. Wang (2009), Ambient noise Rayleigh wave tomography in western Sichuan and eastern Tibet, *Earth Planet. Sci. Lett.* 282, 201-211.
- Liang, C., Langston C. A. (2008). Ambient seismic noise tomography and structure of eastern North America, *J Geophys Res*, 113, B03309.
- Lin F-C, Tsai VC (2013) Seismic interferometry with antipodal station pairs. *Geophys Res Letts* 40(17):4069–4613.doi:10.1002/grl.50907
- Lin F-C, Tsai VC, Schmandt B, Duputel Z, Zhan Z (2013) Extracting seismic core phases with array interferometry. *Geophys Res Lett* 40(6):1049–1053, doi:10.1002/grl.50237
- Ling, S.Q., (1994). Research on the estimation of phase velocities of surface waves in microtremors, PhD thesis, Hokkaido University, Japan.

Lobkis, O.I., Weaver, R.L., (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field: *Journal of the Acoustical Society of America*, 110, 3011-3017.

López Granados, E. M., Mendoza, M. E., & Acosta, A. (2002). Cambio de cobertura vegetal y uso de la tierra. El caso de la cuenca endorreica del lago de Cuitzeo, Michoacán. *Gaceta ecológica*, (64).

Lozano Lozano, C. F. (2013) Uso de registros de microtemblores para la determinación de modelos de velocidad de ondas de corte y respuesta dinámica del suelo en la ciudad de Cúcuta, Colombia (Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Colombia),24-50.

Malischewsky, P. G., & Scherbaum, F. (2004). Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. *Wave motion*, 40(1), 57-67.

Martin A.J. & Diehl J.G (2004). Practical experience using a simplified procedure to measure average shear wave velocity to a depth of 30 meters (VS30). In: 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, paper n. 952.

Matsuoka, T., Umezawa, N. & Makishima, H., (1996). Experimental studies on the applicability of the spatial autocorrelation method for estimation of geological structures using microtremors, *Butsuri Tansa*, 49, 26-41.

Milana G., Barba S., Del Pezzo E., Zambonelli E. (1996). Site response from ambient noise measurements: New perspectives from an array study in central Italy, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86-2, 320-328.

Mordret A, Landés M, Shapiro NM, Singh SC, Roux P, Barkved OI (2013) Near-surface study at the Valhall oil field from ambient noise surface wave tomography. *Geophys J Int* 193(3):1627-1643, doi:10.1093/gji/ggt061

Morikawa, H., Sawada, S. & Akamatsu, J. (2004). A method to estimate phase velocities of Rayleigh waves using microseism simultaneously observed at two sites, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 961-976.

Nakamura Y., (1989). A Method for Dynamic characteristics Estimation of Subsurface using Microtremors on the Ground Surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI)*, Vol. 30, No.1.

Nakamura, Y., (2000). Clear Identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12 World Conference of Earthquake Engineering, New Zealand.

Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1970). On the propagation characteristics of microtremors. *J. Seism. Soc. Japan*, 23, 264-280.

Nogoshi, M. y T. Igarashi, (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), *Journal Seismological Society Japan*, 24, 26-40 (en Japonés con resumen en Ingles).

Obermann A, Planès T, Larose E, Campillo M (2013) Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise. *J Geophys Res Solid Earth* 118(12):6285–6294, doi:10.1002/2013JB010399.

Obermann, A., Kraft, T., Larose, E., & Wiemer, S. (2015). Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(6), 4301-4316.

Ohmachi, T., Y. Nakamura, and T. Toshinawa (1991). Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements, *Proc. 2nd. Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earth. Eng. & Soil Dyn.*, San Louis, Missouri, 11-15 March, 1643-1648.

Okada, H. and Matsushima, T., (1989). An exploration Technique using microtremors (1) – an analytical background to discriminate Love wave in microtremors –, 81st Annual Meeting for Society of Exploration Geophysicists of Japan, November 1989, Japan.

Okada, H., Matsushima, T., Moriya, T. & Sasatani, T. (1990). An exploration technique using long-period microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas, *Butsuri Tansa (Geophys. Explor.)*, 43, 402–417.

Okada, H., (2003). *The Microtremor Survey Method* (translated by Koya Suto), Geophysical Monograph Series, No.12, Society of Exploration Geophysicists.

Okada, H., (2006). Theory of efficient array observations of microtremors with special reference to the SPAC method, *Explor. Geophys.*, 37, 73–85.

Ordaz, M., & Montoya, C. (2002). Programa DEGTRA A4 versión 4.06. Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C., (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92 (6), 2521–2527.

Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S.M., Milkereit, C., (2005). Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophys. Res. Lett.* 32 (1), L01303.

Pasquaré, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A., Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146, 353-364.

Pérez-Ruiz, J. A. (2007). Un método de diferencias finitas para el análisis de la propagación de ondas. Aplicación al modelado de la respuesta sísmica de estructuras geológicas en entornos de computación en paralelo. PhD thesis, Universidad de Almería, España.

Picozzi, M., Parolai, S., Richwalski, S.M., (2005). Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophys. Res. Lett.* 32 (11), L11308. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022878>.

Poli P, Campillo M, Pedersen H (2012) Body-wave imaging of Earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise. *Science* 338(6110):1063–1065, doi:10.1126/science.1228194

Prol-Ledesma, R.M., Juarez, M.G. (1986). Geothermal map of Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 28, 351-362.

Reynolds, J. M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, John Wiley and Sons Ltd, Chichester.

Rickett, J., and J. Claerbout, (1999), Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring: the leading edge, 18, 957–960.

Romero-Ríos, F., 1985. Exploración en la zona geotérmica de Las Derrumbadas, Pue. Informe 37/85 para la Comisión Federal de Electricidad. Departamento de exploración.

Rosas, J. y Olguín, A. (1981). Estudio geológico de Ixtlán de Los Hervores, Estado de Michoacán. Informe técnico interno No. 38/81. Morelia, México: CFE, 1981, 43 pp.

Rosas, J., Urrutia, J. y Maciel, R. (1989). Geología del extremo oriental del graben de Chapala, breve discusión sobre su edad: zonas geotérmicas Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, México. *Geotermia*. Vol. 5, núm. 1, México, 1989, pp. 3-18.

Saenger, E.H., Schmalholz, S.M., Lambert, M.A., Nguyen, T.T., Torres, A., Metzger, S., Habiger, R.M., Müller, T., Rentsch, S., Mendez-Hernandez, E., (2009). A passive seismic survey over a gas field: analysis of low-frequency anomalies. *Geophysics* 74 (2), 029–040.

Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—II. Appraising the ensemble. *Geophysical Journal International*, 138(3), 727-746.

Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., and Rodríguez-Castellanos A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium, *Geophys. J. Int.* 186, 221–225.

Scherbaum, F. (1987). Seismic imaging of the site response using microearthquake recordings. Part II. Application to the Swabian Jura, southwest Germany, Seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(6), 1924-1944.

Scherbaum, F., Hinzen, K-G. & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.* 2003, 152, 597-612.

Schmidt Díaz Victor (2012). Determinación del parámetro vs30 usando los métodos fk y spac en la bahía de cádiz (sur de españa). *Ingeniería* 22 (1): 39-54, ISSN: 1409-2441; 2012. San José, Costa Rica.

Schuster, G. T. (2009). *Seismic Interferometry*. Cambridge: Cambridge University Press.

Schuster, G. T., (2001). Theory of daylight/interferometric imaging: tutorial: 63rd Meeting, European Association of Geoscientists and Engineers, Extended Abstracts, Session: A32.

Segovia, N., Barragan, R. M., Tello, E., Alfaro, R., and Mena, M. (2005). Geochemical Characteristics and <sup>222</sup>Rn Measurements at Cuitzeo Basin (Mexico) Thermal Springs and Artesian Wells. *Proceedings World Geothermal Congress 2005*. Antalya, Turkey, 24-29 April 2005.

Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical research letters*, 33(21).

Shabani, E., M. Eskandari-Ghadi and N. Mirzaei (2010). The SPAC method for a finite Mstation circular array using horizontally polarized ambient noise. *Bull. Seism. Soc Am.* Submitted.

Shabani, E., Pierre-Yves Bard, Noorbakhsh Mirzaei, Morteza Eskandari-Ghadi, Cecile Cornou and Ebrahim Haghshenas (2010). An extended MSPAC method in circular arrays. *Geophys. J. Int.* (2010) 182, 1431–1437.

Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S. K., Jongmans, D., y Sanchez-Sesma, F. J. (1997). Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophysical Journal International*, 128(1), 151-166.

Shapiro, N.M., Campillo, M., (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient noise: *Geophysical Research Letters*, 31 (L07614), 1-8.

Siebe, C., P. Verma, S., 1988. Major Element Geochemistry and Tectonic Setting of Las Derrumbadas Rhyolitic Domes, Puebla, Mexico.

Signanini, P., & De Santis, A. (2012). Power-law frequency distribution of H/V spectral ratio of seismic signals: Evidence for a critical crust. *Earth, planets and space*, 64(1), 49-54.

Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz, M., Mooser, F., Almora, D., Torres, M., y Vasquez, R. (1995). Is there truly a “hard” rock site in the Valley of Mexico?. *Geophysical Research Letters*, 22(4), 481-484.

Snieder, R., A. Gret, H. Douma, and J. Scales, (2002). Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity, *Science*, 295, 2253–2255.

Stein S., y Wysession, M., 2002. An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Blackwell Publishing.

Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki (2007). Beyond the SPAC method: exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 97, 2080-2095.

Tada, T., I. Cho, and Y. Shinozaki (2009). New Circular-Array Microtremor Techniques to Infer Love-Wave Phase Velocities, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 99, 2912-2926

Tanimoto, T., Ishimaru, S. and Alvizuri, C. (2006). Seasonality in particle motion of microseisms. *Geophys. J. Int.* 166, 253–266.

Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. *Proc. 1st Intl. Conf. Earthquake Geotechnical Engineering*, volume 3, 1333–1368.

Tokimatsu, K., & Asaka, Y. (1998). Effects of liquefaction-induced ground displacements on pile performance in the 1995 Hyogoken-Nambu earthquake. *Soils and Foundations*, 38(Special), 163-177.

Toksöz, M.N., (1964). Microseisms and an attempted application to exploration. *Geophysics* 29(2), 154–177.

Toksöz, M.N., Lacoss, R.T., (1968). Microseisms: mode structure and sources. *Science* 159,872–873.

Verbeke, J., (2012). High resolution anisotropic imaging of the central european crust from phase and group velocities using ambient noise surfaces waves (Tesis doctoral). Universite Joseph Fourier, Grenoble, Francia.

Viggiano-Guerra, J. C., & Gutierrez-Negrin, L. C. (2001). Characteristics of the Araro, Mich.(Mexico), Geothermal Zone. *TRANSACTIONS-GEOTHERMAL RESOURCES COUNCIL*, 369-374.

Viggiano-Guerra, J.C., Gutiérrez-Negrín, L.C.A. (2003). Régimen de flujo hidrotermal en la zona geotérmica de Araró, Michoacán. *Ingeniería Hidráulica en México* 18, 39-53.

Viggiano-Guerra, J.C. y L.C.A. Gutiérrez-Negrín, (2005). The Geothermal System of Araró, Mexico, as an Independent System of Los Azufres. *Proceedings World Geothermal Congress 2005 Antalya, Turkey*, 24-29 April 2005.

Viggiano Guerra, J.C. y L.C.A. Gutiérrez-Negrín, (2007). Estudio petrográfico y modelo conceptual preliminar de la zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores, Michoacán, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. XXII, No. 4, pp. 61-73.

Wapenaar, K., Draganov, D., Thorbecke, J., & Fokkema, J. (2002). Theory of acoustic daylight imaging revisited. *72nd Annual International Meeting Expanded Abstracts* (págs. 2269-2272). Salt Lake City: Society of Exploration Geophysicists.

Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, 93, 254301, 1-4.

Wapenaar, K., Fokkema, J. (2006) Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71, SI33-SI46.

Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, *Near Surface Geophys.* 2, 211–221.

Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface wave inversion. Ph.D. thesis, Liège University, 161 pages.

Wathelet, M., Jongmans, D. & Ohrnberger, M. (2005). Direct Inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 1787--1800.

Wessel, P., & Smith, W. H. (1998). New, improved version of Generic Mapping Tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47), 579-579.

Woith, H., Parolai, S., Boxberger, T., Picozzi, M., Özmen, Ö. T., Milkereit, C., ... & Zschau, J. (2014). Spatio-temporal variability of seismic noise above a geothermal reservoir. *Journal of Applied Geophysics*, 106, 128-138.

Xu, P., Ling, S., Li, C., Du, J., Zhang, D., Xu, X., Dai, K., Zhang, Z. (2012). Mapping deeply-buried geothermal faults using microtremor array analysis. *Geophysical Journal International*. 188, 115-122. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05266.x

Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., & Niwa, M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1831-1841.

Yáñez García, C. y Casique Vásquez, J., (1980). Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Las Derrumbadas. México, D.F. CFE. (Inédito).

Yilmaz Oz., (2001). *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data: 2nd Edition 2001*.

Zhao, J. X., Irikura, K., Zhang, J., Fukushima, Y., Somerville, P. G., Asano, A., ... & Ogawa, H. (2006). An empirical site-classification method for strong-motion stations in Japan using H/V response spectral ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(3), 914-925.

Zhong Tie, Yue Li, Ning Wu, Pengfei Nie and Baojun Yang, (2015). Statistical analysis of background noise in seismic prospecting. *Geophysical Prospecting*, 2015, 63, 1161-1174.

## APÉNDICE A: Resultados interferometría

Se presenta a continuación los resultados de la técnica de Interferometría, del registro de las seis estaciones instaladas en Las Derrumbadas Puebla. La geometría del arreglo y distancia entre las estaciones se muestra en la Figura A1.

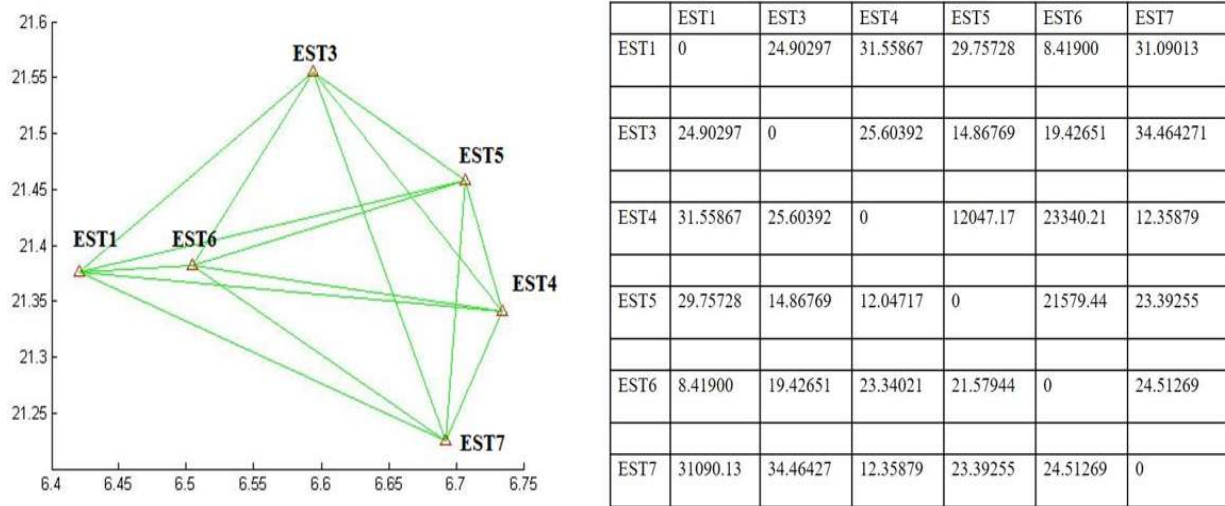


Figura A1. Distribución de las estaciones instaladas en Las Derrumbadas Puebla, en Km (Izquierda), distancia entre estaciones, en Km (Derecha).

Las siguientes imágenes (desde A2-A7) muestran los apilados por horas de correlaciones cruzadas para los registros con duración de 76 horas, entre las posibles combinaciones de los pares de estaciones (EST1, EST3, EST4, EST5). Para la visualización de los apilados, se aplica un filtro pasabanda Butterworth de orden 3, entre una frecuencia mínima (FreMin) y una frecuencia máxima (FreMax) las cuales se indican al pie de cada figura. Las imágenes están compuestas por cuatro ventanas, cada ventana es la correlación de la combinación de una de las estaciones con las restantes. Por ejemplo, en la Figura A2, la ventana superior izquierda muestra la correlación de la estación 1 (EST1) con las estaciones 3,4 y 5.

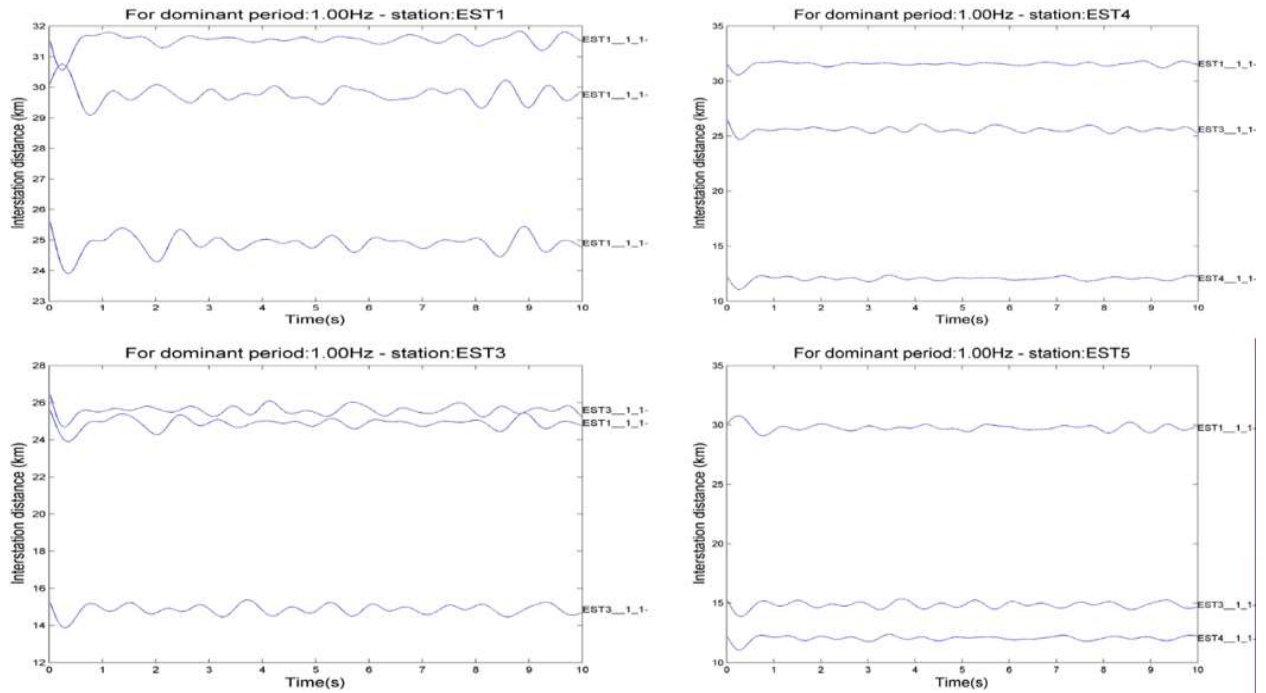


Figura A2. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 76 horas  $FreMin=0.5Hz-FreMax=1.5Hz$

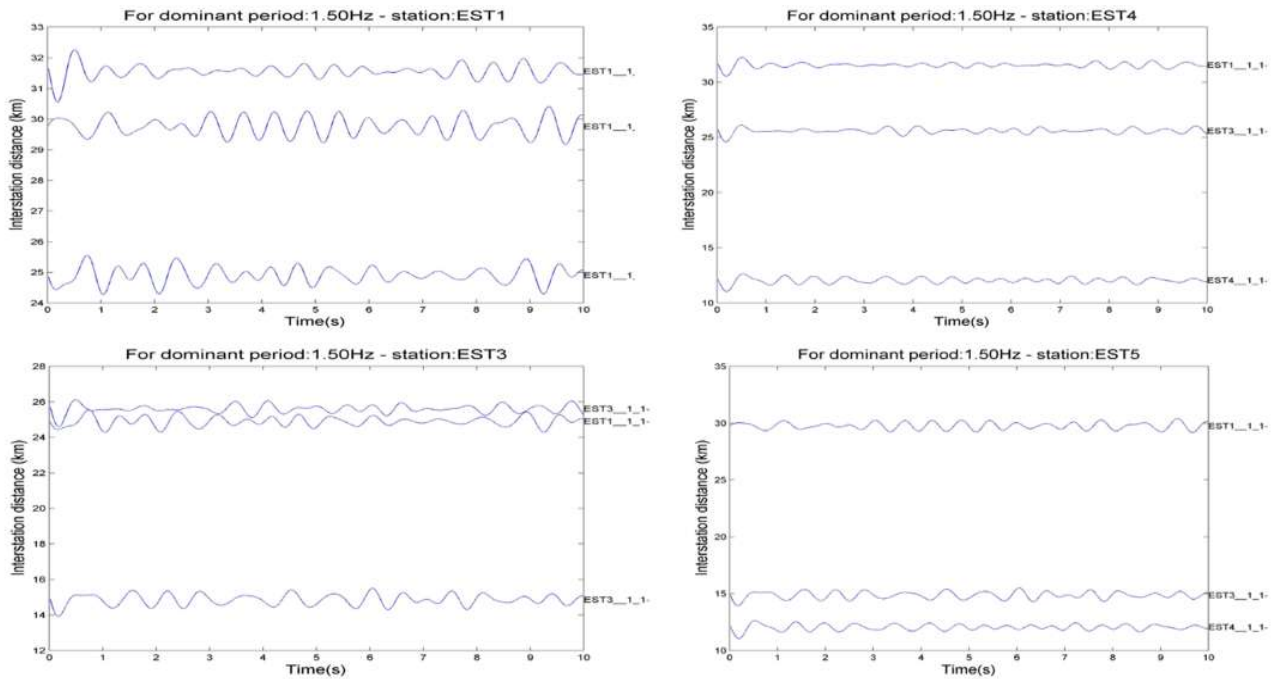


Figura A3. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 76 horas Estaciones 1,3,4,5.  $FreMin=1Hz$   
 $FreMax=2Hz$ .

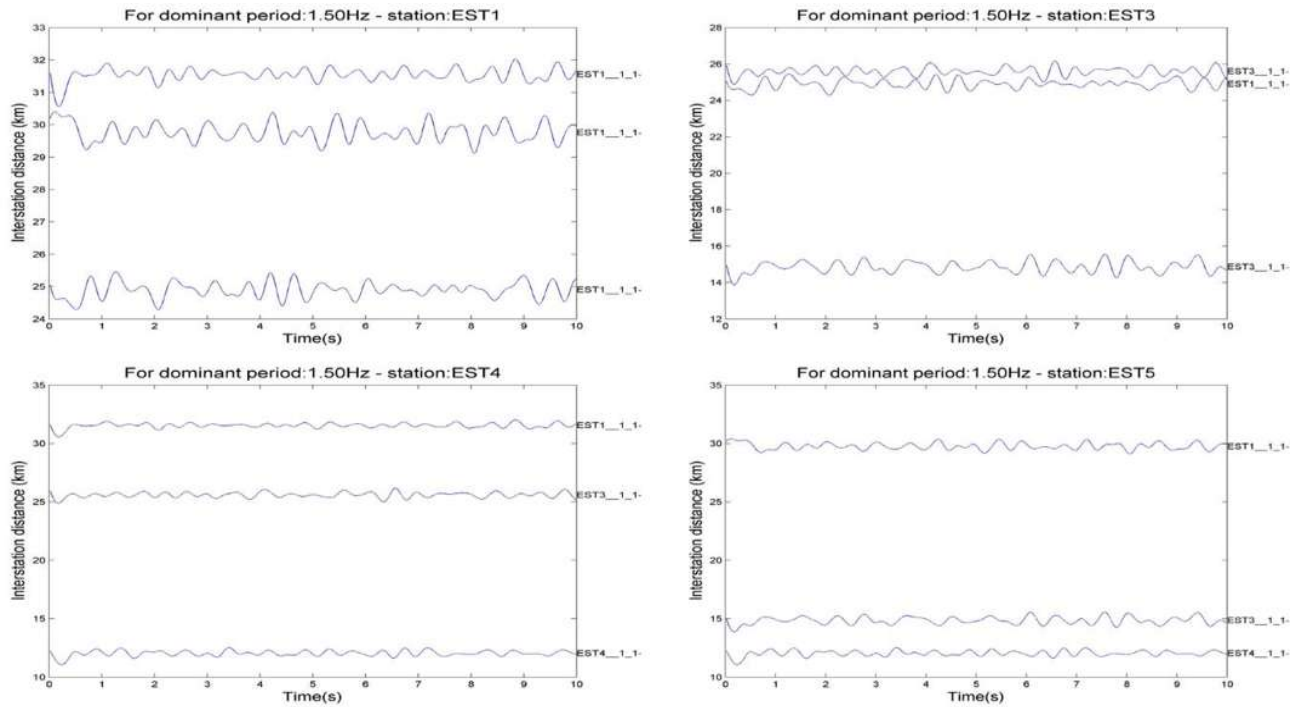


Figura A4. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 76 horas Estaciones 1,3,4,5. FreMin=0.5Hz  
FreMax=2.5Hz.

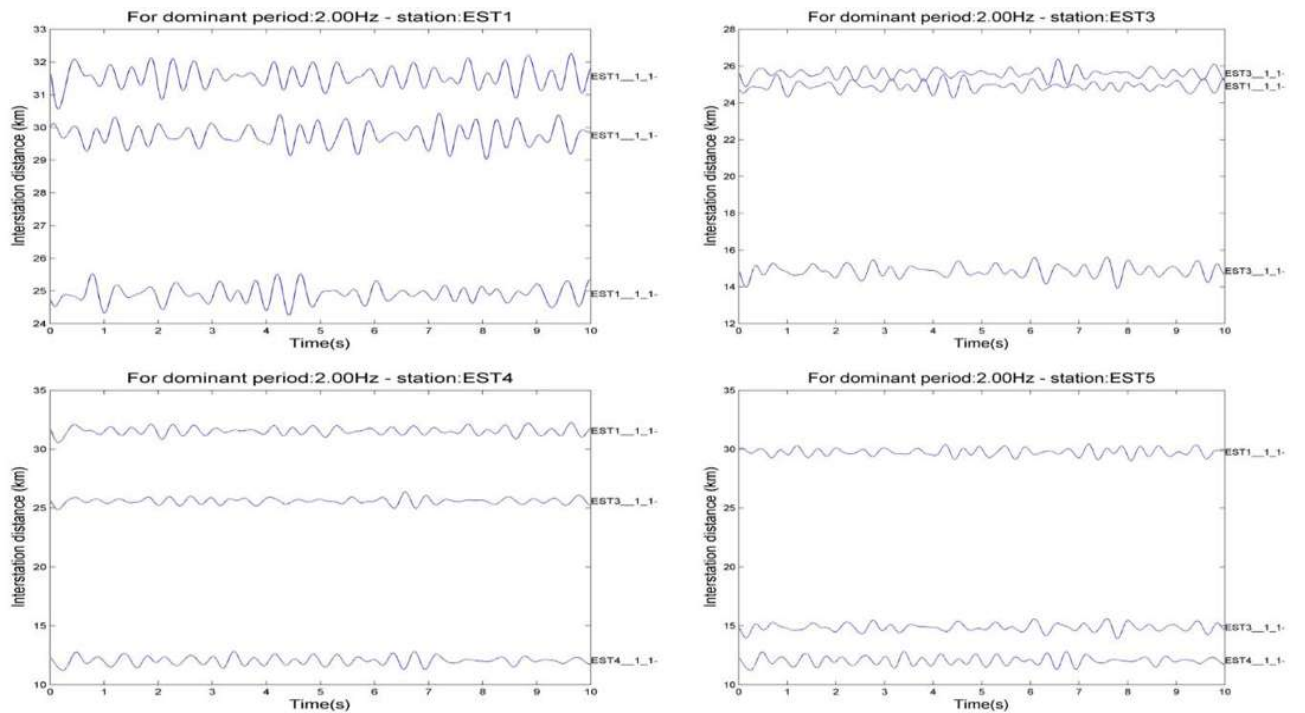


Figura A5. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 76 horas Estaciones 1,3,4,5. FreMin=1Hz  
FreMax=3Hz.

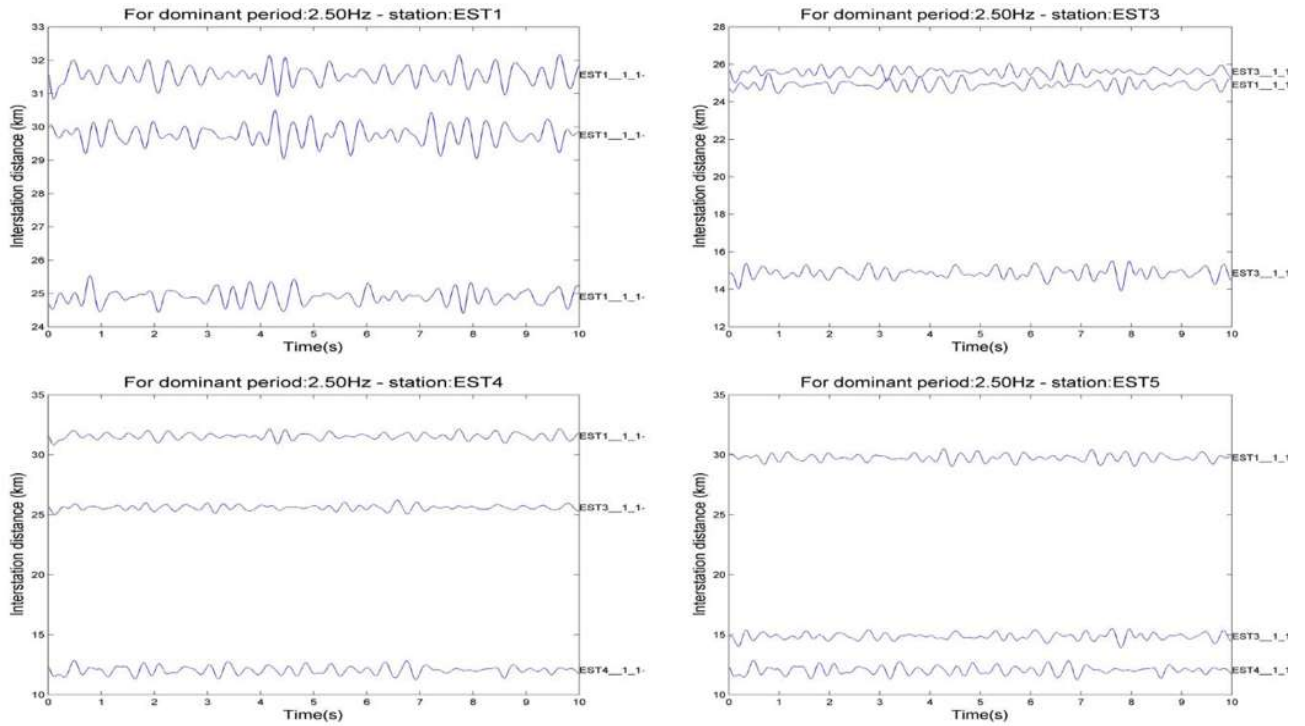


Figura A6. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 76 horas Estaciones 1,3,4,5. FreMin=1Hz  
FreMax=4Hz.

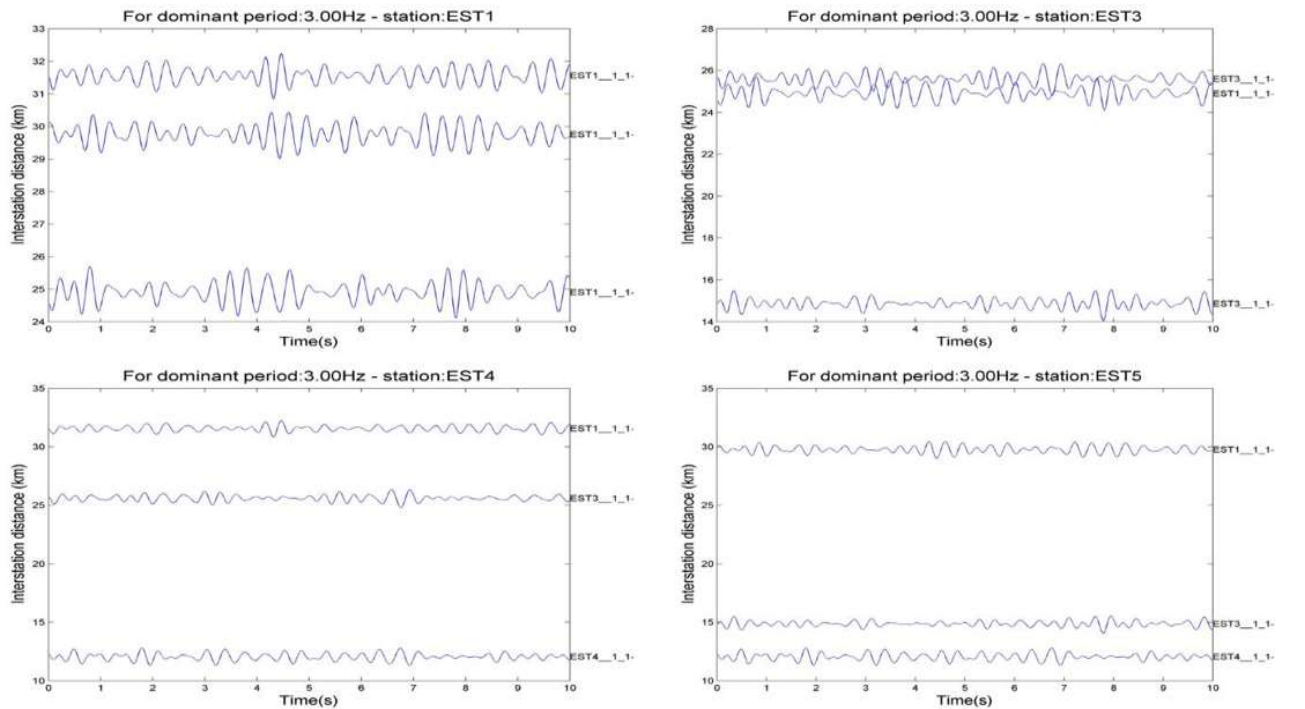


Figura A7. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 76 horas Estaciones 1,3,4,5. FreMin=2Hz  
FreMax=4Hz.

Las siguientes imágenes (desde A8-A12) muestran los apilados por horas de correlaciones cruzadas para los registros con duración de 24 horas, entre las posibles combinaciones de los pares de estaciones (EST1, EST3, EST4, EST5, EST6, EST7). Para la visualización de los apilados, se aplica un filtro de pasabanda Butterworth de orden 3, entre una frecuencia mínima (FreMin) y una frecuencia máxima (FreMax) las cuales se indican al pie de cada figura. Las imágenes están compuestas por seis ventanas, cada ventana es la correlación de la combinación de una de las estaciones con las restantes. Por ejemplo, en la Figura A8, la ventana superior izquierda muestra la correlación de la estación 1 (EST1) con las estaciones 3,4,5,6 y 7.

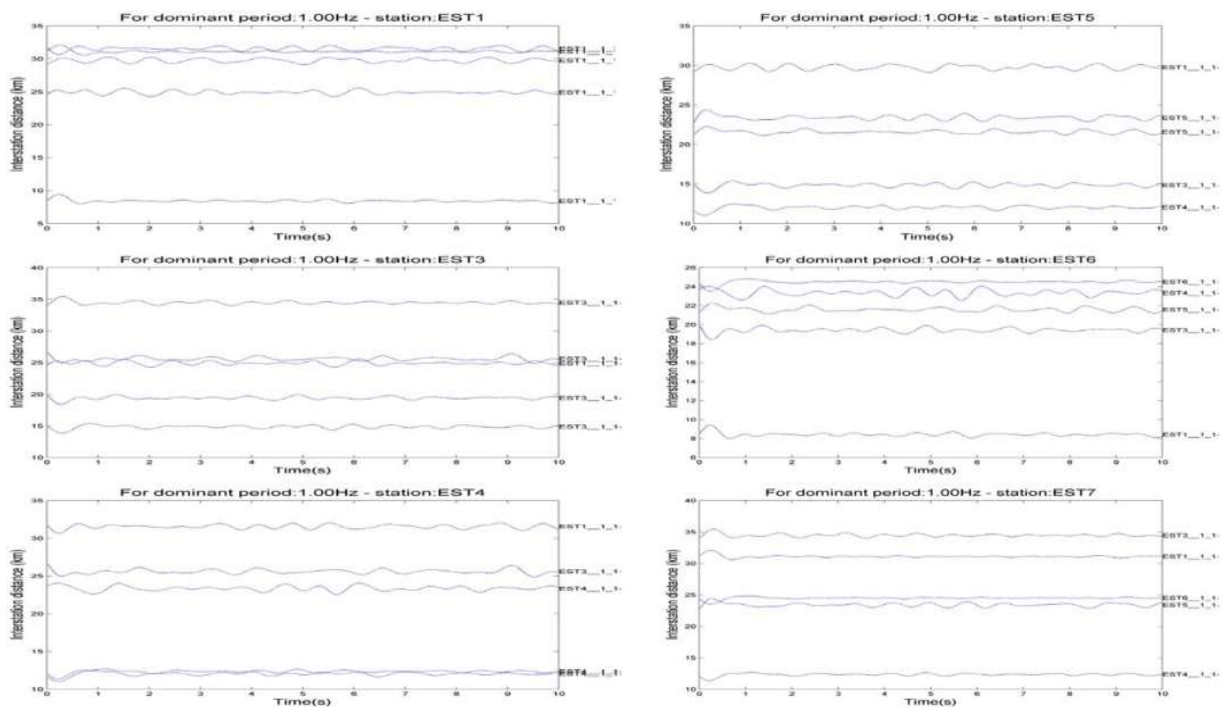


Figura A8. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 24 horas Estaciones 1,3,4,5,6,7. FreMin=0.5Hz FreMax=1.5Hz.

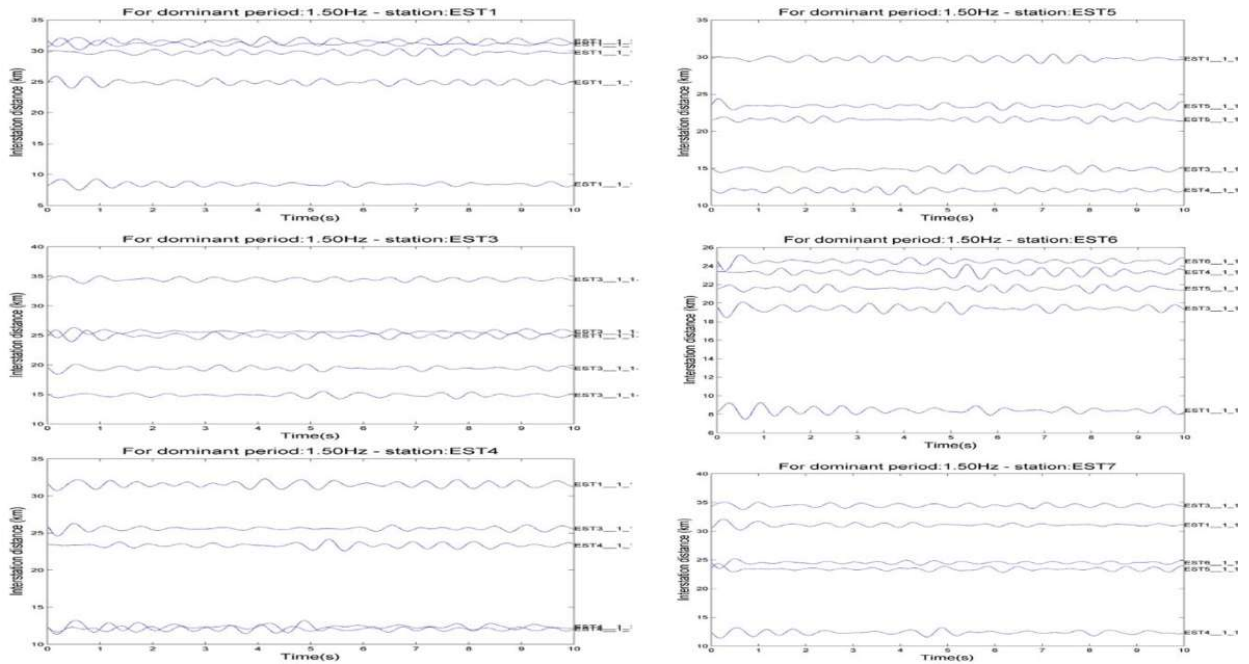


Figura A9. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 24 horas Estaciones 1,3,4,5,6,7.  
 FreMin=1Hz FreMax=2Hz.

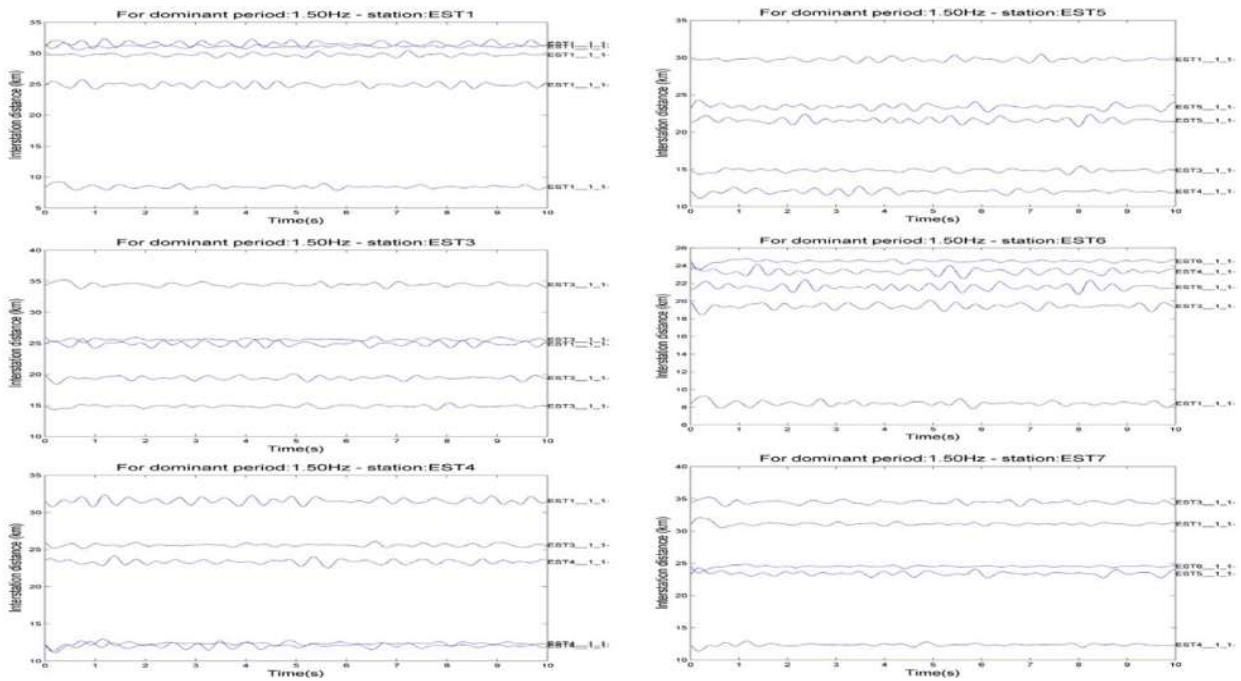


Figura A10. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 24 horas Estaciones 1,3,4,5,6,7.  
 FreMin=0.5Hz FreMax=2.5Hz.

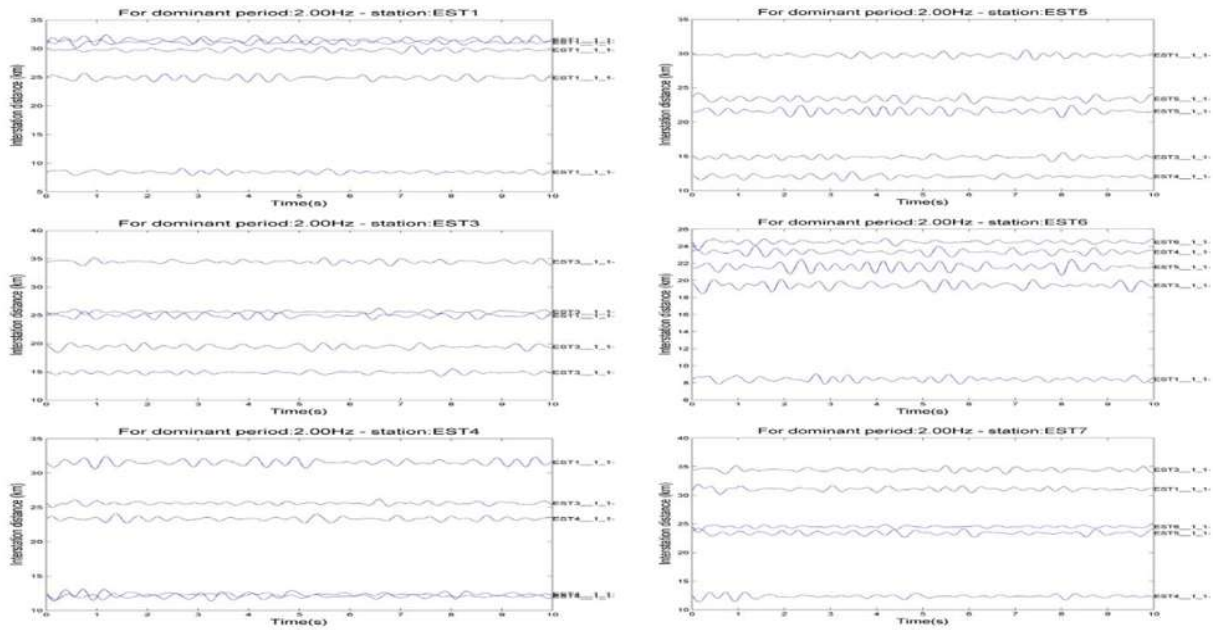


Figura A11. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 24 horas Estaciones 1,3,4,5,6,7.  
 FreMin=1Hz FreMax=3Hz.

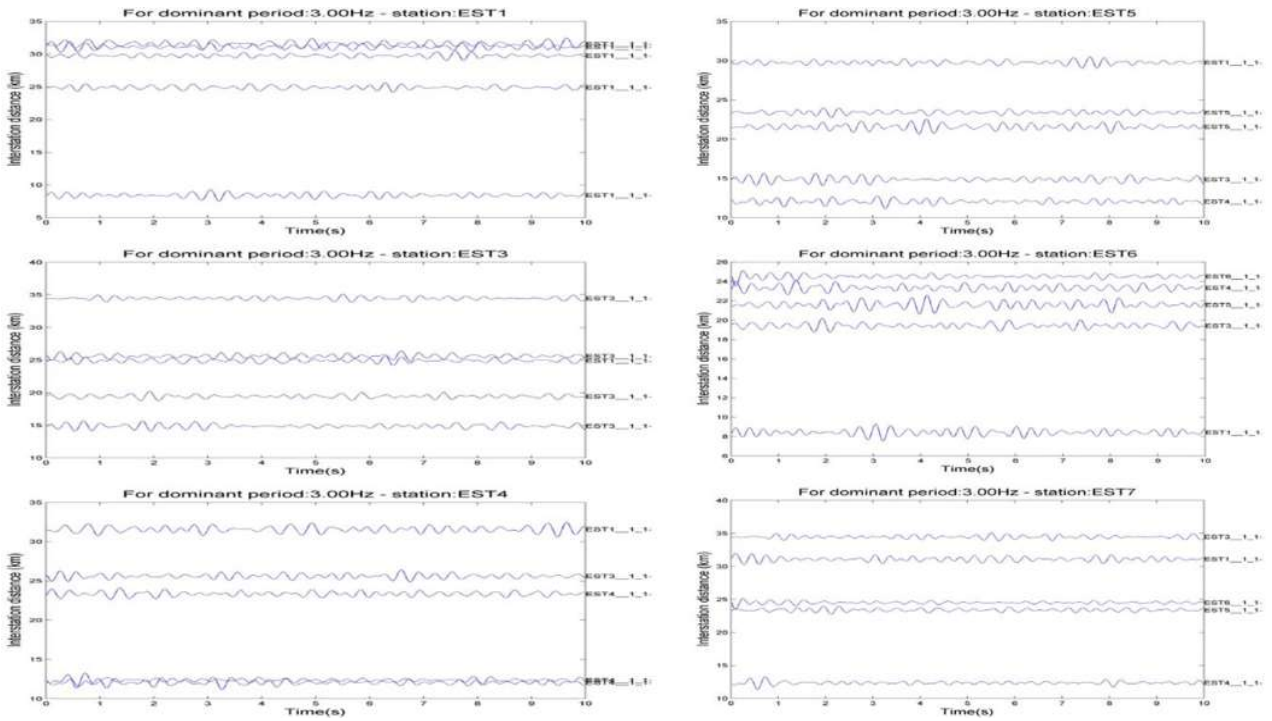
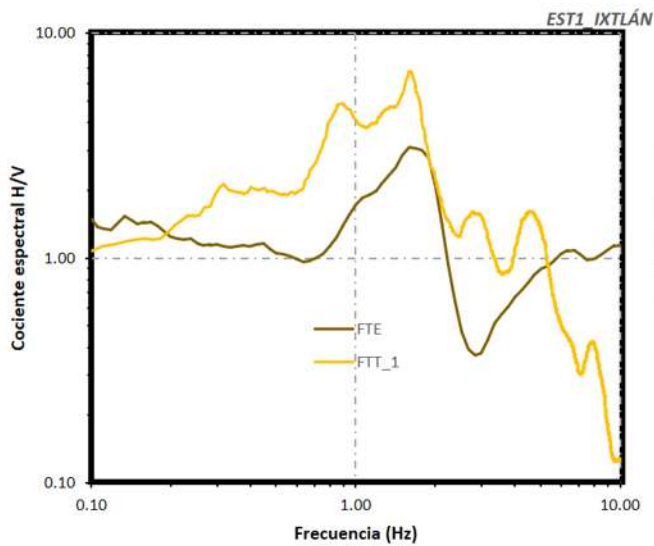


Figura A12. Correlaciones apiladas en horas, para el registro de 24 horas Estaciones 1,3,4,5,6,7.  
 FreMin=2Hz FreMax=4Hz.

## **APÉNDICE B: Función de Tráferencia Teórica y frecuencias fundamentales en DEGTRA**

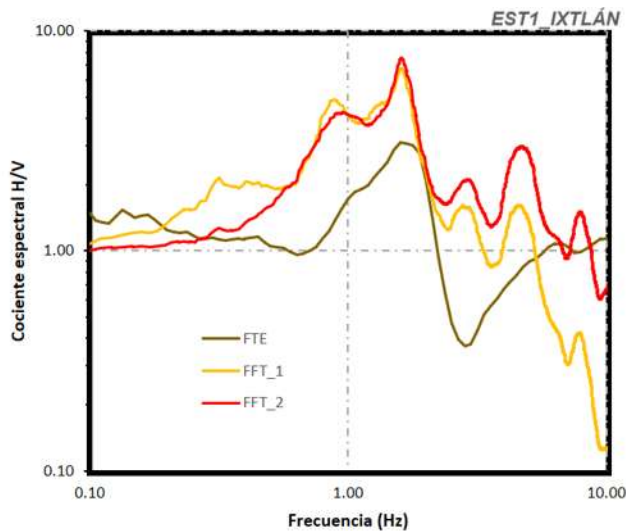
Se ha generado la respuesta teórica del sistema dinámico, realizando una simulación con el programa Degtra A4, Versión 4.06 (Ordaz y Montoya, 2002) utilizando una señal aleatoria, la cual se propaga a través de un medio unidimensional (para generar dicho medio se tomo como referencia el modelo generado por GEOPSY usando el método SPAC para esta zona), a la transformada de Fourier de la señal aleatoria inicial se le llama señal de entrada, a la transformada de Fourier de la señal aleatoria propagada por un medio se le llama señal de salida, la Función de Tráferencia Teórica (FTT) es definida como el cociente espectral de la señal de salida y el de entrada (González-Martínez y Clemente-Chávez, 2013).

utilizando los resultados de la técnica H/V para la estación 1 instalada en Ixtlán de los hervores, el cociente H/V corresponde a la Función de Tráferencia Empírica (FTE) del sistema dinámico, se hace la comparación con la FTT calculada usando el modelo de 5 capas generado con la técnica SPAC, la FTT también se calcula para el modelo menos la capa 5, para el modelo menos la capa 4 y así sucesivamente hasta llegar a un modelo de dos capas donde se observa que la frecuencia fundamental se sigue manteniendo además dicha comparación servirá como ejercicio para mostrar que de manera general como las capas profundas generan una amplificación en frecuencias bajas ( $\leq 1$  Hz), mientras los estratos superficiales generan principalmente una amplificación en frecuencias altas ( $> 1$ Hz). (González Martínez, 2014).



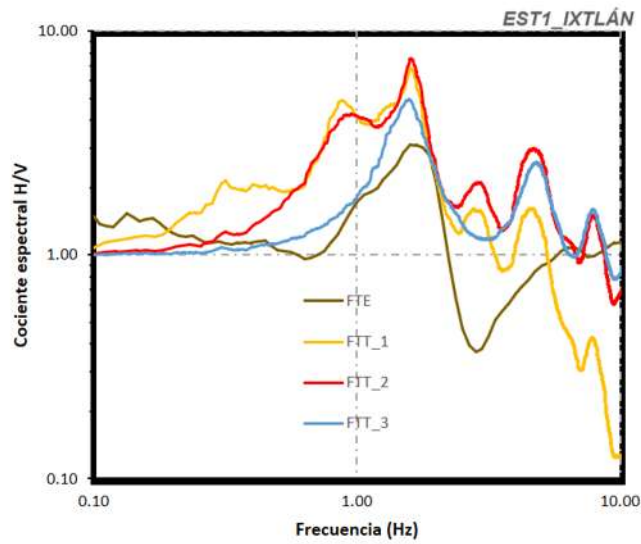
Modelo	Vs	$\rho$	C(%)	H
FTT_1				
Capa 1	57.47	1.89	5	8.92
Capa 2	346.87	1.89	5	19.11
Capa 3	505	1.89	5	108.41
Capa 4	1681.91	1.89	5	1022.83
Capa 5	3038.11	1.89	5	1000

Figura 1B. FTE para la estación 1 ubicada en Ixtlán de los hervores (curva café), Función de transferencia teórica (FTT\_1, curva amarilla) obtenida para el modelo de 5 capas descrito en la tabla de la derecha.



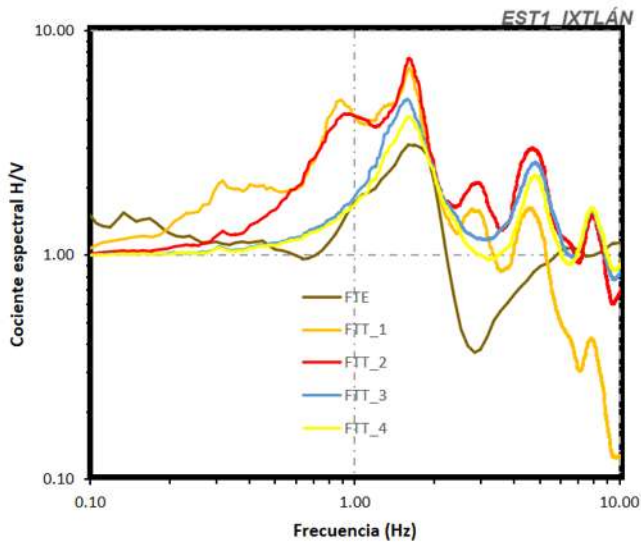
Modelo	Vs	$\rho$	C(%)	H
FTT_2				
Capa 1	57.47	1.89	5	8.92
Capa 2	346.87	1.89	5	19.11
Capa 3	505	1.89	5	108.41
Capa 4	1681.91	1.89	5	1022.83

Figura 2B. FTE para la estación 1 ubicada en Ixtlán de los hervores (curva café), FTT\_1 obtenida para el modelo de 5 capas (curva amarilla) y Función de transferencia teórica (FTT\_2, curva roja) obtenida para el modelo de 4 capas descrito en la tabla de la derecha.



Modelo	Vs	$\rho$	C(%)	H
FTT_3				
Capa 1	57.47	1.89	5	8.92
Capa 2	346.87	1.89	5	19.11
Capa 3	505	1.89	5	108.41

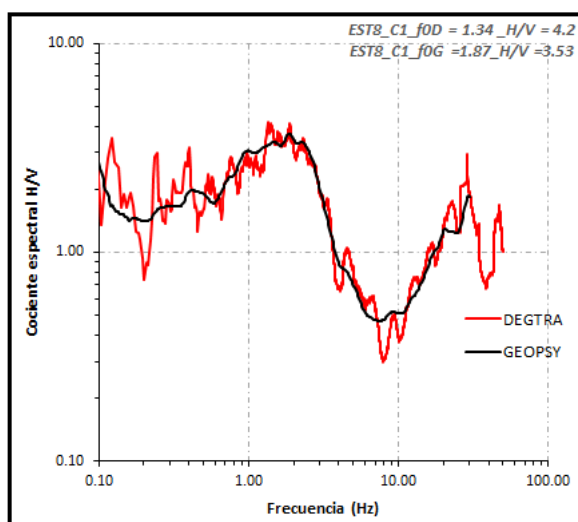
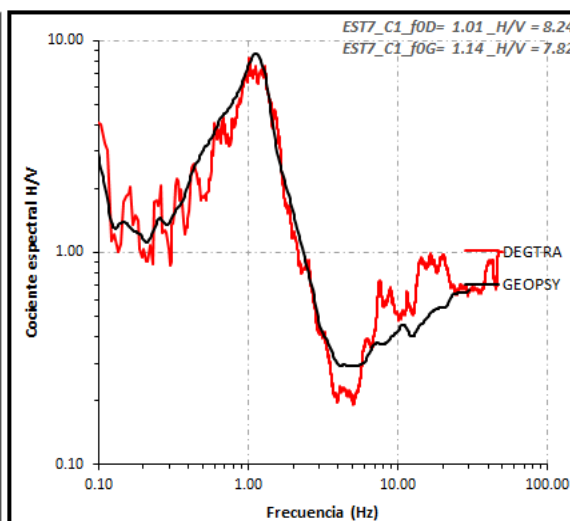
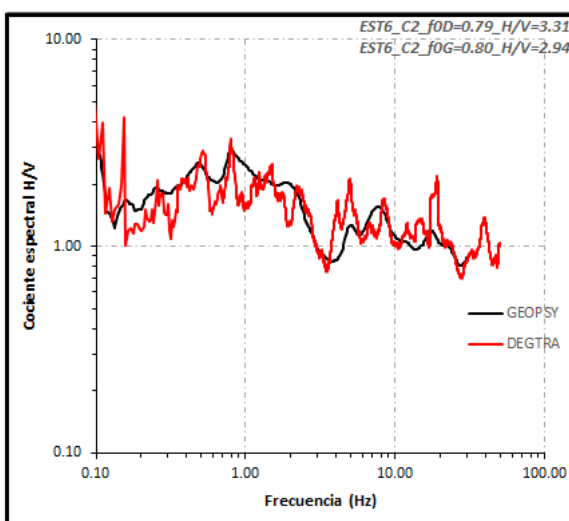
Figura 3B. FTE para la estación 1 ubicada en Ixtlán de los hervores (curva café), FTT<sub>1</sub> obtenida para el modelo de 5 capas (curva amarilla), FTT<sub>2</sub> obtenida para el modelo de 4 capas (curva roja) y Función de transferencia teórica (FTT<sub>3</sub>, curva azul) obtenida para el modelo de 3 capas descrito en la tabla de la derecha.



Modelo	Vs	$\rho$	C(%)	H
FTT_4				
Capa 1	57.47	1.89	5	8.92
Capa 2	346.87	1.89	5	19.11

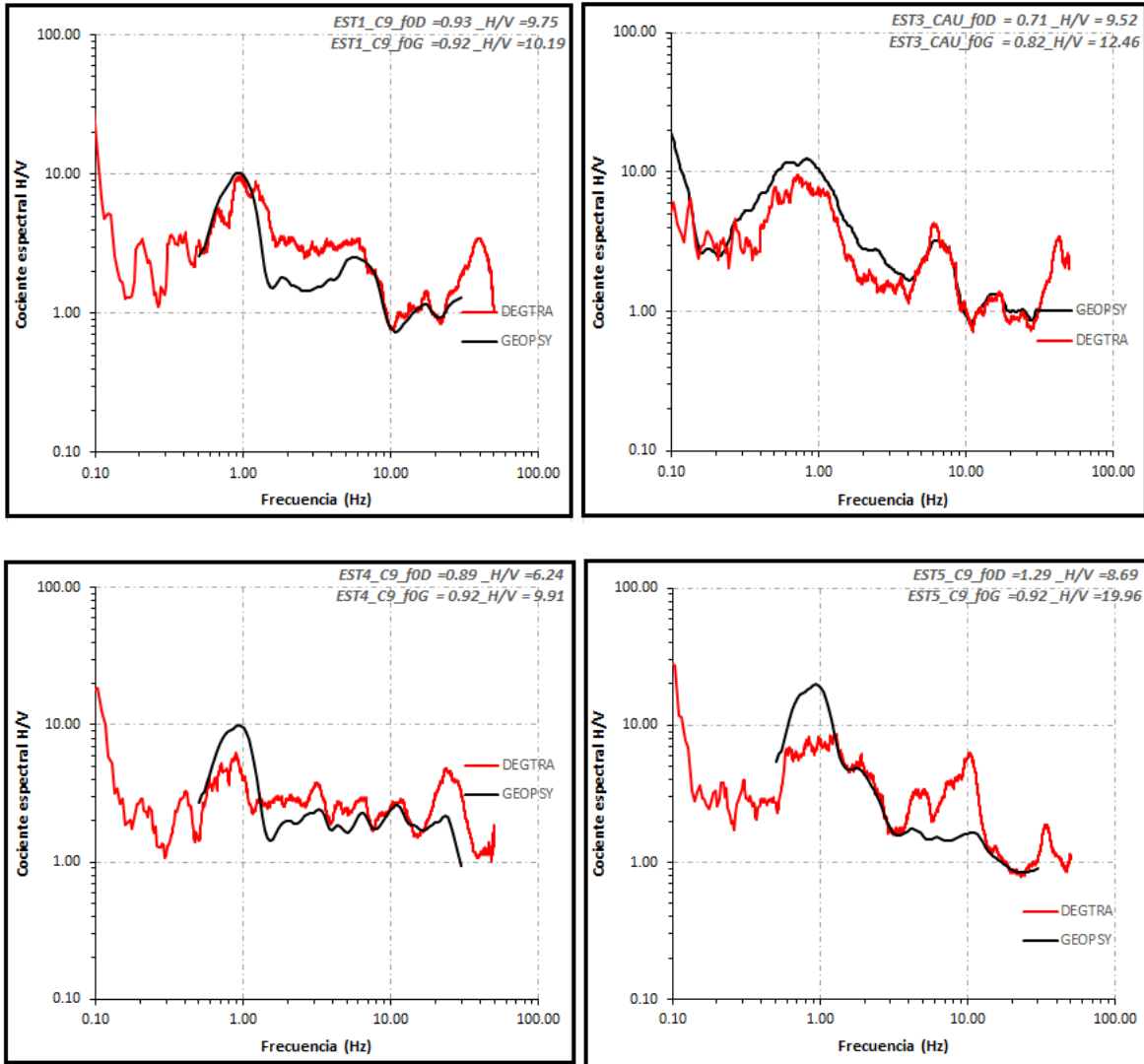
Figura 4B. FTE para la estación 1 ubicada en Ixtlán de los hervores (curva café), FTT<sub>1</sub> obtenida para el modelo de 5 capas (curva amarilla), FTT<sub>2</sub> obtenida para el modelo de 4 capas (curva roja), FTT<sub>3</sub> obtenida para el modelo de 3 capas (curva azul) y Función de transferencia teórica (FTT<sub>4</sub>, curva amarilla) obtenida para el modelo de 2 capas descrito en la tabla de la derecha.

A continuación, se muestra la comparación entre los cocientes espectrales H/V calculados para las estaciones instaladas en Cuitzeo, Araró e Ixtlán de los Hervores Michoacán, con el fin de corroborar la estimación de periodos fundamentales en GEOPSY, se estimó el cociente espectral H/V usando el programa DEGTRA. Observando que para la frecuencia fundamental se tiene gran similitud, utilizando ambos programas. Las imágenes contienen la curva H/V vs Frecuencia en rojo la calculada usando DEGTRA y en negro la calculada usando GEOPSY, las frecuencias fundamentales ( $f_0$ ) para cada una de las curvas se muestran en la esquina superior derecha, así como también en las tablas correspondientes a cada zona.



Estación zona Cuitzeo	fo DEGTRA	fo GEOPSY
EST6	0.79	0.80
EST7	1.01	1.14
EST8	1.34	1.87

Figura 5B. Cocientes espectrales H/V calculados en GEOPSY (curva negra) y calculados en DEGTRA (curva roja), la tabla muestra los valores obtenidos para las frecuencias fundamentales con cada programa para las tres estaciones instaladas en la zona de Cuitzeo.



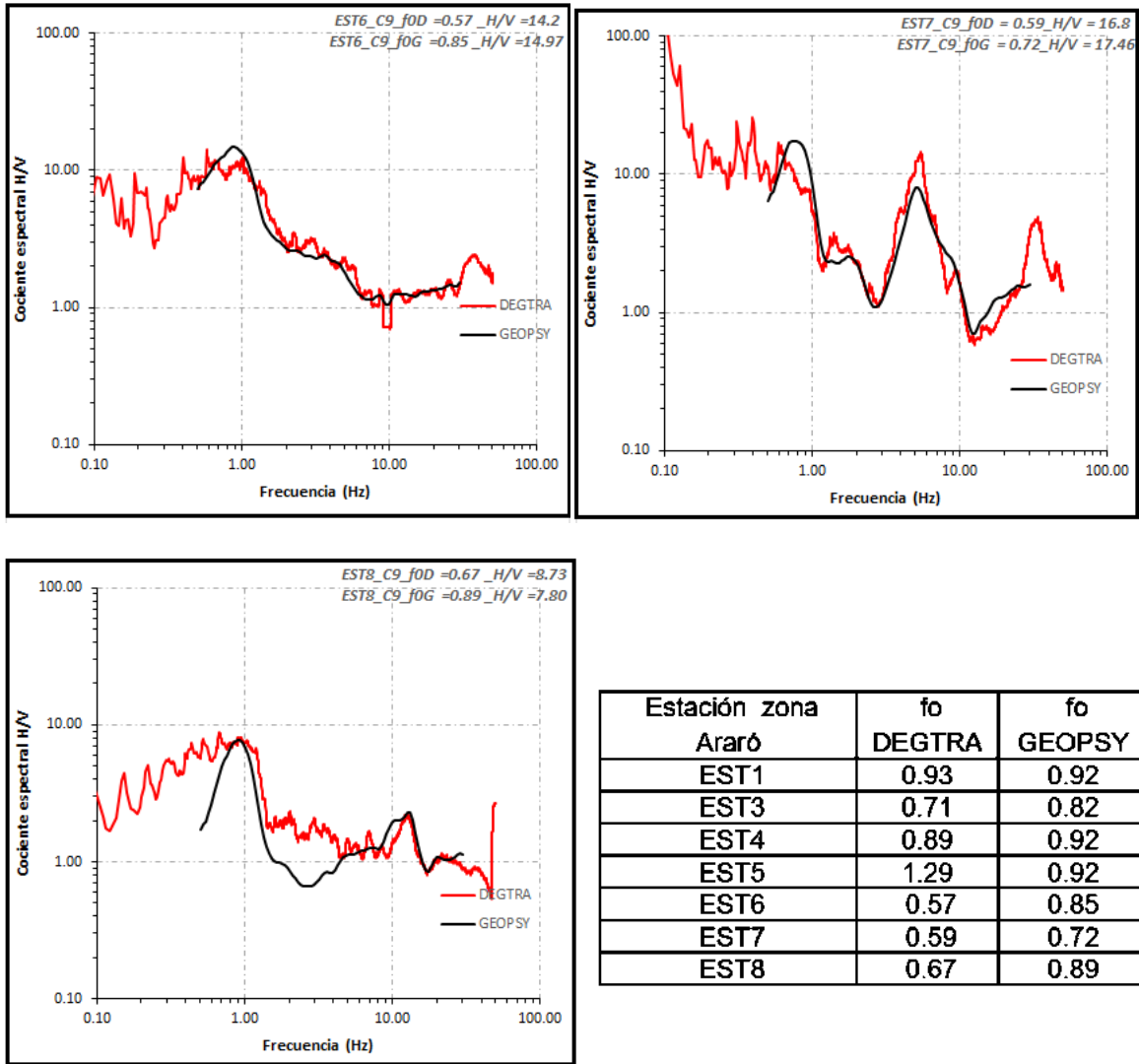
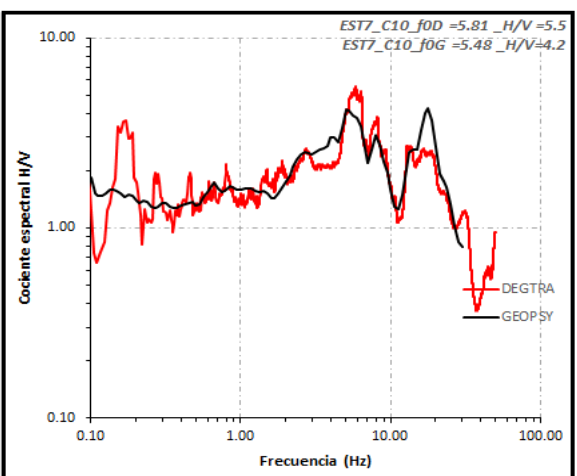
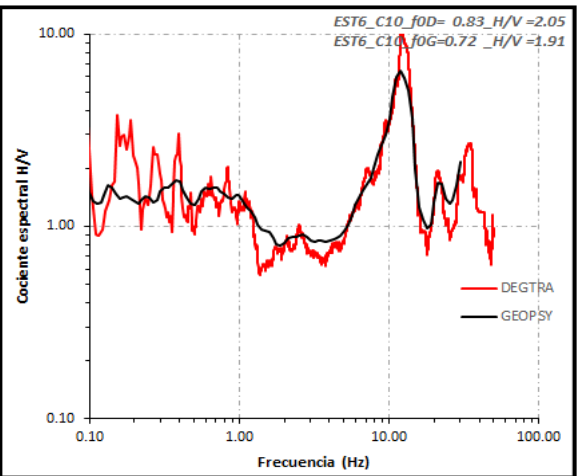
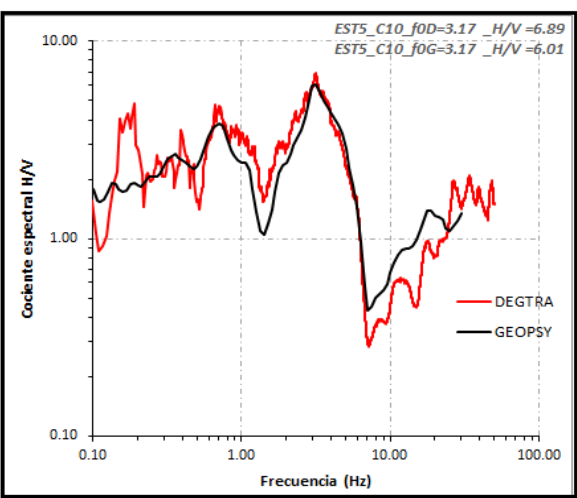
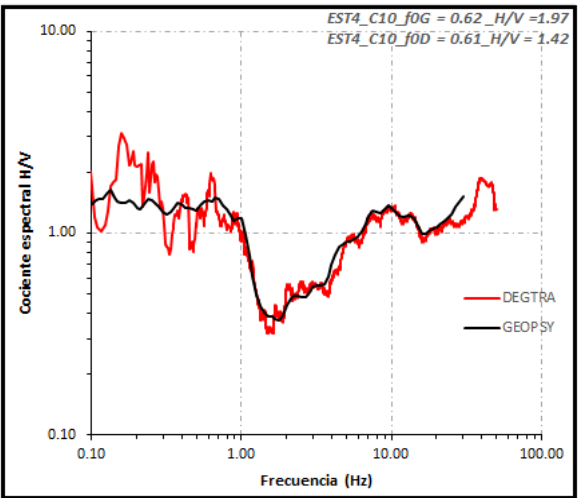
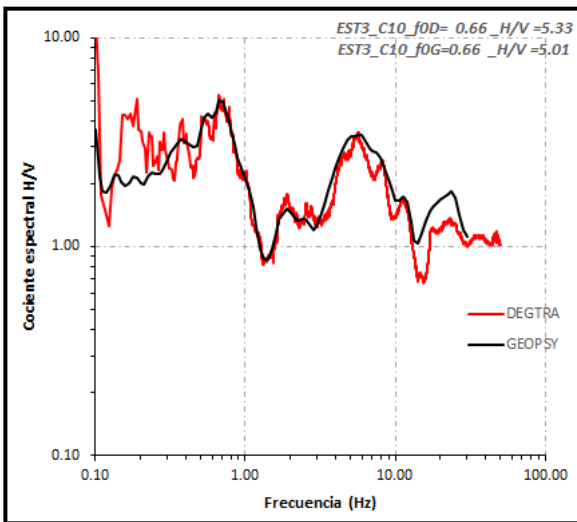
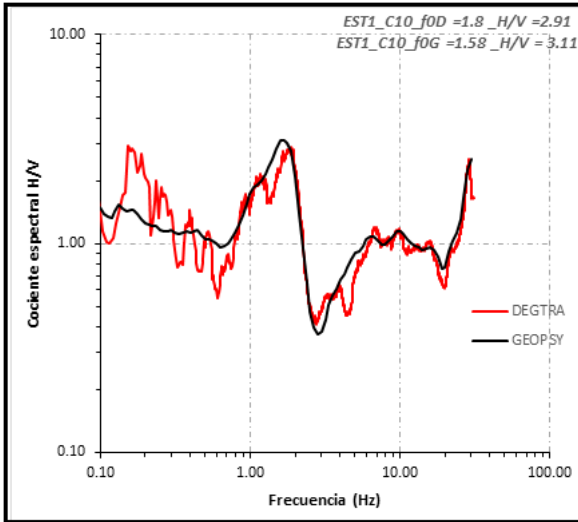
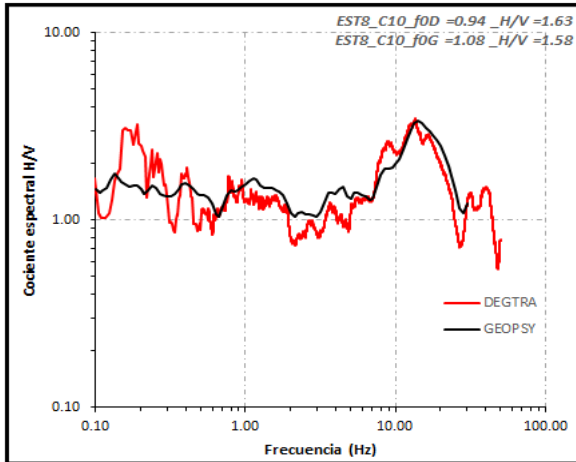


Figura 6B. Cocientes espectrales H/V calculados en GEOPSY (curva negra) y calculados en DEGTRA (curva roja), la tabla muestra los valores obtenidos para las frecuencias fundamentales con cada programa para las siete estaciones instaladas en la zona de Araró.





Estación zona Ixtlán de los hervores	fo DEGTRA	fo GEOPSY
EST1	1.8	1.58
EST3	0.66	0.66
EST4	0.62	0.61
EST5	3.17	3.17
EST6	0.83	0.72
EST7	5.81	5.48
EST8	0.94	1.08

Figura 7B. Cocientes espectrales H/V calculados en GEOPSY (curva negra,) y calculados en DEGTRA (curva roja), la tabla muestra los valores obtenidos para las frecuencias fundamentales con cada programa para las siete estaciones instaladas en la zona de Ixtlán de los hervores.

## APÉNDICE C: Valores de Vp y densidad

A continuación, se muestran en las Figuras 1C, 2C y 3C los perfiles de velocidad de onda de cuerpo Vp obtenidos mediante la técnica de inversión de H/V, así como en las respectivas Tablas 1C, 2C y 3C, en detalle los valores de Vp y densidad estimados para las tres zonas geotérmicas Cuitzeo, Araró e Ixtlán de los Hervores. En la Figura 4C y Tabla 4C se muestra y describen los perfiles de velocidad de onda Vp obtenidos mediante la técnica SPAC.

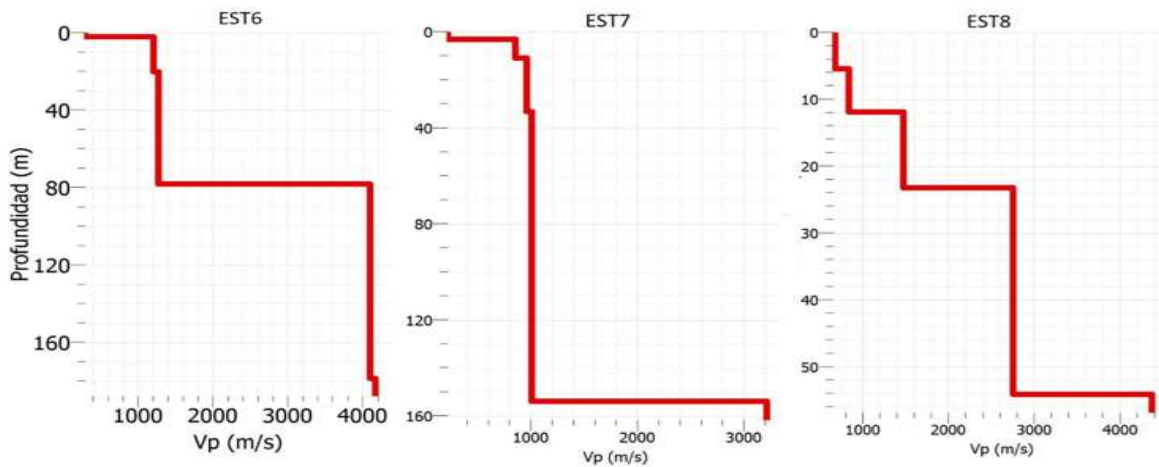
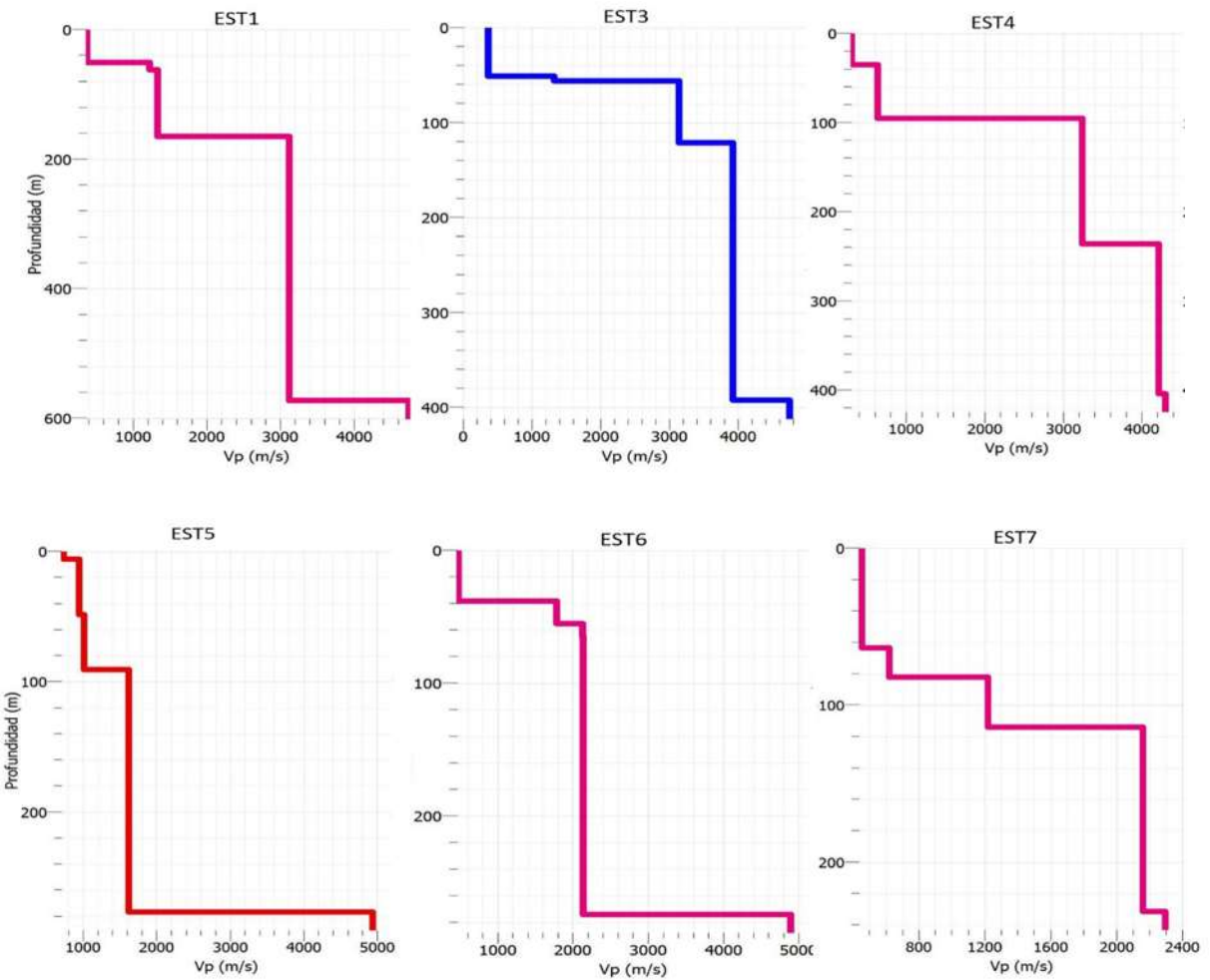


Figura 1C. Modelo de velocidad de onda de cuerpo Vp, para las estaciones instaladas en la zona de Cuitzeo la Tabla 1C muestra los valores obtenidos en cada estación mediante la técnica Inversión de cocientes espectrales.

Tabla 1C. Valores obtenidos en cada estación mediante la técnica Inversión de cocientes espectrales para la zona de Cuitzeo.

	Espesor (m)	Vp(m/s)	$\rho(t/m^3)$			Espesor (m)	Vp(m/s)	$\rho(t/m^3)$
Modelo EST6					Modelo EST8			
Capa 1	1.98	295.82	1580.45		Capa 1	5.42	682.37	1890.46
Capa 2	18.20	1207.09			Capa 2	6.48	838.12	
Capa 3	57.96	1274.89			Capa 3	11.29	1474.14	
Capa 4	100.39	4100.98			Capa 4	30.88	2756.80	
Capa 5	0	4176.63			Capa 5	0	4375.51	
Modelo EST7								
Capa 1	3.14	221.67	1533.97					
Capa 2	7.64	854.96						
Capa 3	22.42	960.99						
Capa 4	120.58	1009.13						
Capa 5	0	3214.15						



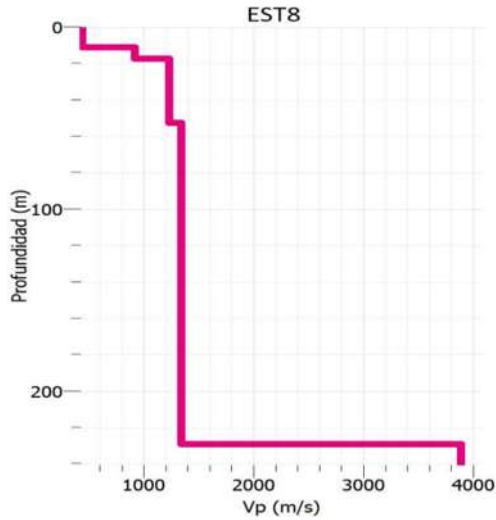


Figura 2C. Modelo de velocidad de onda de cuerpo  $V_p$ , para las estaciones instaladas en la zona de Araró la Tabla 2C muestra los valores obtenidos en cada estación mediante la técnica de Inversión de cocientes espectrales.

Tabla 2C. Valores obtenidos en cada estación mediante la técnica de Inversión de cocientes espectrales para la zona de Araró.

	Espesor (m)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )			Espesor (m)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )
Modelo EST1					Modelo EST6			
Capa 1	50.42	377.14	1445.07		Capa 1	38.16	478.87	2353.08
Capa 2	11.11	1224.31			Capa 2	16.99	1786.92	
Capa 3	103.30	1336.55			Capa 3	9.53	2133.49	
Capa 4	407.12	3121.86			Capa 4	209.20	2138.95	
Capa 5	0	4749.35			Capa 5	0	4893.26	
Modelo EST3					Modelo EST7			
Capa 1	50.92	366.05	1308.20		Capa 1	63.38	455.63	1890.46
Capa 2	4.78	1325.75			Capa 2	18.73	622.35	
Capa 3	65.38	3145.03			Capa 3	31.95	1222.06	
Capa 4	270.79	3924.69			Capa 4	117.19	2160.34	
Capa 5	0	4749.35			Capa 5	0	2297.07	
Modelo EST4					Modelo EST8			
Capa 1	34.89	306.03	2599.27		Capa 1	11.22	437.85	2522.82
Capa 2	60.45	634.86			Capa 2	5.99	917.43	
Capa 3	140.51	3240.33			Capa 3	35.27	1234.28	
Capa 4	167.89	4214.62			Capa 4	176.48	1339.97	
Capa 5	0	4299.52			Capa 5	0	3892.30	
Modelo EST5								
Capa 1	5.93	734.58	1149.47					
Capa 2	42.53	945.23						
Capa 3	42.27	1011.55						
Capa 4	185.89	1618.83						
Capa 5	0	4942.19						

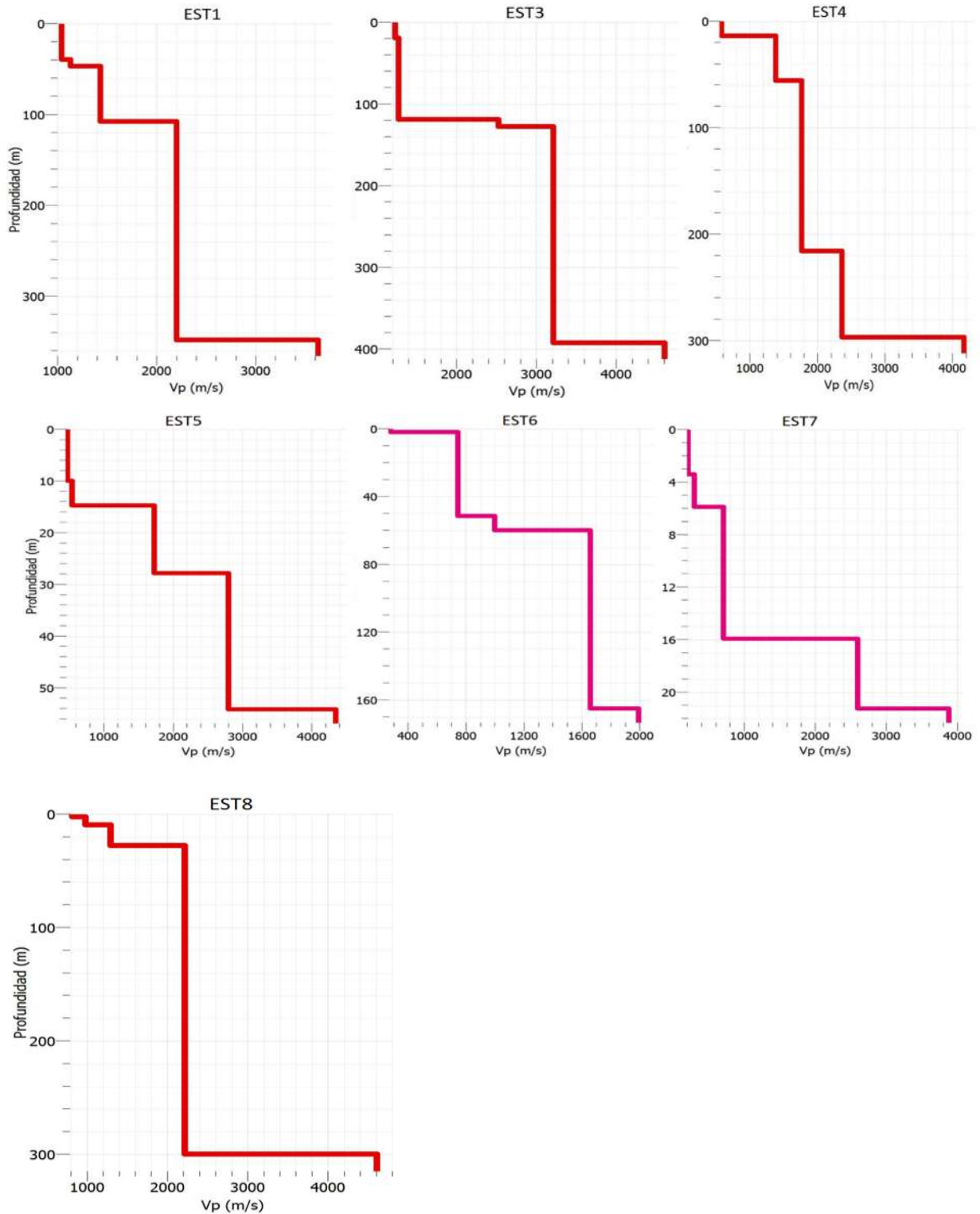
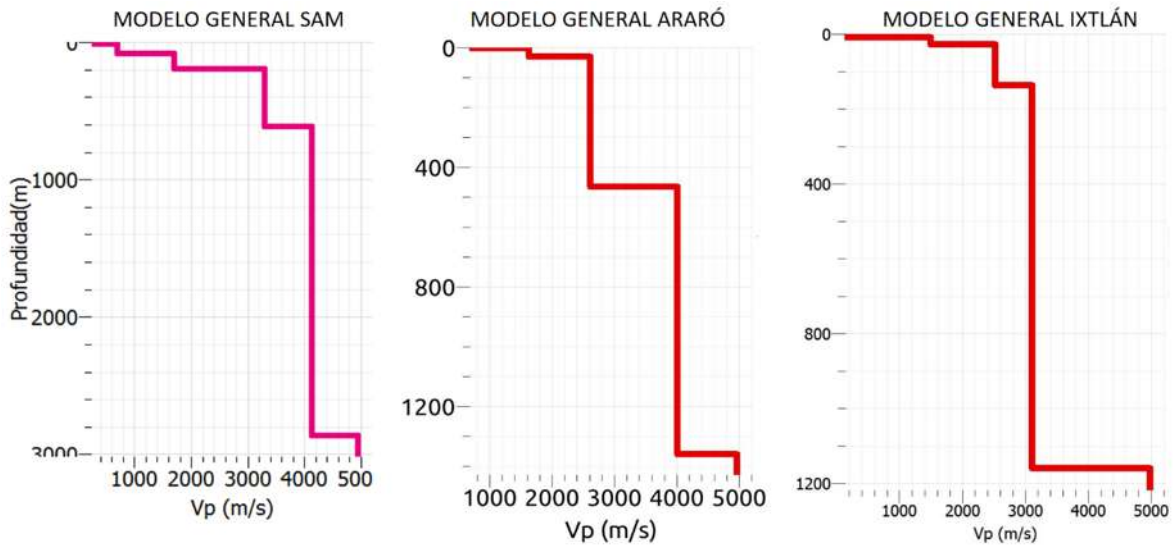


Figura 3C. Modelo de velocidad de onda de cuerpo  $V_p$ , para las estaciones instaladas en la zona de Ixtlán de los Hervores, la Tabla 3C muestra los valores obtenidos en cada estación mediante la técnica de Inversión de cocientes espectrales.

Tabla 3C. Valores obtenidos en cada estación mediante la técnica Inversión de cocientes espectrales para la zona de Ixtlán de los Hervores.

	Espesor (m)	Vp(m/s)	$\rho(t/m^3)$		Espesor (m)	Vp(m/s)	$\rho(t/m^3)$
Modelo EST1					Modelo EST6		
Capa 1	39.31	1040.62	1430.76		Capa 1	1.74	278.67
Capa 2	7.25	1130.63			Capa 2	49.70	743.79
Capa 3	60.88	1432.96			Capa 3	8.29	1000.01
Capa 4	240.31	2203.76			Capa 4	105.14	1659.64
Capa 5	0	3630.42			Capa 5	0	1993.61
Modelo EST3					Modelo EST7		
Capa 1	19.01	1232.41	2400.38		Capa 1	3.40	208.82
Capa 2	99.66	1274.02			Capa 2	2.47	300.75
Capa 3	8.59	2526.70			Capa 3	10.02	712.98
Capa 4	264.61	3216.46			Capa 4	5.3	2597.03
Capa 5	0	4609.67			Capa 5	0	3883.05
Modelo EST4					Modelo EST8		
Capa 1	13.55	578.53	2151.52		Capa 1	2.28	818.83
Capa 2	42.15	1379.59			Capa 2	7.19	983.61
Capa 3	159.94	1765.98			Capa 3	18.01	1290.91
Capa 4	80.93	2362.73			Capa 4	272.06	2220.12
Capa 5	0	4173.08			Capa 5	0	4609.47
Modelo EST5							
Capa 1	9.95	474.13	1628.34				
Capa 2	4.72	541.42					
Capa 3	13.08	1731.18					
Capa 4	26.33	2798.20					
Capa 5	0	4342.52					



**Figura 4C.** Modelo de velocidad de onda de cuerpo  $V_p$ , para las estaciones insatadas en las zonas SAM, Araró e Ixtlán de los Hervores, la Tabla 4C muestra los valores obtenidos en cada arreglo de estaciones mediante la tecnica SPAC.

**Tabla 4C.** Valores de  $V_p$  obtenidos en cada arreglo de estaciones mediante la tecnica SPAC para las zonas de SAM, Araró e Ixtlán de los Hervores.

	Espesor (m)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )		Espesor (m)	$V_p$ (m/s)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )
Modelo General SAM				Modelo General Ixtlán			
Capa 1	15.27	258.22	1334.50	Capa 1	8.92	136.13	1890.46
Capa 2	65.23	696.09		Capa 2	19.11	1492.61	
Capa 3	116.67	1700.22		Capa 3	108.41	2522.87	
Capa 4	416.04	3308.70		Capa 4	1022.83	3106.44	
Capa 5	2254.56	4135.87		Capa 5	0	4979.74	
Capa 6	0	4947.11					
Modelo General Araró							
Capa 1	1.89	707.69	1986.89				
Capa 2	28.77	1625.61					
Capa 3	433.32	2614.21					
Capa 4	895.36	4011.90					
Capa 5	0	4966.32					