

UNIVERSIDAD DEL BÍO-BÍO
FACULTAD DE INGENIERIA
DEPARTAMENTO INGENIERIA CIVIL Y AMBIENTAL



Profesor Patrocinante: Oscar Gutiérrez A.
Profesores Comisión: Gilda Espinoza V.
Franco Benedetti L.

**“DETERMINACIÓN DE ANOMALÍAS
SUBTERRÁNEAS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE
ONDAS RAYLEIGH”**

**Proyecto de Título presentado en conformidad a los requisitos para obtener el
Título de Ingeniero Civil**

Esteban Patricio Pinto Castillo

Concepción, Enero 2014

Dedicatoria

*Dedicado a Dios, mis padres Cesar Pinto y
Mabel Castillo, a mi novia Macarena
Aguilar y a toda mi familia, quienes siempre
fueron un apoyo durante mi etapa
universitaria.*

Agradecimientos

Quiero dar gracias a Dios por permitir que pudiera terminar la carrera, por ayudarme cada año, y por todas sus maravillas que me permitió ver estos seis años de estudio.

Gracias a mis Padres, hermanos, y familia en general, por apoyarme y darme todo cuanto necesité en esta etapa de mi vida.

Muchas gracias a Macarena Aguilar, mi “gordita”, mi “memesina”, por estar conmigo todos estos años, nunca me sentí sólo, siempre sentí tu compañía y apoyo. Levantaste mi ánimo cuando estaba a punto de “tirar la toalla”.

Gracias a Jorge Araneda y al profesor Rodrigo Contreras, si Dios no los hubiese puesto en mi camino, esta tesis no la habría podido desarrollar.

Gracias mi profesor guía, don Oscar Gutiérrez, por darme esta oportunidad, tener tanta paciencia conmigo y por proveer todo lo necesario para realizar la investigación.

Gracias profesor Franco Benedetti y profesora Gilda Espinoza, por su ayuda, comprensión y muy buena disposición, de verdad, muchas gracias.

Y por último, y no por eso menos importante, gracias a Diego Gutiérrez, por acompañarme en todas las mediciones que tuve que realizar, sin tu ayuda, esto tampoco podría haber sido posible.

NOMENCLATURA

MASW: Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (Multichannel Analysis of Surface Waves).

ReMi: Refracción de ruido ambiental (Refraction Microtremor).

SASW: Análisis Espectral de Ondas Superficiales (Spectral Analysis of Surface Waves).

Vs: Velocidad de propagación de ondas de corte.

D.S. N° 61: Decreto Supremo N° 61, aprobado el 6 de diciembre del 2011. Reglamento que fija el diseño sísmico de edificios y deroga a D.S. N° 117 del 2010.

INDICE GENERAL

NOMENCLATURA	iv
INDICE GENERAL.....	v
RESUMEN.....	1
ABSTRACT.....	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.2. Objetivos de la Investigación.	4
1.2.1. <i>Objetivo General.</i>	4
1.2.2. <i>Objetivos Específicos.</i>	4
1.3. Justificación del Tema.....	5
1.4. Metodología de Trabajo.	6
2. MARCO TEÓRICO	8
2.1. Teoría de Ondas.	8
2.1.1. <i>Ondas Sísmicas</i>	8
2.1.2 <i>Ondas Rayleigh</i>	9
2.1.3 <i>Dispersión de las ondas Rayleigh</i>	9
2.2. Métodos de medición de ondas.	10
2.3. Métodos de identificación de anomalías subterráneas	11
2.4. Procedimiento de Campo	13
2.5. Procedimiento de procesamiento de datos	15
2.5.1. <i>Apilamiento (Satcking)</i>	15
2.5.2. <i>Profundidad aproximada de la Anomalía Subterránea</i>	17
3. RESULTADOS Y METODOLOGIA DEL ANALISIS DE DATOS	19
3.1. Equipo.	19
3.2. Pruebas de Campo.....	20
3.2.1. <i>Prueba en Sitio 1.</i>	20
3.2.2. <i>Prueba en Sitio 2</i>	24
4. ANÁLISIS DE RESULTADOS	28
4.1. Prueba de Campo 1: Sector Nonguén, Población Lautaro	28
4.2. Prueba de Campo 2: Sector Los Lirios, fin calle General Novoa.	30
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	33

5.1. Conclusiones	33
5.2. Recomendaciones.....	35
6. BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS	36
6.1. Bibliografía	36
6.2. Referencias	36

DETERMINACIÓN DE ANOMALÍAS SUBTERRÁNEAS MEDIANTE EL ANÁLISIS DE ONDAS RAYLEIGH

Autor: Esteban Patricio Pinto Castillo

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad del Bío-Bío

Correo Electrónico: estpinto@alumnos.ubiobio.cl

Profesor Patrocinante: Oscar Gutiérrez Astete

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad del Bío-Bío

Correo Electrónico: gutierrez.oscar@gmail.com

RESUMEN

En la actualidad se tiene a disposición diversos métodos sísmicos para la caracterización de los suelos en los estudios geotécnicos. Como por ejemplo, los métodos sísmicos de ondas superficiales para la obtención del perfil V_s , sin embargo, estos métodos no se limitan solamente a la determinación de este parámetro, pues han surgido diversas investigaciones que han arrojado buenos resultados utilizando estos métodos para la identificación de anomalías en el subsuelo.

En el presente estudio se evaluó la factibilidad del uso de la técnica sísmica MASW para la generación de imágenes de anomalías próximas a la superficie, a través del análisis de las propiedades dispersivas de la onda Rayleigh. Para comprobar la viabilidad del método, se llevó a cabo un experimento para detectar un ducto cilíndrico de evacuación de aguas lluvias, próximo a la superficie en dos sectores con condiciones de sitio diferentes, con dimensiones y ubicación conocidas.

Se reunieron múltiples sismogramas, variando tanto el posicionamiento de la fuente activa como el de los receptores con respecto a la anomalía, siendo luego procesados estos datos y analizados. Fue utilizada una fuente impulsiva (martillo) para generar la perturbación y los receptores utilizados fueron 16 geófonos verticales de 4,5 Hz.

Palabras Clave: métodos de ondas superficiales, anomalías, MASW, onda Rayleigh, características dispersivas, sismogramas, fuente impulsiva.

Número de Palabras: $7457 + 10 * 250 = 9957$

DETERMINATION OF SUBSURFACED ANOMALIES BY RAYLEIGH WAVES ANALYSIS

Autor: Esteban Patricio Pinto Castillo

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad del Bío-Bío

Correo Electrónico: estpinto@alumnos.ubiobio.cl

Profesor Patrocinante: Oscar Gutiérrez Astete

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad del Bío-Bío

Correo Electrónico: gutierrez.oscar@gmail.com

ABSTRACT

Nowadays, there are different seismic methods available for the characterization of the soil in geotechnical studies, for example, seismic methods of surface waves to obtain the V_S profile, however, these methods are not limited only to this. Several investigations have produced good results using these methods to identify anomalies in the subsurface.

In the following study, the feasibility of using seismic MASW technique for imaging of near-surface anomalies were evaluated through analysis of the dispersive properties of the Rayleigh waves. To test the feasibility of this method, an experiment was conducted to detect cylindrical drainage pipelines next to the surface in two sites with different conditions, known size and location.

Multiple seismograms were collected, varying both the positioning of the active source and receivers with respect to the anomaly, then this data being processed and analyzed. An impulsive source (hammer) was used to generate the disturbance and the receivers used were 16 vertical geophones of 4.5 Hz.

Keywords: surface waves, anomalies, MASW, Rayleigh wave, dispersive properties, seismograms, impulsive source.

1. INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente, los métodos geofísicos aplicados a la geotecnia se han utilizado para la caracterización de sitio, permitiendo obtener los principales parámetros del subsuelo: los espesores de los estratos y la velocidad de ondas de corte (V_s). No obstante estas técnicas, específicamente las de análisis de ondas Rayleigh, permiten realizar aplicaciones que van más allá de la obtención de un perfil V_s , como lo es el identificar anomalías subterráneas a través del análisis de las propiedades de la onda Rayleigh.

La profundidad de penetración de la onda Rayleigh cambia con la longitud de onda: mientras más larga es la longitud de onda mayor es su profundidad de penetración. Cuando la propiedad elástica de los materiales próximos a la superficie cambia con la profundidad, la onda de Rayleigh se dispersa, a esto hay que agregar que la velocidad de propagación cambia con la frecuencia. Esta velocidad, normalmente denominada velocidad de fase, está determinada principalmente por el promedio de la propiedad elástica del medio dentro de la profundidad de penetración. Por lo tanto, el carácter de dispersión de la onda Rayleigh puede ser utilizado para investigar el cambio en la propiedad elástica de los materiales próximos a la superficie y por tanto para la identificación de anomalías, como vacíos y zonas de fractura o debilidad.

Cuando se utiliza un método de registro multicanal como lo es la técnica MASW, la propiedad elástica de los materiales próximos a la superficie puede ser investigada no sólo horizontalmente, sino también verticalmente. Estos cambios en las propiedades elásticas del subsuelo podrían ser visualizados en un registro multicanal a través de cambios en las amplitudes de las ondas registradas.

En fin, se presenta el uso de una técnica que puede conducir a la construcción de una imagen próxima a la superficie que represente un contraste de la propiedad elástica de los materiales con respecto a la ubicación de referencia mediante el empleo de la técnica MASW.

1.2. Objetivos de la Investigación.

1.2.1. Objetivo General.

- Aplicar un método no invasivo para la identificación de anomalías en el subsuelo mediante el empleo de la técnica MASW

1.2.2. Objetivos Específicos.

- Interpretar el método geofísico de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales.
- Identificar los factores y variables que intervienen en la obtención de una imagen clara de una anomalía subterránea en un registro multicanal.
- Determinar las ventajas y desventajas del método a implementar.
- Establecer recomendaciones para la correcta aplicación del método en Chile.

1.3. Justificación del Tema.

Hundimientos de suelo o socavaciones desatadas, asociadas a anomalías o cavidades cercanas a la superficie, suponen un riesgo para la seguridad pública y puede poner en peligro infraestructuras suprayacentes a estos vacíos. Es por esta razón que han surgido diversas investigaciones en países tales como Estados Unidos y Canadá, con el fin de identificar estas irregularidades subterráneas, haciendo uso de Métodos Sísmicos de Ondas Superficiales.

Esta es una oportunidad propicia para llevar esta investigación a nuestro país, ya que a fines del presente año la medición de velocidad de ondas de corte (Vs) in situ será obligatoria para la clasificación sísmica de los suelos; esto en el marco del Diseño sísmico de edificios, según el DS N°61, a través de las técnicas geofísicas indirectas ReMi, MASW y SASW. Por lo tanto, esta investigación sería un “plus” en los estudios geotécnicos o de mecánica de suelos, ya que se podría reconocer cavidades o vacíos en el subsuelo, por medio de métodos sísmicos superficiales, específicamente de la técnica MASW, sin la necesidad de realizar exploraciones directas.

Para esta investigación se define una anomalía como una parte de los materiales próximos a la superficie que tienen propiedades elásticas significativamente diferentes a los de la zona de estudio circundante (Park et al, 1998).

También es necesario dejar en claro que el propósito de esta investigación se limita a la identificación de anomalías próximas a la superficie, tal y cual como su nombre lo dice.

1.4. Metodología de Trabajo.

Los objetivos de la presente Memoria de Título se cumplirán siguiendo las siguientes etapas mostradas en la Figura 1:



Figura 1. Esquema de Metodología de trabajo.

Etapa 1.- Estudio de antecedentes: Se realiza una búsqueda de información sobre la teoría principal que sustenta el análisis de las Ondas Rayleigh y la aplicación de métodos sísmicos de análisis de las mismas.

Etapa 2.- Marco Conceptual: Se estudia específicamente el fenómeno de dispersión de las ondas Rayleigh. Además se estudia los métodos geofísicos utilizados para la identificación de anomalías subterráneas junto con algunas técnicas para mejorar la resolución y la calidad de una imagen de la anomalía.

Etapa 3.- Procesamiento, Análisis y Obtención de resultados: Para la investigación es necesario recolectar datos (una serie de sismogramas multicanal) de terreno aplicando el método MASW. A continuación se debe analizar los sismogramas obtenidos e interpretar lo que se visualiza en ellos, posterior a esto se procede a aplicar algunas técnicas para mejorar la resolución con el objetivo de poder visualizar nítidamente la anomalía en los sismogramas.

Etapa 4.- Recomendaciones y conclusiones: posterior al análisis y obtención de resultados, se procede a sintetizar el trabajo para determinar los criterios más efectivos de medición, la susceptibilidad de variación de algunos parámetros de modo de lograr realizar esta medición con el mayor grado de precisión posible.

2. MARCO TEÓRICO

En el presente capítulo, se hace alusión a toda la teoría que sustenta las bases de la investigación realizada, partiendo desde la teoría de Ondas, centrando la atención en las ondas Rayleigh y sus propiedades, en los métodos empleados para registrarlas, y en su potencial aplicación en la identificación de anomalías próximas a las superficie.

2.1. Teoría de Ondas.

2.1.1. Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son vibraciones que viajan a través de la Tierra, originadas súbitamente por el fracturamiento del material rocoso en el interior de la Tierra debido a diversas fuentes. Dichas ondas están compuestas por energía que viaja a través del suelo y han sido registradas por diversos aparatos, como por ejemplo los sismógrafos. Las ondas sísmicas se pueden dividir en dos categorías: las ondas de cuerpo o volumen que viajan a través del interior de la Tierra y las ondas superficiales que viajan, como su nombre lo dice, a lo largo de la superficie de la Tierra.

Las ondas de cuerpo siguen caminos curvos debido a la densidad y composición variada del interior de la Tierra, y se clasifican en dos grupos: Ondas Primarias (P) y Secundarias (S) (para mayor información acerca de este tipo de ondas ver Anexo A). Las ondas superficiales se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo. Producto de su baja frecuencia provocan que las estructuras entren en resonancia con mayor facilidad que las ondas de volumen y son, en consecuencia, las ondas sísmicas más destructivas.

Existen dos tipos de ondas superficiales, las Ondas Love y las Ondas Rayleigh. Como las propiedades de las ondas Rayleigh son dependientes de la frecuencia en medios verticalmente heterogéneos, este tipo de onda superficial es utilizada para representar y caracterizar el subsuelo superficial, por lo tanto, se explicará con mayor detalle las propiedades de estas ondas.

2.1.2 Ondas Rayleigh

Las ondas Rayleigh son ondas superficiales que viajan a lo largo de una superficie “libre”. Estas ondas se caracterizan por tener, relativamente, baja velocidad, baja frecuencia y gran amplitud. En un medio homogéneo, el movimiento de las partículas del modo fundamental de las ondas Rayleigh que se desplazan de izquierda a derecha, es elíptico a lo largo de la superficie libre, en dirección opuesta a las agujas del reloj (retrógrado, ver Figura 2). El movimiento está limitado a un plano vertical, consistente con la dirección de propagación de la onda. La onda Rayleigh, también conocida como *ground roll* viaja a lo largo o cerca de la superficie del suelo. Aunque el *ground roll* es considerado ruido en estudios de ondas corporales (es decir, perfiles de reflexión y refracción), sus propiedades dispersivas son utilizadas para inferir propiedades elásticas cercanas a la superficie (Park et al., 1999).

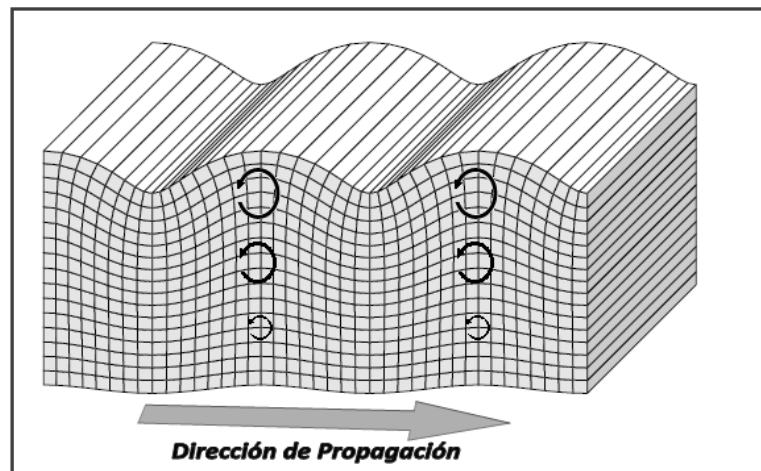


Figura 2. Desplazamiento fundamental de la onda Rayleigh (movimiento exagerado). Estas ondas tienen movimientos verticales y radiales, y la amplitud de la onda decae con la profundidad (Telford, 1990).

2.1.3 Dispersión de las ondas Rayleigh

En la mayoría de los estudios sísmicos superficiales, cuando se usa una fuente de ondas compresionales, más de dos tercios de energía sísmica generada es impartida en ondas Rayleigh. Asumiendo que existen variaciones verticales de velocidad, cada componente de frecuencia (f) de una onda superficial tiene una velocidad de propagación diferente (llamada velocidad de fase,

C_f). Esta característica única da como resultado una longitud de onda diferente (λ_f), por cada frecuencia propagada. Esta propiedad es llamada dispersión (Cichowicz et al, 2012).

Las longitudes de ondas más grandes penetran profundidades mayores para un modo dado, generalmente exhiben velocidades de fase mayores, y son más sensibles a las propiedades elásticas de las capas más profundas. Mientras que las longitudes de ondas más cortas son sensibles a las propiedades físicas de las capas superficiales (ver Figura 3). Por esta razón, un modo particular de las ondas superficiales poseerá una velocidad de fase única para cada longitud de onda, produciendo así la dispersión de la señal sísmica (Xia et al., 1999). Por lo tanto, el carácter de dispersión de la onda Rayleigh puede ser utilizado para investigar el cambio en la propiedad elástica de los materiales próximos a la superficie. También, la propiedad de atenuación, dependiente de la frecuencia de las ondas superficiales, puede ser utilizada en combinación con las propiedades de dispersión, como un parámetro de impulso que puede mejorar la detección de anomalías próximas a la superficie, que es lo que se ha de ver a continuación.

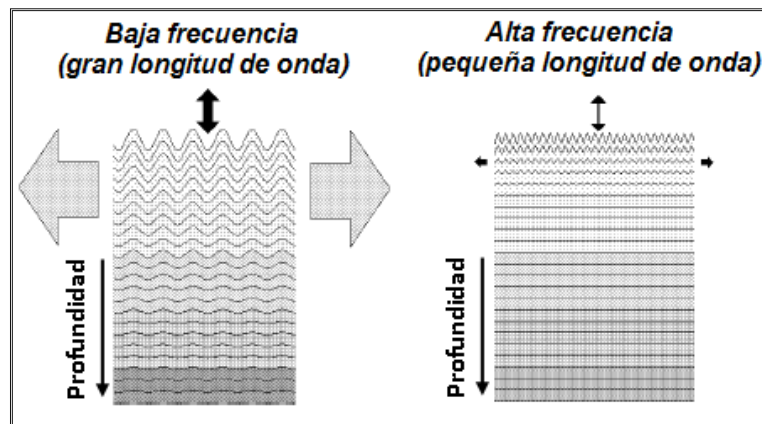


Figura 3. Propiedades características de transmisión de las ondas Rayleigh (Park et al, 1998).

2.2. Métodos de medición de ondas.

Los métodos para la medición de ondas superficiales, dependiendo del tipo de fuente que se utilice, se clasifican principalmente en 3 tipos: los métodos activos, pasivos y los híbridos. En los métodos activos encontramos el método SASW y la técnica MASW. Entre los métodos pasivos

empleados tenemos el método de Nakamura H/V, el método F-K y el SPAC. Y la técnica híbrida que resulta de una combinación de los métodos pasivos y activos conocida como ReMi (Ver Anexo A).

El método MASW consiste en la registración y el análisis de la propagación tanto de las ondas Rayleigh como de las ondas Love. Centrándonos en las ondas Rayleigh, éstas son generadas a partir de una fuente de impacto vertical (un martillo o la caída de un elemento pesado) o de una pequeña explosión en la superficie del suelo y luego son registradas utilizando geófonos comunes con componente vertical, estos se disponen linealmente, equidistantes entre sí, con espaciamentos reducidos. El fin principal de este método es obtener el perfil de velocidad de ondas de corte en profundidad mediante el análisis del Modo Fundamental de la Onda Rayleigh. Para la generación del perfil V_s , todo el proceso envuelve tres pasos fundamentales: observación y registro de las ondas superficiales, determinación de sus características dispersivas y la inversión de la curva de dispersión junto con el cálculo del perfil V_s (Humire et al., 2012).

A pesar de que el fin primero del método MASW es el obtener el perfil de velocidad de ondas de corte para la caracterización de sitio, investigaciones recientes han reportado buenos resultados para la proyección de imágenes de cavidades próximas a la superficie (Xu et al., 2005). Esto se tratará en el siguiente punto, siendo esto el tema medular de esta investigación de pregrado.

2.3. Métodos de identificación de anomalías subterráneas

Existen diversas técnicas geofísicas que tienen un buen potencial para la proyección no destructiva de imágenes de anomalías próximas a la superficie, dentro de las cuales se encuentran el GPR (Ground Penetrating Radar), Método de Microgravimetría, el Método Formación de imágenes Gravitacional, los Métodos Sísmicos de Ondas Superficiales, entre otros (Xu et al., 2005). Las técnicas que no son parte de la investigación, serán explicadas en el Anexo A.

El Análisis Multicanal de ondas superficiales, ha sido un método estudiado y utilizado durante la última década, para la reproducción de imágenes que muestren el cambio de las propiedades elásticas del suelo en profundidades próximas a la superficie, con el fin de identificar posibles anomalías, tales como vacíos o cavidades subterráneas. Para tal fin, la onda superficial del tipo Rayleigh es de completo interés, como las propiedades elásticas cambian con la profundidad,

cada componente de frecuencia de la onda Rayleigh se propaga a diferentes velocidades (velocidades de fase), tal y cual se explicó en los puntos anteriores, y experimentan una atenuación. Por lo tanto, la presencia de una anomalía se evidenciará en un sismograma multicanal, a través de la atenuación de la amplitud de la onda registrada y la variación de las velocidades de fase. Todos estos tipos de marcas anómalas podrían aparecer cuando la fuente y los receptores están situados en o cerca de la ubicación de la superficie de la anomalía (Park et al., 1998).

Para efectos de generación de imágenes de anomalías próximas a la superficie con el método MASW, existen fuentes llamadas *swept-source*, que emiten frecuencias definidas al suelo que proporcionan mayor información al momento de procesar las señales. A continuación se presentan dos sismogramas en los cuales se puede ver claramente la diferencia entre la generación de ondas con una fuente impulsiva y con un *swept-source*.

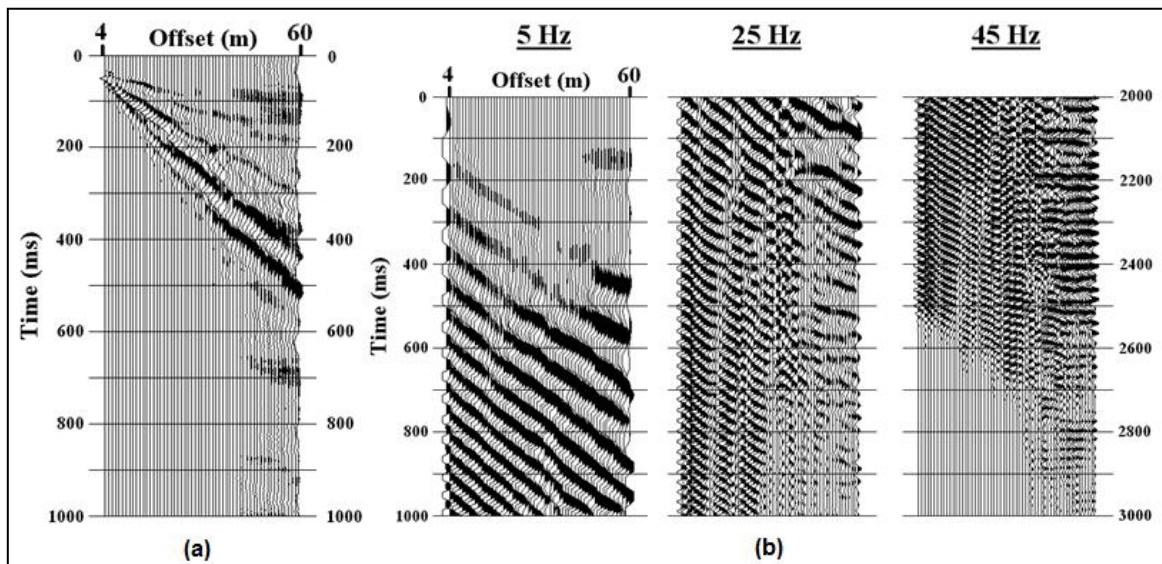


Figura 4. La figura (a) muestra un sismograma obtenido usando un martillo de 12 libras como fuente en un sitio de San José, California, y la figura (b) deja ver un registro de 3 segundos con una fuente vibratoria que permite realizar barridos de frecuencia. El registro de barrido de frecuencia está siendo visualizado en tres segmentos de 1 segundo, permitiendo ver la variación de frecuencia, la cual es presentada en la parte superior de cada segmento (Park et al, 1997).

2.4. Procedimiento de Campo

Para generar imágenes de anomalías subterráneas, es necesario reunir una cantidad de sismogramas representativos en la zona de estudio de una manera similar al método de reflexión “common depth point (CDP)” o “common mid point (CMP)” (Será explicado en el Anexo A), estableciendo el *offset mínimo* (que será definido posteriormente), la separación entre geófonos, el *intervalo de muestreo* y la ganancia del sismógrafo.

Como fuente de generación de ondas puede ser utilizada una fuente impulsiva, como un martillo o una fuente que genere vibraciones monótonas (Roma, 2002), como un *Vibroseyis* (ver Figura 5), no obstante, en las investigaciones revisadas, es más común el uso de la fuente vibratoria, ya que permite entregar una frecuencia definida al suelo y registra los componentes de frecuencia de la onda Rayleigh con una excelente separación (Park et al, 1998).

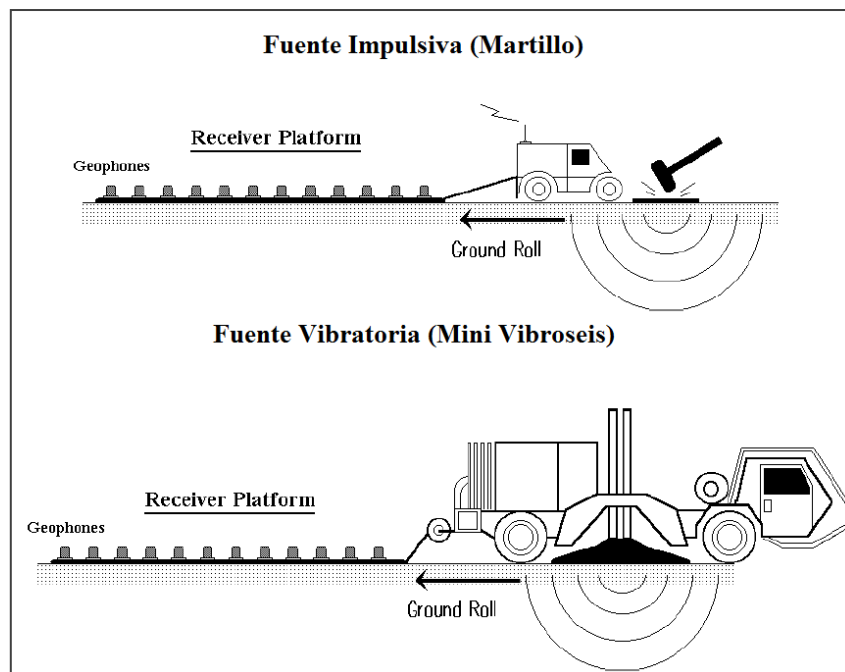


Figura 5. La figura muestra los tipos de fuentes que se pueden emplear para estos estudios (Park et al, 1997).

El *offset mínimo* (x_1) es la distancia mínima entre la fuente y el primer geófono del arreglo lineal, este es definido según la profundidad de exploración deseada, ya que el axioma normalmente aceptado dice que la profundidad de penetración de la onda Rayleigh, es aproximadamente igual a su longitud de onda, sin embargo la profundidad máxima (Z_{MAX}) de la cual se puede obtener información de la onda superficial, es aproximadamente igual a la mitad o la tercera parte de la longitud de onda máxima (λ_{MAX}), por lo tanto, se recomienda que el offset mínimo sea mayor o igual a la profundidad Z_{MAX} (Park et al., 2000). Además, es importante mencionar que según estudios, la profundidad máxima de investigación es aproximadamente un tercio de la longitud total del arreglo sísmico (Park et al., 2002).

Para estudios de velocidad de ondas de corte, el espaciamiento entre geófonos (Δx) no es menor a un metro, sin embargo para efectos de detección de anomalías la separación entre geófonos no debería ser superior a esta medida, debido a que se desea obtener información con una densidad de puntos considerable, no obstante, la distancia intergeofónica depende de la dimensión horizontal de la zona anómala (Park et al, 1998).

El *intervalo de muestreo* es precisamente, el tiempo que transcurre entre dos muestras sucesivas, este parámetro es importante definirlo desde un principio en el sismógrafo. Mientras menor sea el intervalo, mayor será la resolución de la onda muestreada, y el registro de la onda se acercará más a la oscilación real de la onda producida (Dal Moro, 2002). También el *intervalo de muestreo* está íntimamente relacionado con los *tiempos de arribo* (*arrival times*) de las señales registradas, esto será explicado más adelante.

Además es necesario definir la *ganancia* (medida en decibeles) de los canales receptores, que es una magnitud que expresa la relación entre la amplitud de la señal registrada por los geófonos, respecto de la señal emitida por la fuente. Ésta no debe ser tan alta para no saturar y truncar las señales registradas, ni tan baja para que la onda a muestrear no se atenúe demasiado en los registros de los últimos canales.

Una vez establecidos estos parámetros se procede a la toma de datos mediante el impacto del martillo en una placa que se encuentra junto al geófono emisor, con esto comienza la recolección de disparos (*shot-gathers*). Luego de realizado el primer disparo, se procede a mover el arreglo de geófonos junto con la fuente emisora una distancia Δx hasta abarcar una longitud representativa del sector en estudio (ver Figura 6).

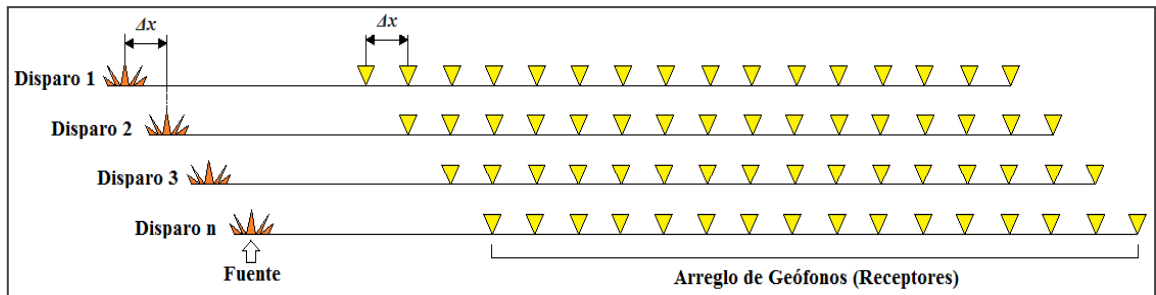


Figura 6. La imagen muestra la configuración del arreglo sísmico para la toma de datos en terreno.

2.5. Procedimiento de procesamiento de datos

2.5.1. Apilamiento (*Stacking*)

Una vez reunidos los shot-gather (sismogramas), éstos por sí solos, no entregan mucha información de la existencia de zonas anómalas a lo largo de la línea de estudio, a esto hay que agregar que en los sismogramas obtenidos no hay sólo un registro de las ondas superficiales, también hay episodios de reflexión y difracción de ondas de cuerpo, y se registra el *ruido ambiental* (ruido aleatorio o ruido cultural) (Xu et al, 2005). Por esta razón, para poder resaltar la onda Rayleigh y eliminar o atenuar en gran parte el ruido aleatorio y otros registros que no son de interés, es necesario el *Apilamiento (Stacking)* de las trazas, que consiste en la suma de cada una de las trazas de un sismograma convirtiéndola en una traza apilada (Park et al., 1997), lo que se logra con esto es atenuar los ruidos y resaltar la señal, es decir, obtener una traza apilada que consigue mejorar la relación Señal/Ruido, la esencia del método de Apilamiento (Chelotti et al., 2009). Sin embargo para poder apilar o sumar las trazas, es necesario hacer una corrección de las mismas en el dominio del tiempo, ya que todas éstas tienen un desfase debido a la separación entre los geófonos y la fuente (conocido como *efecto offset*).

Teóricamente para poder corregir el efecto offset y para aplanar la pendiente de la onda Rayleigh se debería realizar la siguiente operación denominada DLMO (*Dinamic Linear Move Out*) en cada traza:

$$W_{DLMO}(f, x) = e^{j\Phi f} W(f, x) \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde,

$W(f, x)$ = Transformada de Fourier aplicada al eje de tiempo del shot gather, $w(t, x)$.

$W_{DLMO}(f, x)$ = Transformada de Fourier de la corrección DLMO del shot gather, $w_{DLMO}(t, x)$.

$\Phi f = 2\pi f x / C_f$.

C_f = Velocidad de fase para la frecuencia f .

No obstante, ya que en esta investigación se está trabajando con datos digitalizados basta con identificar el *arrival time* (t_j) de la señal en cada traza mediante el uso de algún software geofísico, luego a partir del tiempo de arribo de la primera señal, todas las otras trazas son corregidas y puestas en fase según el primer arribo (Gayá, 2007). Por último las trazas se apilan o suman en una sola traza. Esto puede entenderse con mayor claridad en la imagen inferior (Figura 7).

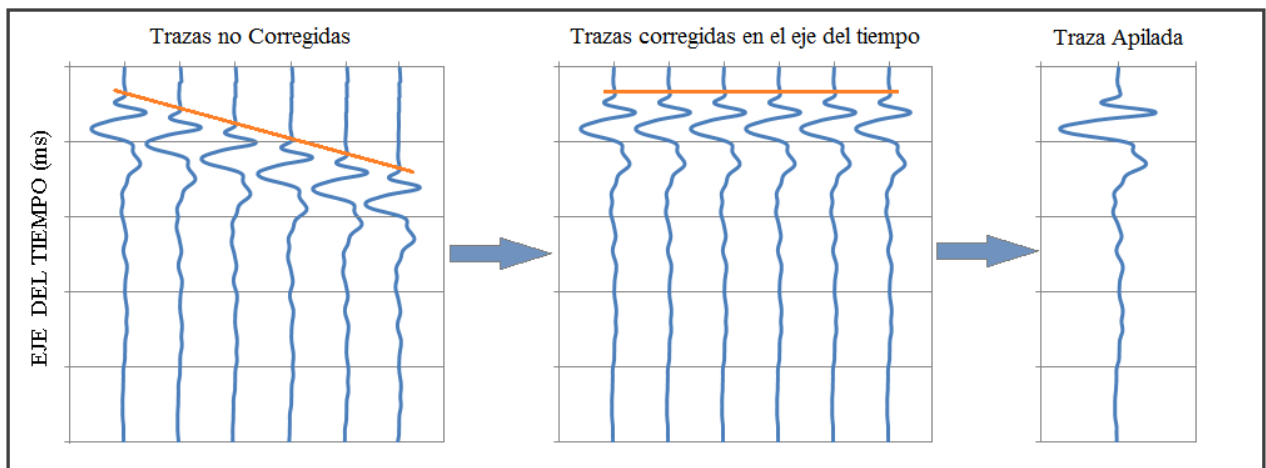


Figura 7. Proceso de Apilamiento de trazas sísmicas.

Una vez realizado el proceso de apilamiento las zonas normales tendrán grandes amplitudes, para aquellos sismogramas obtenidos en la ubicación de la superficie de la anomalía resultarán trazas

apiladas con amplitudes débiles por la no coherencia de los datos, y el ruido aleatorio será atenuado (Park et al., 1998).

2.5.2. Profundidad aproximada de la Anomalía Subterránea

Para poder identificar la profundidad aproximada de la anomalía subterránea a través de las ondas Rayleigh, es necesario tener clara esta ecuación:

$$\lambda = \frac{C_f}{f} \quad \text{Ecuación 2.}$$

Donde

λ = longitud de onda (medida en metros)

f = frecuencia (en Hz)

C_f = velocidad de propagación (en m/s)

El punto crucial con respecto a las ondas de superficie es que una componente (frecuencia) está influenciada por las propiedades del medio de la superficie hasta una profundidad que es proporcional a la frecuencia del mismo. Es importante entender este aspecto claramente.

El punto de caracterizar el uso de ondas de superficie está estrechamente relacionado con lo que se acaba de expresar, de hecho, la velocidad de propagación de una componente específica (frecuencia) depende de las características del medio desde la superficie hacia abajo a una profundidad aproximadamente igual al valor de $\lambda/3$ (un tercio de la longitud de onda de ese componente) (Dal Moro, 2002). Esta aproximación se refiere a menudo por el término anglosajón *steady state approximation*.

Si ahora se considera que la onda sísmica consta de varias componentes (frecuencias), es entendible que la obtención de la velocidad de fase C_f de cada componente, será capaz de estimar las características del medio (es decir, el subsuelo) a diversas profundidades de instalación.

Aún más en detalle, es evidente que las frecuencias altas se caracterizan por longitudes de onda cortas según la ecuación antes señalada, si se une esto, al hecho de que la velocidad de una componente dada, depende de las características del medio hasta una profundidad igual a aproximadamente $1/3$ de la longitud de onda, provoca que las altas frecuencias (longitudes de

onda cortas) porten noticias relativas a la porción más superficial del subsuelo, y si las frecuencias disminuyen poco a poco van a caracterizar porciones progresivamente más profundas.

Por lo tanto, la profundidad aproximada a lo largo de la línea de estudio puede ser inferida de la curva de dispersión (Xu et al., 2005), ya que es el modo fundamental de la Onda Rayleigh el que entrega las componentes de frecuencia de la misma onda y las velocidades de fase relativas a éstas, obteniendo la longitud de onda y por consiguiente la profundidad.

3. RESULTADOS Y METODOLOGIA DEL ANALISIS DE DATOS

Las mediciones en terreno se realizaron mediante arreglos sísmicos lineales, es decir, la disposición de geófonos (receptores) en línea recta separados entre sí a una cierta distancia. La fuente impulsiva utilizada fue un martillo de 8 kg, golpeando este sobre una placa alineada con el arreglo. Para los estudios de terreno se utilizaron 16 geófonos, idealmente se debería trabajar con 24 receptores, pero para la adquisición de datos confiables la cantidad utilizada es suficiente (Rojas, 2008).

Para llevar a la práctica el método mencionado anteriormente, se hicieron pruebas en dos sitios de la ciudad de Concepción, Chile, cercanos a la Universidad del Bío-Bío. Cada sitio, se encuentra próximo al estero Nonguén y en cada uno de ellos se encuentra un colector de aguas lluvias, los cuales fueron un símil de una anomalía subterránea, representando un vacío. Estos colectores se encuentran a diferentes profundidades, tienen diámetros distintos y materialidad diferente.

3.1. Equipo.

El equipo utilizado para llevar a cabo la investigación en terreno se presenta a continuación:

- Sismógrafo DoReMi de SARA Electronic Instruments. Ver Figura 8b.
- Memoria: 64 kBytes
- Rango de Frecuencias: 200 a 20000 Hz. (5 a 0.05 ms)
- Resolución: 24 Bytes
- Sistema Dinámico: Hasta 155 dB.
- Geófonos de 4.5 Hz.
- Cables de transmisión de datos.
- Martillo de 8 kg.
- Placa PVC.
- Soportes de PVC para geófonos.
- Software DoReMi para digitalización del registro.
- Software Geopsy para análisis del registro.

La configuración del software DoReMi para el registro de datos MASW fue el siguiente:

- Intervalo de muestreo : 1 ms
- Tiempo de Adquisición : 2 s
- Frecuencia de muestreo : 1000 Hz

3.2. Pruebas de Campo.

3.2.1. Prueba en Sitio 1.

El primer sitio en el que se realizaron pruebas fue en el Sector Nonguén, en la población Lautaro, específicamente en un área cercana al estero Nonguén (ver imagen de ubicación en Anexo B), donde descarga un colector de aguas lluvia que se encuentra bajo un metro de profundidad desde la superficie del terreno, el cual tiene un diámetro aproximado de 0,8 m y es de PVC.

El primer arreglo sísmico de geófonos fue posicionado a 3,5 metros de la anomalía (colector de aguas lluvia), el offset mínimo definido fue de 3 m y el espaciamiento entre geófonos fue de 0,5 m, por consiguiente la longitud total del arreglo fue de 10,5 m. Por lo tanto el posicionamiento del primer disparo se encuentra a 14 metros de la tubería, hablando en términos de superficie. También es importante mencionar que la ganancia establecida para los canales receptores con el software DoReMi fue de 40 dB. Luego de obtenido el primer sismograma se procedió a transportar 0,5 m el arreglo sísmico, tal y cual se presenta en la configuración mostrada en la Figura 6, acercándolo hacia la tubería, y así sucesivamente hasta que la fuente quedó posicionada encima de la tubería, y por último se recolectaron cinco shot-gathers sobrepasando la “zona anómala”. En definitiva se obtuvieron 34 sismogramas multicanal, los que fueron posteriormente procesados analizando las Curvas de Dispersión obtenidas con el software Geopsy, y por último se realizó el proceso de Apilamiento en cada sismograma.

Para el Apilamiento de cada sismograma se utilizó el Software DoReMi y Microsoft Excel. Primeramente fue necesario pasar el formato de archivo .drm que trae por defecto DoRemi a archivo .xls, para poder trabajar con datos numéricos (esto se puede hacer con el mismo software). Luego de tener la matriz de datos numéricos que muestra 16 columnas con 2000 datos cada una, siendo estos las diferentes amplitudes de las ondas registradas, y sabiendo que el

intervalo de muestreo es de un 1 ms y el tiempo de registro es de 2 s, es decir que cada dato fue registrado cada un milisegundo, se procedió a obtener los tiempos de arribo de las señales para cada sismograma.

Una vez identificados los arrival times de cada traza se procedió a corregir cada una con respecto al tiempo de arribo de la primera señal (ver Figura 8) Una vez corregidas las trazas, se procedió a la suma vectorial de los datos obteniendo como resultado una sola traza. Este procedimiento se realizó con los treinta y cuatro shot-gathers recolectados. Además, de los 2000 datos que habían por cada traza solo fueron seleccionados los primeros 200, en otras palabras se dejaron los datos registrados hasta los 200 milisegundos, ya que la perturbación provocada por la carga impulsiva se atenúa pasado este tiempo (ver sismogramas en el anexo B que muestran con claridad lo expuesto).

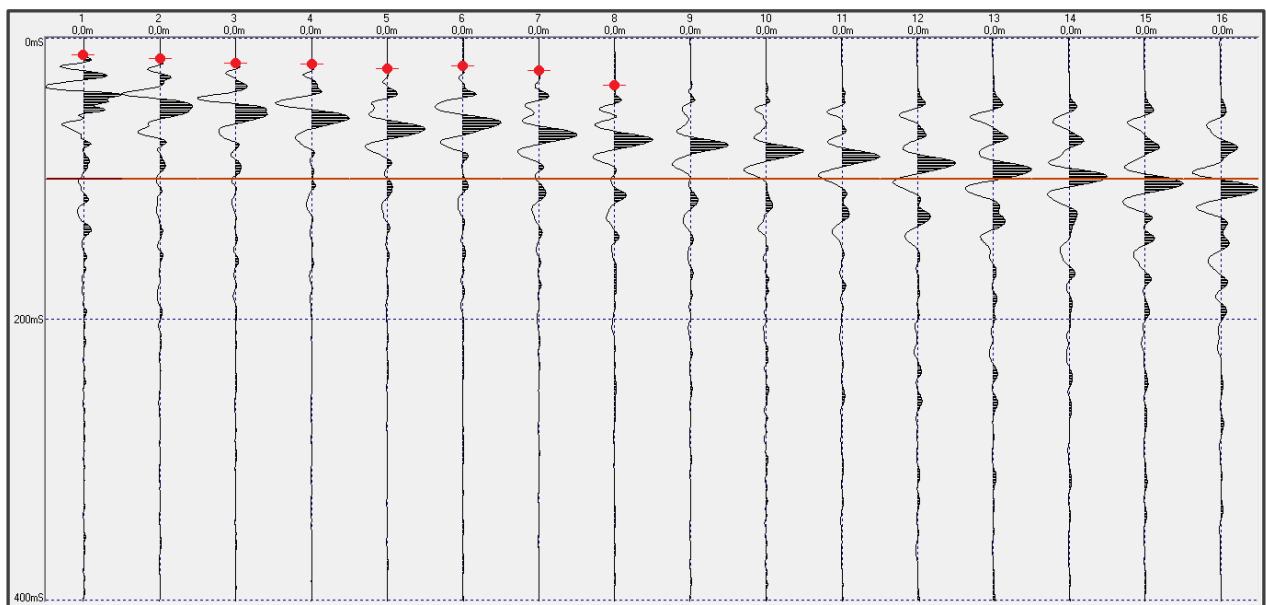


Figura 8. La imagen muestra el sismograma 29, donde se ve destacado el arribo 8 señales sísmicas de las 16 registradas. La corrección de las 8 señales restantes, se hizo mediante prueba y error, ya que las señales no son limpias a partir de la traza 9.

Luego de obtener las 34 trazas apiladas, estas se ubicaron juntas, a una distancia proporcional la separación de las estaciones de disparo en terreno, para poder ver el comportamiento de la onda Rayleigh en profundidad y lateralmente, esto se puede ver claramente en la Figura 9.

La sección correspondiente a las trazas apiladas fue invertida mediante la inversión de la escala de tiempo, en consecuencia esta se muestra en un orden decreciente, esto debido a que las mayores amplitudes, se dan en los primeros milisegundos, y estas corresponden las componentes de frecuencia más bajas de la onda Rayleigh, que son precisamente las que penetran a mayores profundidades, según los explicado en el comienzo del segundo capítulo.

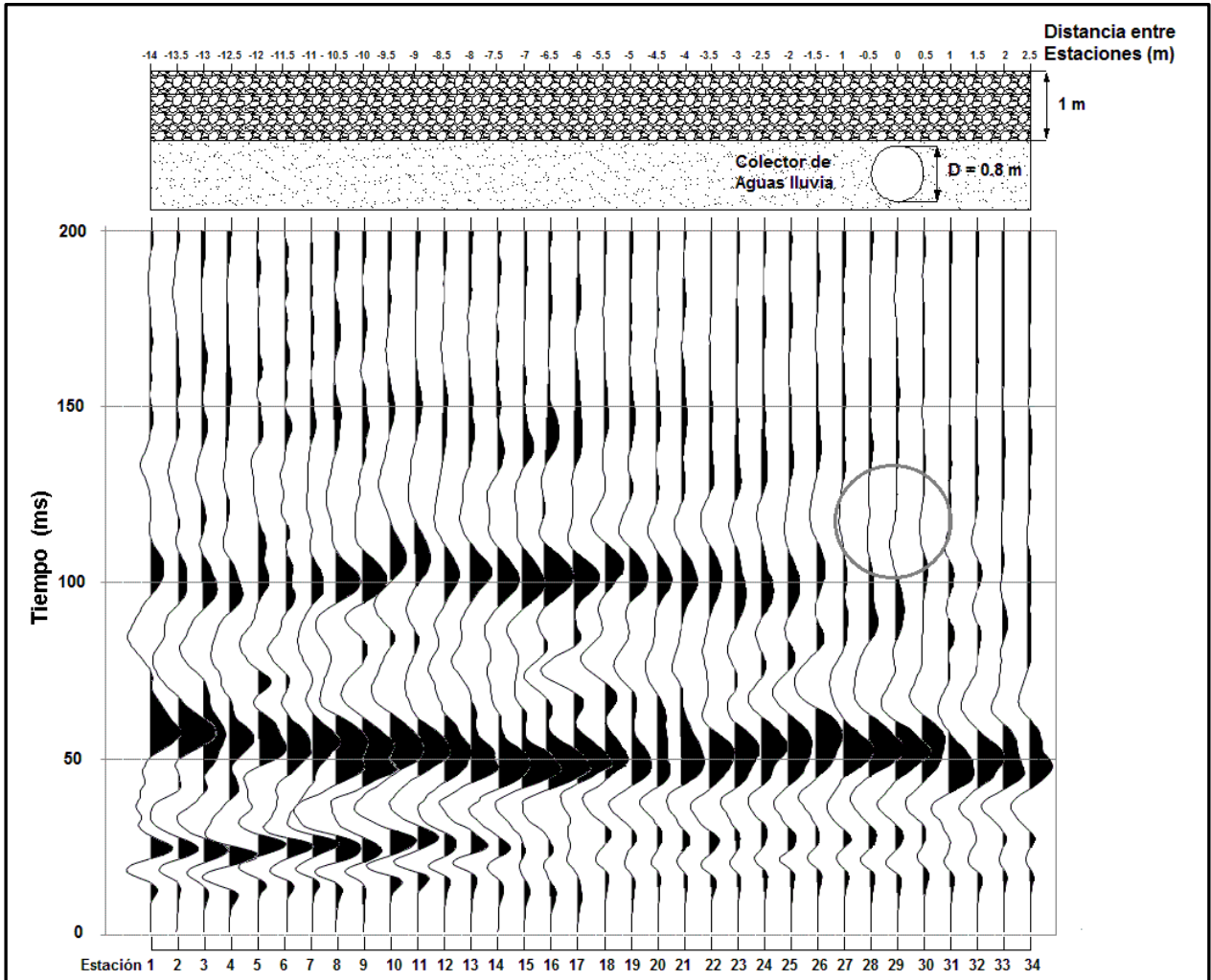


Figura 9. Sección de apilada de los sismogramas adquiridos durante las pruebas de campo después de la corrección en el eje del tiempo.

Al generar las 34 curvas de dispersión experimentales con el software Geopsy se pudo ver que todas presentan el mismo comportamiento dispersivo, a excepción de la curva de dispersión del sismograma 29 que corresponde al punto en que la fuente se encuentra posicionada sobre el

colector de aguas lluvia. En esta curva se produce una inversión notoria de la velocidad de fase, que se da aproximadamente en los 15 Hz (ver Figura 9b).

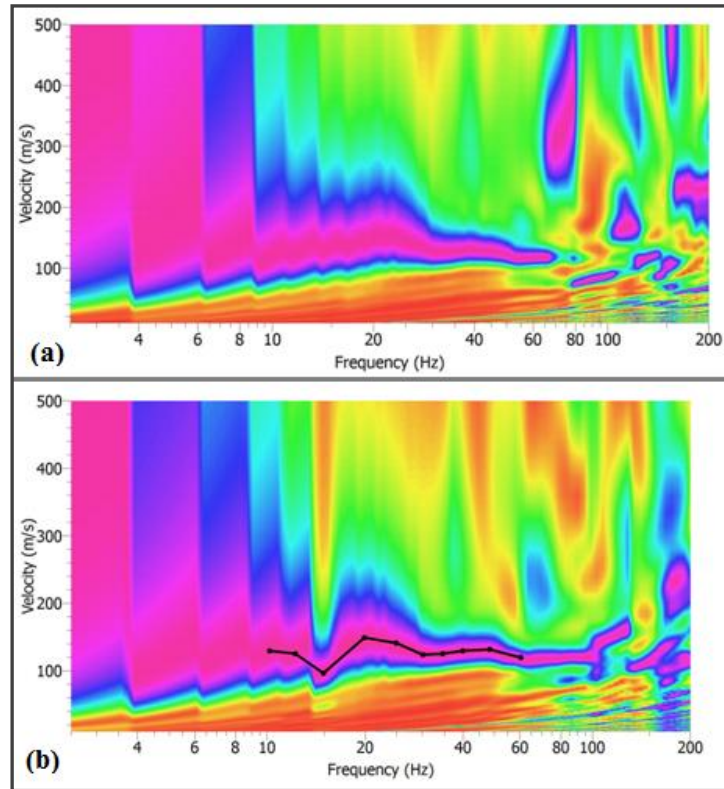


Figura 10. (a) Curva de dispersión alusiva a todas las zonas normales. (b) Curva de dispersión de la zona anómala.

A continuación se presenta una tabla que da a conocer la profundidad aproximada de la ubicación del colector de aguas lluvia a partir de la relación antes mencionada.

Tabla 3. Relación de la longitud onda de la onda Rayleigh con la profundidad aproximada del colector de aguas lluvia.

Frecuencia (Hz)	Velocidad de Fase (m/s)	Longitud de Onda (m)	*Profundidad Aprox. (m)
60,21	119,76	1,99	0,66
48,38	131,52	2,72	0,91
39,98	129,56	3,24	1,08
34,71	125,64	3,62	1,21
30,14	123,68	4,10	1,37
24,91	141,32	5,67	1,89
19,91	149,16	7,49	2,50
14,89	96,24	6,46	2,15
12,21	125,64	10,29	3,43
10,17	129,56	12,74	4,25

3.2.2. Prueba en Sitio 2

El segundo sitio en el que se realizaron pruebas fue en el Sector Los Lirios, en la finalización de la calle General Novoa, específicamente en un área cercana al estero Nonguén (ver imagen de ubicación en Anexo B), donde descarga un colector de aguas lluvia que se encuentra bajo 1,6 metros de profundidad desde la superficie natural del terreno, el cual tiene un diámetro aproximado de 1,5 m y es de hormigón.

El primer arreglo sísmico de geófonos fue posicionado a 3 metros de la anomalía (colector de aguas lluvia), el offset mínimo (x_1) definido fue de 6 m y el espaciamiento entre geófonos fue de 0,5 m, por consiguiente la longitud total del arreglo fue de 13,5 m. Esta vez se optó por un x_1 mayor que el Z_{MAX} (siendo este igual a 4,5 m, según la relación con 1/3 de la longitud total del arreglo sísmico) para ver cómo varía el registro de la onda. En definitiva, el posicionamiento del primer disparo se encuentra a 16,5 metros de la tubería, hablando en términos de superficie. Luego de haber obtenido el primer sismograma se procedió a transportar 0,5 m el arreglo sísmico, tal y cual se presenta en la configuración mostrada en la Figura 6, acercándolo hacia la tubería, y así sucesivamente hasta que la fuente quedó posicionada encima de la tubería, y por último se recolectaron cuatro shot-gathers sobrepasando la “zona anómala”. Se obtuvieron 38 sismogramas

multicanal, los que fueron posteriormente procesados de la misma manera que los datos obtenidos en el Sitio 1.

Luego de obtener las 38 trazas apiladas, éstas se ubicaron juntas a una distancia proporcional a la separación de las estaciones de disparo en terreno, para poder ver el comportamiento de la onda en profundidad y lateralmente, esto se puede ver claramente en la Figura 10.

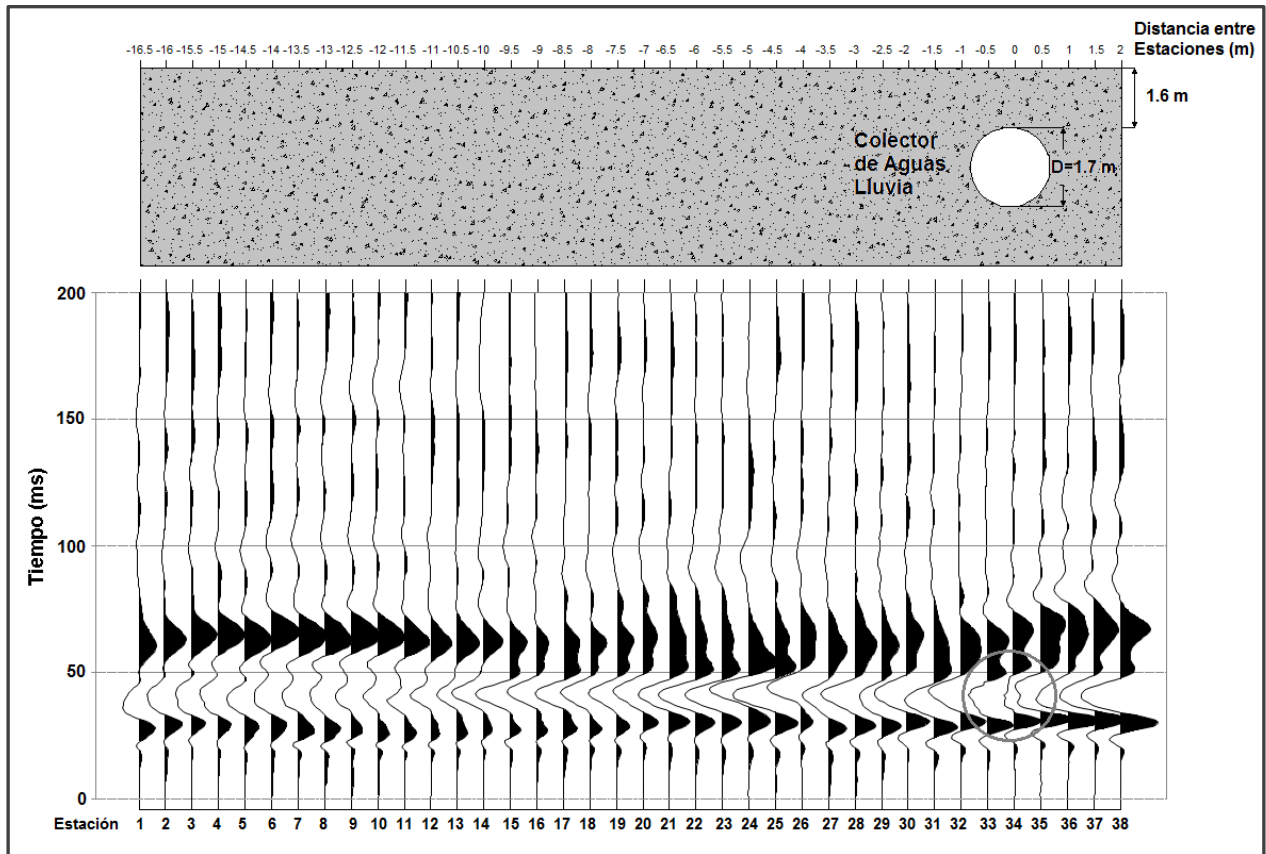


Figura 11. Sección de apilada de los sismogramas adquiridos durante las pruebas de campo después de la corrección en el eje del tiempo.

Al generar las 38 curvas de dispersión experimentales con el software Geopsy se pudo observar que las primeras 15 curvas de dispersión presentan velocidades de fase descendentes (ver Figura 11a), a partir de la curva de dispersión 16 en adelante se observan curvas con características normalmente dispersivas, es decir, que aumenta la velocidad de fase a medida que disminuye la frecuencia (Figura 11b), a excepción de la curva de dispersión del sismograma 33 y 34, que corresponden a los puntos en donde la fuente se encuentra posicionada sobre el colector de aguas

lluvia. En estas curvas se produce una inversión de la velocidad de fase, que se da aproximadamente en los 10 Hz (ver Figura 11c). Sin embargo alejándonos del colector de aguas lluvia las curvas de dispersión vuelven a ser normalmente dispersivas (ver curvas de dispersión en el Anexo B).

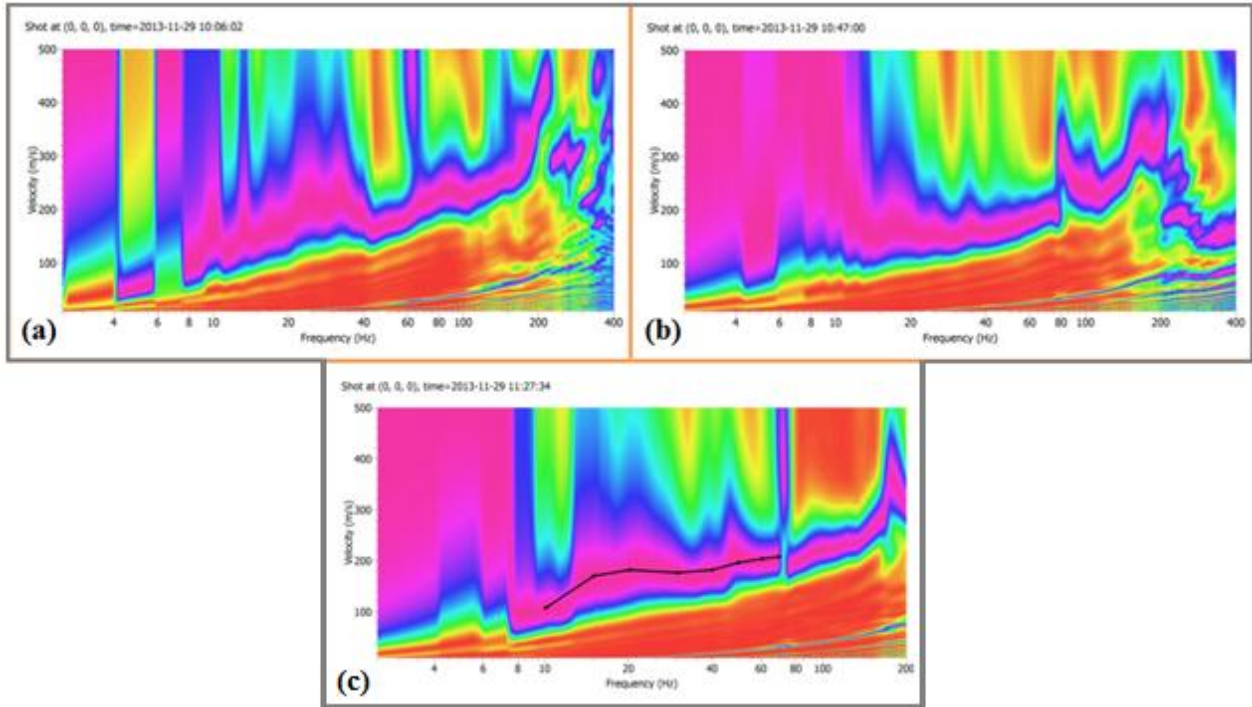


Figura 12. Curvas de dispersión que muestran la variación del comportamiento del terreno a lo largo de la línea de estudio

Posterior a esto se procedió a calcular la profundidad aproximada, a través de la selección de la curva de dispersión aparente, tal y cual se muestra en la figura anterior, arrojando los siguientes resultados que se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4. Relación de la longitud onda de la onda Rayleigh con la profundidad aproximada del colector de aguas lluvia.

Frecuencia (Hz)	Velocidad de Fase (m/s)	Longitud de Onda (m)	Profundidad Aprox. (m)
69,71	207,96	2,98	0,99
60,53	204,04	3,37	1,12
49,60	196,20	3,96	1,32
39,98	182,48	4,56	1,52
30,15	176,60	5,86	1,95
20,24	182,48	9,02	3,01
15,01	170,72	11,37	3,79
10,08	101,00	10,02	3,34

4. ANÁLISIS DE RESULTADOS

A partir de la información recopilada en las pruebas de campo y los resultados del procesamiento de estos, corresponde analizarlos e interpretarlos, enfocándose principalmente en los parámetros de medición definidos, la coherencia de las trazas apiladas, en las variaciones de las curvas de dispersión, y los resultados de las profundidades obtenidas.

4.1. Prueba de Campo 1: Sector Nonguén, Población Lautaro

Analizando los resultados obtenidos se puede decir lo siguiente:

Teniendo en cuenta que el offset mínimo definido fue de 3 m y se trabajó con una ganancia de los canales receptores de 40 dB, hubo problemas de saturación de la señal, debido a la cercanía de la fuente a los receptores y a la mala calidad del suelo, lo que obligó a realizar reiterados disparos por estación, hasta obtener sismogramas limpios con señales no truncadas por la saturación.

Para poder realizar la corrección de las trazas de un sismograma en el eje del tiempo se seleccionaron los tiempos de arribo como se mencionó anteriormente, que es donde las amplitudes de los datos tienden a cero, sin embargo este tiempo no fue del todo exacto ya que se trabajó con un intervalo de muestreo de 1 ms, lo que provocó una pérdida entre el registro de dos datos consecutivos, por ejemplo el tiempo de arribo seleccionado del canal 3 del sismograma 29 fue 16 ms con una amplitud igual a -44 unidades, pero a los 17 ms la amplitud ya pasa a 88 unidades, entonces el verdadero tiempo de arribo debería estar entre los 16 ms y los 17 ms, pero no hay información en ese intervalo de tiempo. A pesar de ello revisando la Figura 8 se puede ver una coherencia en la fase de cada traza.

Analizando la sección de trazas apiladas se pueden ver variaciones entre ellas, es natural que haya variaciones a nivel de profundidad, ya que la rigidez del suelo varía con la profundidad, pero es de esperarse que lateralmente el suelo se comporte homogéneamente, por lo tanto estas variaciones se pueden atribuir a pequeñas modificaciones laterales del terreno en estudio. También esta diferencia sin duda se debe al tipo de fuente utilizada, ya que se empleó una fuente impulsiva (martillo), al ser esta una fuente es manipulada por un humano, implica una constante

variación en la energía emitida al suelo, en consecuencia una variación en la frecuencia generada en cada disparo, no obstante se ve un comportamiento similar de la onda a lo largo de la línea de estudio.

Examinando aún más la Figura 8, se puede ver que la onda sufre atenuaciones notorias entre los 150 ms y los 100 ms precisamente en la ubicación de la tubería, y volviendo a la teoría, esta plantea que en un registro multicanal la presencia de una anomalía se dejará ver a través de la atenuación de la amplitud de la onda registrada, por consiguiente hay una afirmación de la teoría. También es importante tomar en consideración que el espaciamiento de 0,5 m fue suficiente para mostrar el comportamiento del terreno en profundidad a lo largo de la superficie del sitio de prueba.

Analizando las curvas de dispersión se pudo observar que el modo fundamental de la onda Rayleigh es el mismo a lo largo del terreno, lo que indica que la rigidez del terreno es similar, pero sobre la superficie de la tubería hay un cambio notorio en la curva de dispersión, produciéndose una inversión de velocidad de fase, por tanto, nuevamente la teoría se confirma, pues asevera que un cambio en la propiedad elástica de los materiales produce variaciones en las velocidades de fase, en este caso una disminución de esta. Según lo mencionado en el capítulo dos, la velocidad de fase de cada componente de la onda Rayleigh será capaz de estimar las características del subsuelo a diversas profundidades. En este caso para un mismo componente de frecuencia aproximadamente igual a 15 Hz se tiene una velocidad de fase igual 135,44 m/s para las zonas normales y en la zona anómala la velocidad de fase es igual a 96,24 m/s con una disminución de un 29 %, en cambio en las demás componentes de frecuencia las variaciones no son significativas, a lo más son de un 5% (ver Tabla 5).

Además con los datos anteriores se tienen las longitudes de ondas correspondientes a cada componente de frecuencia que sería igual a 8,95 m para la zona normal y para la zona anómala 6,46 m, por consiguiente se tiene la profundidad a la que varían las condiciones del subsuelo, que serían 2,98 y 2,15 metros respectivamente (por la relación de 1/3 de la longitud de onda), claramente esta última longitud se aproxima a la profundidad de ubicación del colector de aguas lluvia que es igual a 1,8 m, por lo tanto la variación sería de 0,35 metros, una cifra razonable teniendo en cuenta todas las aproximaciones utilizadas.

Tabla 5. Comparación entre C_f de las zonas normales y la anómala, Sitio 1.

Componentes de Frecuencia (Hz)	Velocidad de Fase zonas normales (m/s)	Velocidad de Fase zona anómala (m/s)	Variación de C_f (%)
60,21	119,76	119,76	0%
48,38	125,64	131,52	5%
39,98	133,48	129,56	-3%
34,71	129,56	125,64	-3%
30,14	127,60	123,68	-3%
24,91	142,80	141,32	-1%
19,91	147,20	149,16	1%
14,89	135,44	96,24	-29%
12,21	129,56	125,64	-3%
10,17	123,68	129,56	5%

4.2. Prueba de Campo 2: Sector Los Lirios, fin calle General Novoa.

De los resultados obtenidos se puede observar lo siguiente:

En esta prueba de campo se trabajó con un offset mínimo de 6 m, pensando en que por haber una mayor longitud del arreglo sísmico, la profundidad de penetración de la onda Rayleigh sería mayor, basándose en los estudios de Park y compañía, que dicen que la profundidad máxima es relativamente igual a 1/3 de la longitud del arreglo sísmico. Sin embargo al igual que en el Sitio 1 pasados los 200 ms la señal se pierde en el último geófono del arreglo sísmico, y en este caso sólo se registra ruido ambiental.

En este sitio hay un registro de ruido ambiental significativo (ver sismogramas en el Anexo B), sin embargo con el apilamiento de las trazas se logró atenuar el ruido y maximizar la señal, lo que fue favorable y no afectó los registros de la onda Rayleigh como se puede ver en las ondas de la Figura 10.

Los tiempos de arribo igual tienen su grado de error ya que se continuó trabajado con un intervalo de muestreo de 1 ms, debido a que si se disminuía este, la memoria del sismógrafo no daba

abasto, por la cantidad de datos que se habrían de registrar, no obstante hay coherencia en la fase de cada traza apilada.

Ya que la señal se atenúa pasados los 200 ms, lo que se pudo haber hecho es acortar el tiempo de registro de 2 s a 400 ms, con ello se podría haber reducido el intervalo de muestreo a 200 microsegundos permitiendo mejorar la exactitud del arrival time sin completar la capacidad de la memoria del sismógrafo, ya que se mantendría la relación e igual serían registrados 2000 datos, pero dentro de un rango útil.

Analizando la sección de trazas apiladas se pueden ver variaciones marcadas entre ellas, desde la estación N°1 hasta la N° 14, las trazas tienen un comportamiento muy similar. Luego, de las trazas N° 15 en adelante comienza a aumentar la amplitud de la señal registrada, y se ven variaciones sobre los 50 ms, esto puede ser debido a lo señalado en el análisis de la sección apilada del Sitio 1, pero siempre se ve un aumento gradual de la amplitud. Haciendo un alto en la estación 33 y 34, se ve una atenuación abrupta de la señal bajo los 50 ms y alejándose hacia la estación 38 la señal vuelve a ser máxima. Esta atenuación es ocasionada donde se encuentra el colector de aguas lluvia, o sea, cuando la fuente se posiciona en y cerca de la superficie de la tubería subterránea, confirmando la existencia de una anomalía en profundidad.

El espaciado de 0,5 m fue suficiente para mostrar el comportamiento del terreno en profundidad a lo largo de la superficie del sitio de prueba, ya que la cantidad de trazas apiladas recolectadas representan las características del subsuelo.

Analizando las curvas de dispersión se pudo observar que el modo fundamental de la onda Rayleigh presenta variaciones a lo largo del terreno, lo que indica que la rigidez del suelo varía lateralmente. Anteriormente se señaló que las curvas de dispersión hasta la estación 15 tenían una tendencia dispersiva con velocidades de fase descendentes a medida que la frecuencia disminuía. Luego de la estación 16 en adelante las curvas de dispersión tienen un comportamiento normalmente dispersivo, de lo cual deducimos que hay un cambio lateral en el subsuelo y que a medida que aumenta la profundidad la rigidez de este también. Esto puede atribuirse a un mejoramiento del suelo próximo al colector de aguas lluvia.

Sin embargo hay un cambio en el comportamiento de la curva de dispersión en el sismograma 33 y 34, precisamente donde se encuentra el colector de aguas lluvia, produciéndose una inversión de velocidad de fase.

La velocidad de fase de cada componente de la onda Rayleigh es capaz de estimar las características del subsuelo a diversas profundidades para un mismo componente de frecuencia. En este caso para un componente de frecuencia igual a 10 Hz tenemos una velocidad de fase igual a 209,92 m/s para las zonas normales y en la zona anómala la velocidad de fase es igual a 101,00 m/s con una disminución de un 52 %. En cambio en las demás componentes de frecuencia las variaciones no son significativas, a lo más de 9 % (ver Tabla 6).

Tabla 6. Comparación entre C_f de las zonas normales y la anómala, Sitio 2.

Componentes de Frecuencia (Hz)	Velocidad de Fase zonas normales (m/s)	Velocidad de Fase zona anómala (m/s)	Variación de C_f (%)
69,71	204,04	207,96	2%
60,53	190,32	204,04	7%
49,60	180,52	196,20	9%
39,98	168,76	182,48	8%
30,15	162,88	176,60	8%
20,24	172,68	182,48	6%
15,01	176,60	170,72	-3%
10,08	209,92	101,00	-52%

Además con los datos anteriores tenemos las longitudes de ondas correspondientes a cada componente de frecuencia que sería igual a 21,00 m para la zona normal y para la zona anómala 10,02 m, por consiguiente tenemos la profundidad a la cual conocemos a la que varían las condiciones del subsuelo, que serían 7,00 y 3,34 metros respectivamente (por la relación de 1/3 de la longitud de onda), claramente esta última longitud se aproxima a la profundidad de ubicación del colector de aguas lluvia que es igual a 3,3 m con una variación de 0,04 metros, un resultado bastante preciso.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones

Se elaboró un estudio para la identificación de anomalías próximas a la superficie a través del análisis de las ondas Rayleigh, y esto fue posible haciendo uso de la técnica MASW. Luego del estudio de los antecedentes bibliográficos, la aplicación de la teoría en terreno y el procesamiento de datos, la obtención de los resultados y su posterior análisis, se concluye lo siguiente:

- El técnica MASW es un método que no sólo es útil para la obtención de un perfil V_s , también es una herramienta útil para la detección de anomalías, ya que gracias a los sismogramas y las curvas de dispersión que se obtienen de esta técnica, esto es posible.
- Queda en evidencia que la técnica aplicada es útil para la identificación de anomalías subterráneas. Sin embargo, se invierte una gran cantidad de tiempo para poder obtener los datos y en el mismo procesamiento de ellos.
- Como se mencionó anteriormente la técnica cumple su objetivo, que es el identificar una anomalía en el subsuelo, no obstante, debido a la gran cantidad de tiempo invertido, la técnica no resulta del todo viable. Existen otras técnicas geofísicas especiales, que determinan con gran exactitud la presencia de una anomalía subterránea, identificando su forma, profundidad y morfología, como lo es la Microgravimetría. Son métodos más costosos, pero que tienen a favor el factor tiempo.
- Basado en el reconocido concepto de que la onda Rayleigh viaja horizontalmente por la superficie, con distintas frecuencias asignando propiedades elásticas a los materiales en diferentes profundidades, fue posible obtener una imagen de una anomalía a través de la adquisición de información utilizando una fuente impulsiva y mediante una forma sencilla de procesar los datos, sin la necesidad de un análisis intensivo.
- La marca de una anomalía en un registro multicanal se puede ver de dos formas, la primera mediante la atenuación de la onda Rayleigh y la segunda a través de la inversión

de la velocidad de fase en la curva de dispersión, además de la misma curva de dispersión se puede obtener la profundidad aproximada de la ubicación de la anomalía subterránea. A esto hay que agregar que ésta es notoria en un registro multicanal cuando la fuente se encuentra posicionada en la ubicación de la superficie de la zona anómala.

- Si se trabaja con una fuente impulsiva como lo es un martillo, dependerá de las condiciones de sitio el grado de penetración de la onda Raleigh, ya que los componentes de frecuencia de su modo fundamental no bajan de los 10 Hz. Entonces si el suelo en estudio aumenta su rigidez con la profundidad, las ondas Rayleigh pueden portar información de mayores profundidades. En otras palabras mientras mayor sea la velocidad de fase para un componente de frecuencia dado de la onda Rayleigh, mayor será su longitud de onda, en consecuencia mayor la profundidad a la cual se puede conocer las condiciones del terreno.
- El proceso del análisis de las curvas de dispersión es fundamental. La correcta determinación del modo fundamental conlleva a un resultado óptimo, pues se conoce que de la curva de dispersión es de donde se obtiene la profundidad aproximada de la anomalía subterránea.
- Teniendo en cuenta que se trabajó con parámetros aproximados como lo fue el arrival time, que además se utilizó un martillo como fuente, siendo esta una fuente variable en cuanto a la entrega de energía al suelo y que se utilizó una relación empírica para obtener la profundidad aproximada de la anomalía, se puede decir que los resultados obtenidos son satisfactorios. No obstante, estos resultados podrían tener mayor precisión mediante el uso de una fuente monótona de vibración y utilizando alguna técnica para obtener una escala de profundidad.

5.2. Recomendaciones.

- Este Proyecto de Título se limitó a la identificación de anomalías subterráneas mediante el uso de una fuente impulsiva, sin embargo, es recomendable el uso de una fuente automática que genere vibraciones monótonas, para asegurar un registro de ondas Rayleigh óptimo, además mediante el uso de este tipo de fuente se puede definir la frecuencia que se le entregará al suelo. Si es que no se tiene acceso a este tipo de fuentes, se aconseja utilizar un fuente impulsiva con caída libre, para que la perturbación provocada sea lo más similar posible a lo largo de la línea de estudio.
- Se recomienda hacer pruebas preliminares para encontrar la relación óptima entre el offset mínimo y la ganancia de los receptores. Además se aconseja un espaciamiento entre geófonos no mayor a 0,5 m, ya que en la práctica, si se quiere aplicar esta técnica, no se conocerá la dimensión de la anomalía.
- En la identificación del arrival time, para el procesamiento de las trazas sísmicas, se sugiere que en la configuración del sismógrafo, se utilice un intervalo de muestreo no mayor a los 200 microsegundos (frecuencia de muestreo de 5000 Hz) y un tiempo de registro de 400 ms, para una mayor precisión.
- Al hacer las pruebas es necesario que en el sector el ruido ambiental sea mínimo, ya que éste podría afectar los resultados de las curvas de dispersión, y podría alterar las velocidades de fase.

6. BIBLIOGRAFIA Y REFERENCIAS

6.1. Bibliografía

1. Telford, W., Geldart, L. Y Sheriff, R. (1990). *Applied geophysics, Second Edition*. Cambridge, Nueva York, Estados Unidos.
2. *Guida all'uso di: Geopsy per elaborazioni HVSR e MASW*. SARA electronic instruments s.r.l. 2009-2013.

6.2. Referencias.

1. Chelotti, L., Acosta, N. y Foster, M. (2009). Procesamiento sísmico de reflexión. Cátedra de geofísica aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina.
2. Cichowicz, A. y Birch, D., Ogasawara, H. (2012). Non-invasive method of stimulation of stiffness of near surface material using surface wave. Science and Technology Reasearch Prtnership for Sustainable Development, Japón.
3. Dal Moro, G. (2012). *Onde di superficie in geofisica applicata: Acquisizione e analisi di dati secondo tecniche*. Biblioteca centrale della Regione siciliana “Alberto Bombace”, Italia.
4. Gayá, M. (2007). Procesado de sísmica de reflexión superficial en la cuenca de Ainsa, Huesca (España). Universidad Simón Bolívar. Venezuela.
5. Humire, F., Sáez, E., Leyton, F. y Yáñez, G. (2012). Aplicación del Análisis Multi-canal de Ondas Superficiales para la Obtención del perfil Velocidades en diferentes tipos de Suelos. Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

6. Park, C., Richard, D. y Miller, R., Hidetoshi, M. (1997). Multi-channel analysis of surface waves (MASW): A summary report of technical aspects, experimental results, and perspective. Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas, Estados Unidos.
7. Park, C.B., Xia, J., and Miller, R.D. (1998). Ground Roll as a tool to image near-surface anomaly. Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas, Estados Unidos.
8. Park, C., Miller, R. y Xia, J., (1999). Multichannel Analisis of Surface Waves. Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas, Estados Unidos.
9. Park, C., Richard, D., Miller, R. e Ivanov, J. (2000). Multichannel Seismic Surface-Wave Methods for Geotechnical Applications. Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas, Estados Unidos.
10. Park, C., Richard D. y Miller, R., Hidetoshi, M. (2002). Optimum Field Parameters of an MASW Survey. Kansas Geological Survey, Lawrence, Kansas, Estados Unidos.
11. Rojas, S. (2008). Sísmica de refracción y de microtremores para caracterización de parámetros dinámicos superficiales en Caracas. Informe de pasantía para optar al título de Ingeniero Geofísico. Universidad Simón Bolívar.
12. Roma, V. (2002). Soil properties and site characterization through Rayleigh waves. Geodata S.P.A., Turin, Italia.
13. Roma, V. (2006). Caratterizzazione sismica dei suoli con il metodo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves). Universidad de Pisa, Pisa, Italia.
14. Xu, C y Butt, S. (2005). Evaluation of MASW techniques to image steeply dipping cavities in laterally inhomogeneous terrain. Departament of Mining and Metallurgical Engineering, Dalhousie University, Nova Scotia, Canadá.

ANEXOS

ÍNDICE ANEXOS

Anexo A: Teoría Secundaria	41
A1. ONDAS SÍSMICAS	42
A1.1. Ondas Sísmicas Corporales	42
A1.2. Ondas Sísmicas Superficiales	43
A2. MÉTODOS DE MEDICIÓN DE ONDAS.	45
A2.1. Métodos Pasivos	45
A2.2. Métodos Híbridos	46
A2.3. Métodos Activos	47
A3. TEORÍA ADICIONAL AL MÉTODO MASW	50
A3.1. Velocidad de Grupo y de Fase	50
A3.2. Curvas de Dispersión.....	51
A3.2.1. <i>Obtención de la curva de dispersión experimental</i>	51
A3.2.2. <i>Determinación de la curva de dispersión aparente.</i>	53
A4. MÉTODOS DE IDENTIFICACIÓN DE ANOMALÍAS SUBTERRÁNEAS	54
A4.1. Radar de Penetración Subterránea (Ground Penetrating Radar)	54
A4.2. Microgravimetría (Microgravimetry)	55
A4.3. Formación de Imágenes Gravitacional (Gravitation Imaging)	57
A5. TÉCNICA “PUNTO MEDIO COMÚN” (CMP).....	58
Anexo B: Pruebas de Campo.	61
B1. UBICACIÓN DE LOS SITIOS DE PRUEBA.....	62
B1.1. Sitio de Prueba 1	62
B1.2. Sitio de Prueba 2.....	63
B2. DATOS DE TERRENO	64
B2.1. Sitio de prueba 1	64
B2.2. Sitio de prueba 2	81
B3. DATOS DE PROCESAMIENTO	101
B3.1. Tiempos de Arribo (Arrival Times) Estaciones del Sitio 1	101
B3.2. Tiempos de Arribo (Arrival Times) Estaciones del Sitio 2	104

Anexo A: Teoría Secundaria

A1. ONDAS SÍSMICAS

Las ondas sísmicas son vibraciones que viajan a través de la Tierra, originadas súbitamente por el fracturamiento del material rocoso en el interior de la Tierra debido a diversas fuentes. Dichas ondas están compuestas por energía que viaja a través del subsuelo y son registradas por diversos artefactos, por ejemplo: los sismógrafos. Las ondas sísmicas se pueden dividir en dos categorías: las ondas corporales que viajan por el interior de la Tierra y las ondas superficiales que viajan por la superficie terrestre.

A1.1. Ondas Sísmicas Corporales

Las ondas sísmicas viajan a través del interior de la Tierra. Siguen caminos curvos debido a la densidad y composición variada del interior de la Tierra. Las ondas de cuerpo se clasifican de dos grupos: Ondas Primarias (P) y Secundarias (S).

- **Ondas P**

Conocidas como ondas primarias o compresionales, se pueden propagar a través de medios sólidos o fluidos. Estas ondas se mueven longitudinalmente, comprimiendo y dilatando la roca a través de la cual viajan, de manera similar al movimiento que realizan las ondas del sonido cuando se propagan a través del aire. La onda P es la que viaja con mayor velocidad, alrededor de 5 km por segundo.

- **Ondas S**

También conocidas como ondas secundarias, son ondas transversales o de corte, lo cual significa que el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, alternadamente hacia un lado y hacia el otro. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su velocidad para cualquier material sólido es alrededor del 58% la velocidad de una onda P.

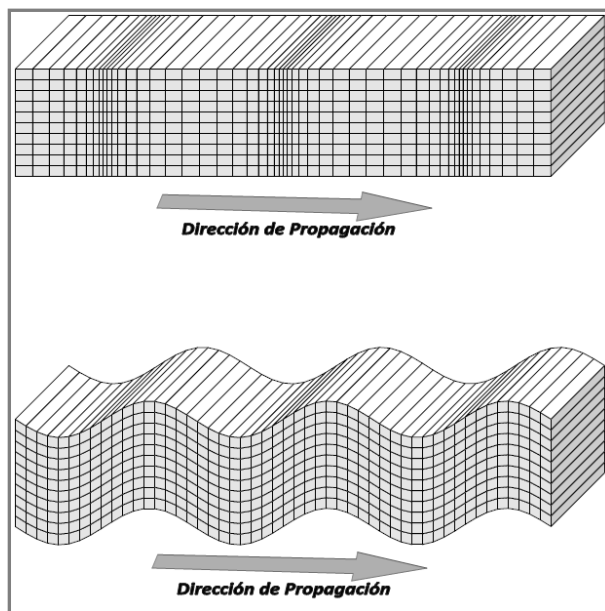


Figura A1. En la parte superior de la imagen se puede ver el modo de propagación de la onda P y la imagen inferior muestra el comportamiento de la onda S.

A1.2. Ondas Sísmicas Superficiales

Las ondas superficiales viajan sobre la superficie de la tierra y se desplazan a menor velocidad que las ondas de cuerpo. Debido a su baja frecuencia provocan que las estructuras entren en resonancia con mayor facilidad que las ondas de cuerpo y son, por consiguiente, las ondas sísmicas más destructivas. Existen dos tipos de ondas superficiales, las Ondas Rayleigh y las Ondas Love.

- **Ondas Love**

Es la onda superficial que se propaga con mayor velocidad. Presenta un movimiento horizontal de cizalla, normal a la dirección de propagación.

- **Ondas Rayleigh**

Son ondas sísmicas superficiales de amplitud decreciente y presentan tres características principales:

1. Estas ondas se transmiten por la superficie del terreno, aunque afectan a un rango de profundidad que es proporcional a su longitud de onda.
2. Su velocidad de propagación, que se define como velocidad de fase C_f , es determinada principalmente por la velocidad V_S de los materiales. La relación entre ambas se expresa como $C_f = 0,94 V_S$.
3. Su amplitud vertical disminuye con la profundidad, y el movimiento de la partícula asociado a ellas es de tipo elipsoidal, con el eje mayor en disposición vertical y en el sentido de avance del frente de ondas.

Debido al movimiento elíptico retrogrado de las partículas que presentan las ondas Rayleigh, se consideran estas ondas como las principales responsables de los daños causados a las estructuras durante el desarrollo de un sismo.

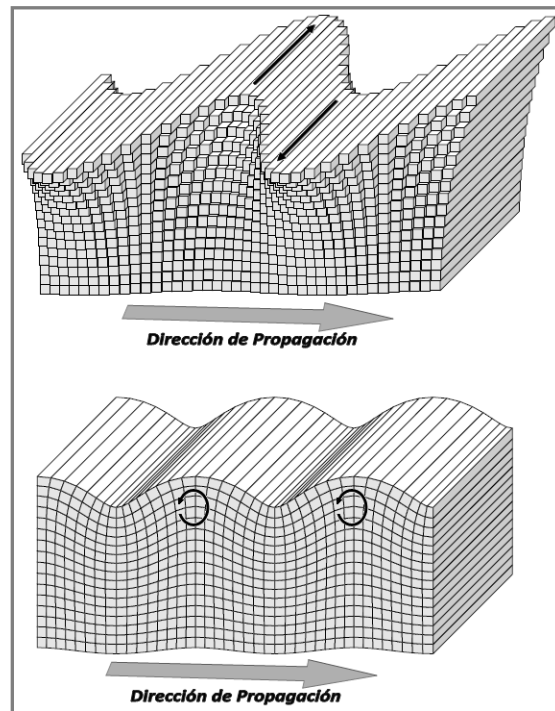


Figura A2. En la parte superior de la imagen se puede ver el modo de propagación de la onda Love y la imagen inferior muestra el comportamiento de la onda Rayleigh.

A2. MÉTODOS DE MEDICIÓN DE ONDAS.

Los métodos para la medición de ondas superficiales, dependiendo del tipo de fuente que utilicen, se clasifican principalmente en 3 tipos, los métodos activos, pasivos y los híbridos, a continuación se detallan su funcionamiento.

A2.1. Métodos Pasivos

Son los métodos geofísicos basados en el análisis de los microtemores. No requieren que se genere ninguna señal, como por ejemplo las producidas por las explosiones en la prospección sísmica. El objetivo de los métodos de Sísmica Pasiva es evaluar de forma indirecta y no destructiva la consistencia del terreno, registrando microtemores (ruido ambiental). Para ello se utiliza un arreglo instrumental bidimensional sobre la superficie o un solo instrumento; puede registrarse sólo la componente vertical (Z) o las tres componentes de movimiento (X-Y-Z). El análisis de estos datos se puede realizar con métodos de dispersión de ondas superficiales o por medio de las características de las capas superficiales como son: las frecuencia fundamental y la amplificación asociada (Flores-Estrella et al, 2004).

- Nakamura (H/V)

La metodología H/V, desarrollada por la Nakamura en el año 1989, registra el ruido natural en un sitio mediante el uso de sensores triaxiales de banda ancha. La interpretación de la medida de vibraciones naturales está basada en la suposición de que el cociente espectral entre las componentes horizontales y la componente vertical de las microtrepidaciones es una aproximación de transferencia de los suelos. A partir de este procedimiento se pueden evaluar los efectos de sitio al obtenerse a partir de la aplicación de este método la frecuencia fundamental de resonancia.

- Técnica F-K

El método F-K es una aplicación de la técnica desarrollada para detectar explosiones nucleares empleando redes sísmicas con diámetros de hasta 200 km. El parámetro estadístico llamado: *densidad del espectro de potencia frecuencia-número de onda* (espectro F-K) juega un rol principal en la detección de explosiones nucleares. Su principio de funcionamiento es detectar señales sísmicas fuertes dentro del ruido y separar las ondas superficiales multimodales y las ondas corporales. La desventaja de la aplicación de este método es que, se requiere de un arreglo de sismómetros con varias estaciones distribuidas uniformemente de manera acimutal, con una gran variedad de distancias entre estaciones, para asegurar estimaciones de alta resolución del espectro de potencia F-K.

- Técnica de Autocorrelación Espacial: SPAC

Esta técnica de sísmica pasiva se basa en la suposición de que los microtremores están formados por ondas superficiales, y tiene como objetivo calcular la velocidad de fase para cada frecuencia, a partir de registros simultáneos de microtremores obtenidos de un arreglo instrumental formado por siete a cuatro estaciones, es decir, un arreglo bidimensional. Consiste de las siguientes etapas:

1. Registro de ondas superficiales.
2. Cálculo de los coeficientes de Autocorrelación.
3. Estimación de la velocidad de fase.

A2.2. Métodos Híbridos

Resultan de una combinación entre los métodos activos y los métodos pasivos.

- Refracción de Microtremores (ReMi)

Este método utiliza como fuente pasiva el ruido ambiental, pero en lugares muy silenciosos se puede activar algún tipo de fuente durante cada registro, como correr

a lo largo de la línea de geófonos, lanzar y recoger objetos pesados al principio, en el medio o al final del arreglo de geófonos, etc.

ReMi consiste en determinar la distribución de los valores de la velocidad de transmisión de las ondas de cizalla (V_S) a través del terreno, a partir del análisis espectral del ruido sísmico ambiental. Las bases teóricas del método son las mismas que las de los métodos SASW y MASW.

La técnica de sismica de microtremores está basada en dos ideas fundamentales. La primera idea, es que el equipo común de registro de refracción sísmica se coloca en una forma casi idéntica a las mediciones de refracción de ondas P, para grabar efectivamente ondas superficiales en frecuencias tan bajas como 2 Hz. La segunda idea es que una simple transformada en 2D de lentitud-frecuencia ($p-f$) de un registro microtremor, puede separar ondas Rayleigh de otras llegadas sísmicas, y permitir el reconocimiento de las velocidad de fase verdadera de las aparentes. Para aplicar este método se deben realizar los siguientes tres pasos: el análisis espectral de velocidades, la selección de la dispersión Fase- Velocidad de la onda Rayleigh y el modelado de la velocidad de onda S.

A2.3. Métodos Activos

Registran ondas Superficiales, preferentemente ondas Rayleigh, inducidas por una fuente impulsiva o por una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico; en estos métodos los sensores verticales son ubicados en la superficie en línea con la fuente, y la velocidad de fase se calcula a partir de un análisis espectral, son útiles para explorar profundidades de 10 a 30 m aproximadamente.

- Análisis espectral de ondas superficiales (SASW)

Este método emplea una fuente activa de energía sísmica que es registrada repetidas veces, por un par de receptores ubicados a distancias cortas y largas (1

metro y 500 metros, respectivamente); la configuración del método puede observarse en la Figura A1. La fuente más comúnmente utilizada son martillos pesados o mandarrias. Los receptores son sismómetros sensores de velocidad vertical de las partículas, por lo que los perfiles de velocidad de onda S son analizados a partir de las velocidades de fase de las ondas Rayleigh interpretadas de los registros. Las velocidades de fase son derivadas únicamente de la comparación de las amplitudes, el espectro de fase diferencial es calculado para cada par de sensores por cada activación de la fuente, dentro de un osciloscopio FFT (Fast Fourier Transform).

La desventaja en la aplicación de este método es que, debido a que las pruebas se deben repetir numerosas veces, usualmente lleva muchas horas completar el procedimiento en un mismo sitio (Park et al, 1999).

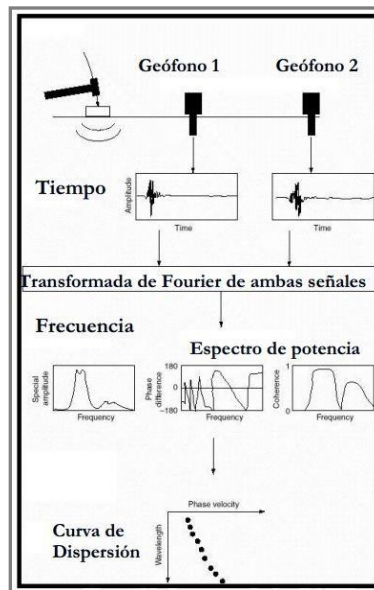


Figura A3. Esquema método SASW

- Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW)

El método MASW consiste en la registración y el análisis de la propagación tanto de las ondas Rayleigh como de las ondas Love. Centrándonos en las ondas

Rayleigh, éstas son generadas a partir de una fuente de impacto vertical (un martillo o la caída de un objeto pesado) o de una pequeña explosión en la superficie del suelo y luego son registradas utilizando geófonos comunes con componente vertical, estos se disponen linealmente, equidistantes entre ellos con espaciamentos reducidos (ver Figura A4). El fin principal de este método es obtener el perfil de velocidad de ondas de corte en profundidad mediante el análisis del Modo Fundamental de la Onda Rayleigh. Para la generación del perfil V_S , todo el proceso envuelve tres pasos fundamentales: observación y registro de las ondas superficiales, determinación de sus características dispersivas y la inversión de la curva de dispersión junto con el cálculo del perfil V_S .

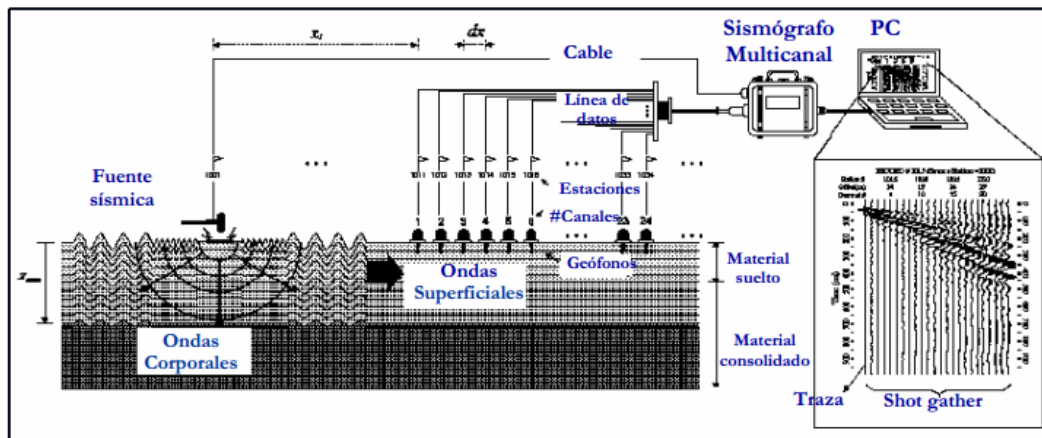


Figura A4. Esquema método MASW.

A3. TEORÍA ADICIONAL AL MÉTODO MASW

A3.1. Velocidad de Grupo y de Fase

Cuando se habla de velocidad de fase no es la rapidez de propagación real, la cual se puede medir directamente. La velocidad de grupo corresponde a la rapidez de la onda viaja radialmente desde la fuente de la perturbación. Esta es una velocidad “real” ya que tiene interpretación física y se puede medir fácilmente dividiendo la distancia recorrida en un tiempo a partir de una fuente puntual. (Linares, 2005). La diferencia entre ellas se distingue de mejor forma en la Figura 7.

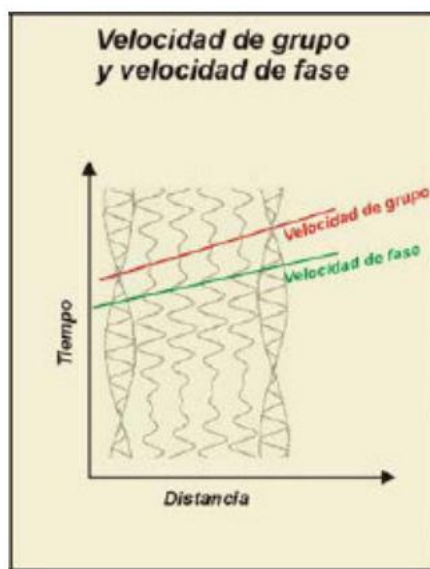


Figura A5. Velocidad de grupo y de fase.

Por lo otro lado, la velocidad de fase es la rapidez representada por una onda plana que viaja en la misma dirección de tal medio. En un medio atenuante, la velocidad de fase está sujeta a la dispersión de la frecuencia, es decir, la rapidez varía con la frecuencia. Por esta razón, para determinar esta velocidad no se puede calcular directamente de mediciones de ondas, dividiendo la distancia recorrida en un tiempo específico, por el contrario, se debe realizar un análisis de las variaciones de las frecuencias.

Cuando se desean realizar estudios geofísicos para la mayor comprensión de los fenómenos producidos durante un sismo, las ondas superficiales del tipo Rayleigh son las que nos entregan mayor cantidad de información gracias a que por su tipo de movimiento es la que mejor es captada por los equipos más usados, a diferencia de las ondas Love que con su movimiento horizontal, raramente es distinguida.

A3.2. Curvas de Dispersión

A3.2.1. Obtención de la curva de dispersión experimental

Como se ha mencionado anteriormente, las ondas de Rayleigh tienen un comportamiento dispersivo al desplazarse a través del medio de propagación, en este caso, el suelo. Por esta razón, no se puede estudiar como un onda aislada, sino como un conjunto de ondas que viajan a diferentes velocidades, a diferentes frecuencias y penetrando a diferentes profundidades del suelo.

En primer lugar se digitalizan los datos captados por el sismógrafo para cada geófono grabado por el sismógrafo.

Así que el resultado de la medición y del posterior análisis generará una curva de dispersión, el cual es un espectro donde la variable dependiente es la frecuencia y la variable independiente es la velocidad de fase. Mediante los colores mostrados en el espectro se pueden distinguir los modos de vibración de la onda propagada en la perturbación inicial. Los colores más oscuros corresponden a la forma de propagación del tren de onda formando un modo de vibración. Dependiendo del tipo de suelo principalmente, las formas generadas del análisis espectral pueden variar. Si el suelo aumenta monótonamente su densidad con la profundidad, el modo fundamental es el predominante y se verá claramente en el espectro (Roma, 2006). Otro caso que se puede presentar son los cambios bruscos de rigidez de los estratos del suelo en estudio, ósea, que un estrato de suelo sea muy rígido en comparación al estrato superior; en estos casos, varios “trenes de onda” se perciben y en el espectro aparecen claramente varios modos de vibrar que caracterizan el suelo en análisis. Los casos más complejos aparecen cuando existen

estratos menos rígidos bajo estratos más rígidos o la presencia de estratos poco densos encerrados entre dos estratos muy densos o viceversa.

En el caso del método MASW, la curva de dispersión se construye mediante una transformada rápida de Fourier (FFT por sus siglas en inglés) aplicada al registro $U(x,t)$, siendo x y t la distancia y el tiempo respectivamente. Luego del producto de la función de fase $P(x, \omega)$ y la función de amplitud $A(x, \omega)$, se obtiene la transformada de Fourier en el dominio de la frecuencia.

$$U(x, \omega) = P(x, \omega) * A(x, \omega) \quad \text{Ec. 6.}$$

Sin embargo, la función de fase $P(x, \omega)$ se puede expresar como:

$$P(x, \omega) = e^{-i\phi x} \quad \text{Ec. 7.}$$

Donde $\phi = \omega/C_w$ y C_w es la velocidad de fase, por lo cual la función $P(x, \omega)$ contiene la información de los parámetros de dispersión, mientras $A(x, \omega)$ posee la información de otras propiedades como la atenuación.

Luego se aplica la siguiente transformación integral a $U(x, \omega)$ obteniendo $V(\omega, \varphi)$ de las dos siguiente formas:

$$V(\omega) = \int e^{-i\phi x} \left[\frac{U(x,\omega)}{|U(x,\omega)|} \right] dx \quad \text{Ec. 8.}$$

$$V(\omega) = \int e^{-i(\phi-\varphi)x} \left[\frac{A(x,\omega)}{|A(x,\omega)|} \right] dx \quad \text{Ec. 9.}$$

Para asegurar el mismo “peso” del coeficiente se normaliza respecto a $A(x, \omega)$. Asumiendo un valor de $C_w = \omega/\phi$, se obtiene una función dependiente de la frecuencia y del parámetro φ . $V(\omega, \varphi)$ es máximo cuando $\varphi = \phi = \omega/C_w$, por lo tanto, para el valor de φ en el máximo,

se conoce el valor de C_w . Si aparece más un peak, para un valor de frecuencia se tendrán más de un valor de C_w , traduciendo en la obtención de modos superiores al fundamental.

A3.2.2. Determinación de la curva de dispersión aparente.

A través del proceso anterior se genera un espectro de velocidad de fase o lentitud v/s frecuencia, en el cual se debe “elegir” la curva de dispersión aparente de acuerdo al criterio del responsable del estudio. En el método MASW se escoge las zonas correspondientes a los máximos de cada modo (Roma, 2006), los cuales aparecen en el espectro como las franjas más oscuras. Se puede analizar sólo con el primer modo (modo fundamental) como realizar un análisis multimodal con los modos superiores que se puedan distinguir.

El modo fundamental tiende a verse más claramente en las curvas de dispersión a medida de que el suelo es más homogéneo o sitios normalmente dispersivos, donde la densidad o rigidez del suelo aumenta monótonamente con la profundidad. (Roma, 2002). De ocurrir esta situación, con sólo el análisis del modo fundamental, la información adquirida proporciona un correcto proceso de los pasos siguientes.

En este espectro, las zonas de mayores frecuencias están asociadas a estratos más superficiales, por lo tanto, a medida disminuyen las frecuencias, esta información corresponde a estratos más profundos. Por lo tanto, de producirse un error en la elección de la curva de dispersión aparente en alguna de estas zonas, la distorsión de los resultados se reflejará en los estratos correspondientes.

A4. MÉTODOS DE IDENTIFICACIÓN DE ANOMALÍAS SUBTERRÁNEAS

Existen diversas técnicas geofísicas que tienen un buen potencial para la proyección no destructiva de imágenes de anomalías próximas a la superficie, dentro de las cuales se encuentran el GPR (Ground Penetrating Radar), Método de Microgravimetría, el Método Formación de imágenes Gravitacional, los Métodos Sísmicos de Ondas Superficiales, entre otros (Xu et al., 2005).

A4.1. Radar de Penetración Subterránea (Ground Penetrating Radar)

El Radar de penetración subterránea (GPR) es un método geofísico que puede mapear con precisión la extensión espacial de los objetos cercanos a la superficie o los cambios de medio en el suelo y producir imágenes de esas características. Los datos se adquieren mediante el reflejo de las ondas de radar de las características del subsuelo de una manera que sea similar a los métodos de radar utilizados para detectar los aviones en el cielo.

Las ondas de radar se propagan en pulsos distintos desde una antena de superficie, reflejada por objetos enterrados, características o contactos en el suelo, y detectado de nuevo en la fuente por una antena de recepción. Así como los impulsos de radar se transmiten a través de diversos materiales en su camino a la entidad de destino enterrada, sus cambios de velocidad dependen de las propiedades físicas y químicas del material a través de cual viajan.

Cuando los tiempos de viaje de los impulsos de energía se miden, y la velocidad de estos impulsos a través del suelo se conoce, la distancia (o profundidad en el suelo) se pueden medir con precisión. Se produce entonces un conjunto de datos en tres dimensiones. En el método GPR, antenas de radar se mueven por el suelo en cortes transversales, y se crean los perfiles en dos dimensiones de un gran número de reflexiones periódicas. Por lo tanto, se produce un perfil de la estratigrafía del subsuelo y las características bajo tierra a lo largo de líneas.

Cuando los datos se adquieren en una serie de cortes transversales dentro de una cuadrícula y las reflexiones están correlacionadas y procesadas, se puede construir una imagen tridimensional precisa de características bajo tierra y la estratigrafía asociada.

Los sondeos de radar de penetración de suelos permiten una amplia cobertura de área en un corto período de tiempo, con una excelente resolución del subsuelo de los materiales enterrados y estratigrafía geológica. Algunos sistemas de radar han sido capaces de resolver la estratigrafía y otras características a profundidades superiores a 40 metros, cuando las condiciones del suelo y sedimentos son adecuados. Más típicamente, GPR se utiliza para asignar los materiales enterrados a profundidades de unas pocas decenas de centímetros a cinco metros de profundidad. Los registros de radar no sólo pueden identificar objetos enterrados para una posible excavación futura, sino también interpolar entre las excavaciones, que proyectan el conocimiento del subsuelo en las zonas que aún no han sido entregados o que puede que nunca se ha excavado.

Los sondeos GPR se utilizan más habitualmente por los geólogos, arqueólogos, hidrólogos, ingenieros de suelos, y otras ciencias de la tierra.

A4.2. Microgravimetría (Microgravimetry)

El método de microgravimetría implica medir pequeños cambios en la fuerza gravitacional de la Tierra y la interpretación de la presencia de variaciones de densidad del subsuelo, tales como los producidos por los huecos y cavidades, a partir del análisis de estas lecturas. Una cavidad generalmente tiene una densidad menor que el material circundante, y puede ser llenado con agua, sedimentos, material de colapso, o una mezcla de todos ellos. Por lo tanto, un vacío representa una deficiencia de masa en el subsuelo y se observa una pequeña reducción en la fuerza de la gravedad de la Tierra, que se llama una anomalía gravitatoria negativa.

Aunque el método es simple, la medición de las variaciones de minutos en el campo de gravedad de la Tierra a unas pocas partes por mil millones requiere el uso de instrumentos

de alta sensibilidad, los procedimientos de adquisición de datos, controles de calidad estrictos, la reducción de datos cuidadosa y meticulosa, requieren técnicas de análisis de datos con el fin de evaluar e interpretar los datos. Estas anomalías de la gravedad se superponen a variaciones mucho más grandes producidos por elevación, topografía, mareas terrestres latitud, y las variaciones geológicas regionales y son, por lo general, casi imperceptibles por las investigaciones convencionales de gravedad. La microgravedad topográfica se ha desarrollado considerablemente en los últimos 10 años con el desarrollo de instrumentos modernos, de alta resolución, los procedimientos de adquisición de campo rigurosos, sofisticados métodos de reducción de datos y técnicas de análisis avanzadas.

Qianshen (1996) presenta una revisión exhaustiva de los fundamentos de la técnica de la microgravimetría aunque la interpretación, en particular, se ha desarrollado significativamente desde entonces. Ahora es posible detectar e interpretar anomalías tan pequeñas como 10 microgal (que es la unidad de aceleración gravitacional en el sistema cegesimal, esto es, al centímetro por segundo a la -2) con una repetibilidad de unos pocos microgals. No sólo pueden las anomalías aisladas revelar la ubicación de las minas, cavernas y huecos, ya sea natural o artificial, sino que también proporcionar información sobre sus profundidades, formas y morfología.

Mediante el uso de deconvolución de Euler y el teorema de Gauss, la topología y la "masa perdida" asociado con el vacío se puede calcular con el fin de proporcionar información vital para el desarrollo de estrategias de mejoramiento y, en última instancia, los costos asociados con el relleno de la cavidad. A través de la utilización selectiva de los sondeos de microgravedad post-remediación repetida, las evaluaciones pueden ser hechas con éxito en el proceso de recuperación y ayudan a verificar la ubicación y distribución de los materiales utilizados para rellenar el espacio vacío. Estos atributos han llevado a este método a ser cada vez más utilizados en investigaciones hidrogeológicas, de ingeniería y geotécnicos con la ventaja significativa de dejar el suelo completamente intacto.

A4.3. Formación de Imágenes Gravitacional (Gravitation Imaging)

La formación de imágenes gravitacional tal como su nombre lo dice, se refiere a la cartografía geofísica y la interpretación de las características en la litosfera de la tierra (la capa exterior relativamente rígida que se extiende a profundidades de 100 kilómetros aproximadamente debajo de la superficie). De hecho, el énfasis está en la corteza superior de la Tierra que se extiende hasta una profundidad de unos 20 km, porque es esta región donde los datos de gravedad pueden ayudar de mejor manera a delinear los rasgos geológicos relacionados con los riesgos naturales (fallas, volcanes, deslizamientos de tierra), los recursos naturales (agua, petróleo, gas, minerales, energía geotérmica), y los eventos tectónicos tales como la formación de cadenas montañosas.

Tales estudios proporcionan demostraciones simples de la aplicabilidad de la física clásica y procesamiento digital para la solución de una variedad de problemas geológicos. Estos problemas varían desde investigaciones locales de características tales como fallas y cuerpos de mineral hasta investigaciones regionales de la estructura de cadenas montañosas y las placas tectónicas.

Con el fin de producir imágenes, primero se tiene que aplicar correcciones a nuestras mediciones de la gravedad que eliminan las variaciones conocidas en la gravedad con respecto a la elevación y la latitud. El objetivo es derivar anomalías de la gravedad que representan desviaciones de lo que se sabe sobre el campo de gravedad y construir imágenes de estos valores. Sin embargo, la densidad de la Tierra varía (y varía de forma compleja en la litosfera), y hay una rotación lenta presente. Sin embargo, todas estas complicaciones son de segundo orden. Además, estas imágenes gravitacionales implican el procesamiento digital basado en el análisis de Fourier.

La información gravitacional está ampliamente disponible y es relativamente sencilla de recopilar, procesar e interpretar. Un aspecto de la técnica de la gravedad es que la instrumentación y los enfoques interpretativos empleados son en su mayoría independientes

de la escala de la investigación. Por lo tanto, la formación de imágenes gravitacionales se puede emplear en una amplia variedad de aplicaciones.

A5. TÉCNICA “PUNTO MEDIO COMÚN” (CMP)

Esta técnica llamada con el término inglés *common mid-point* (CMP) consiste en agrupar las trazas sísmica de un registro multicanal que por geometría pertenecen a un mismo punto medio entre una fuente y un receptor determinado con el fin mejorar la resolución de imágenes sísmicas de reflexión. Se deduce, por construcción, que el espaciado entre CMP es la mitad el espaciado entre geófonos y que las reflexiones en estos conjuntos poseen también trayectorias hiperbólicas.

Un shot-gather o sismograma tiene la desventaja de que cada rayo ha sido reflejado desde un punto diferente en la interface. Si existen variaciones laterales en la estructura, esto resultará en errores. Esto puede ser superado mediante el uso de múltiples puntos de disparo y múltiples receptores.

Del conjunto total de datos, un grupo de rayos son luego determinados que tienen un punto común de reflexión. En esta técnica tanto el disparo y el receptor son ubicados a distancias igual del CMP.

La técnica para la colección de datos CMP es ilustrada en la Figura A6. Una fuente sísmica es ubicada frente a un arreglo de 6 canales.

- El espaciamiento de los geófonos es Δx a lo largo de todo el arreglo.
- Después de que cada disparo es realizado, el arreglo es movido hacia adelante a una distancia $n\Delta x$.
- Si tenemos N geófonos y este arreglo se mueve una distancia $n\Delta x$ entre disparos, luego puedes mostrar que el número de rayos que comparten los

mismos common midpoints es igual= $N/2n$. Esta cantidad es también llamada el fold o la cobertura (en porcentaje).

- Este estudio dará 3 rayos por cada mid point. Esto es llamado 3-fold CMP cobertura o 300% cobertura.

Por último una vez que se tiene recolectado un número de rayos que comparten el mismo midpoint, podemos usar el Apilamiento para mejorar la relación señal-ruido en los datos. Esto es necesario porque las reflexiones son generalmente débiles. Recuerde que el apilamiento suma una serie de trazas. Si la señal es la misma en cada una, pero el ruido es diferente, luego el ruido es cancelado y la señal es mejorada.

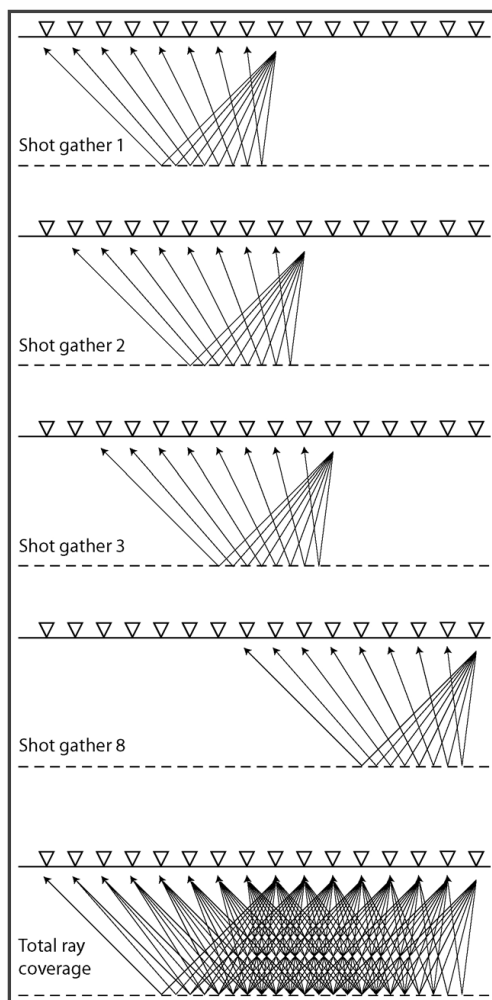


Figura A6. Configuración de la técnica CMP

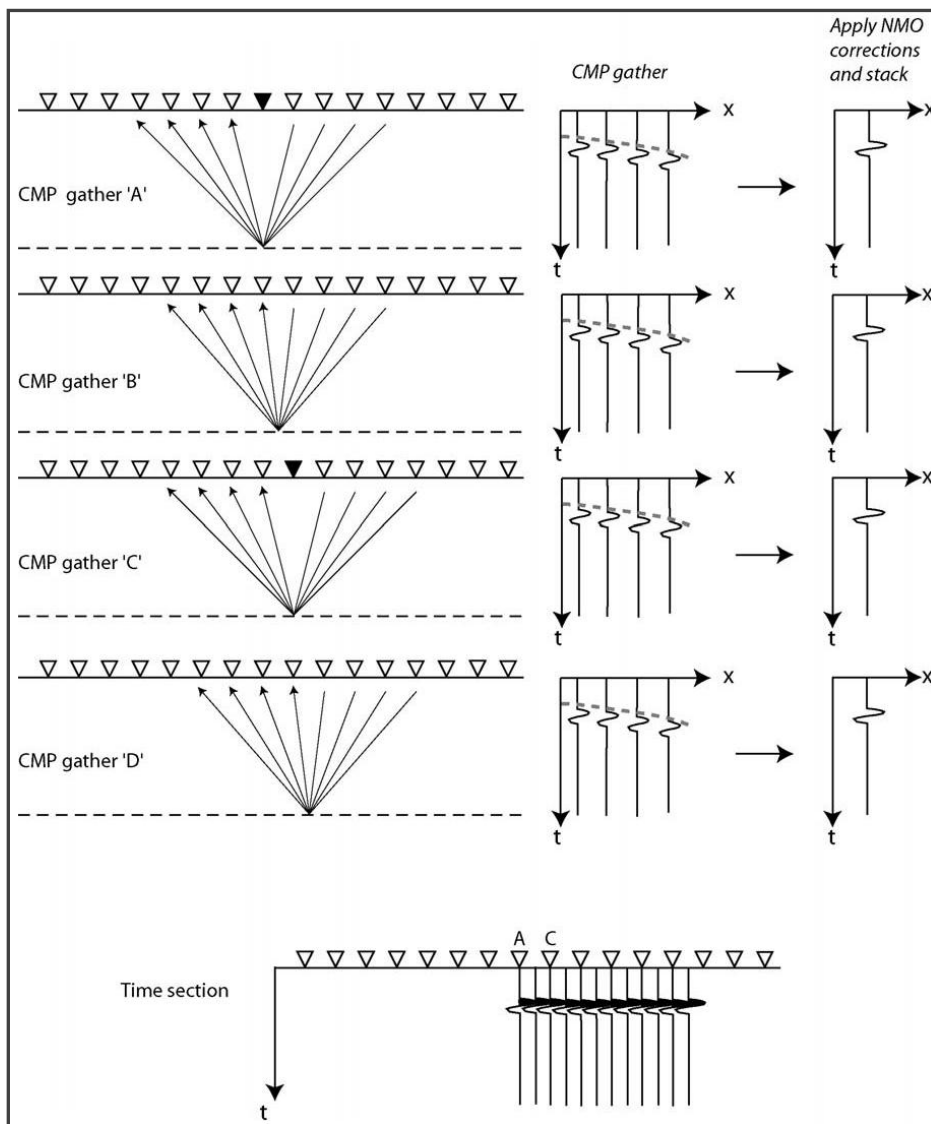


Figura A7. Procedimiento de apilamiento de la técnica CMP

Anexo B: Pruebas de Campo.

B1. UBICACIÓN DE LOS SITIOS DE PRUEBA

B1.1. Sitio de Prueba 1



Figura B1. Sector Nonguén, Población Lautaro.



Figura B2. Características del Colector de Aguas Lluvia.

B1.2. Sitio de Prueba 2



Figura B3. Sector Los Lirios, Calle General Novoa.



Figura B4. Características del Colector de Aguas Lluvia.

B2. DATOS DE TERRENO

A continuación se presentan los sismogramas digitales obtenidos del sismógrafo DoReMi y las curvas de dispersión obtenidas del software Geopsy para ambos sitios de prueba.

B2.1. Sitio de prueba 1

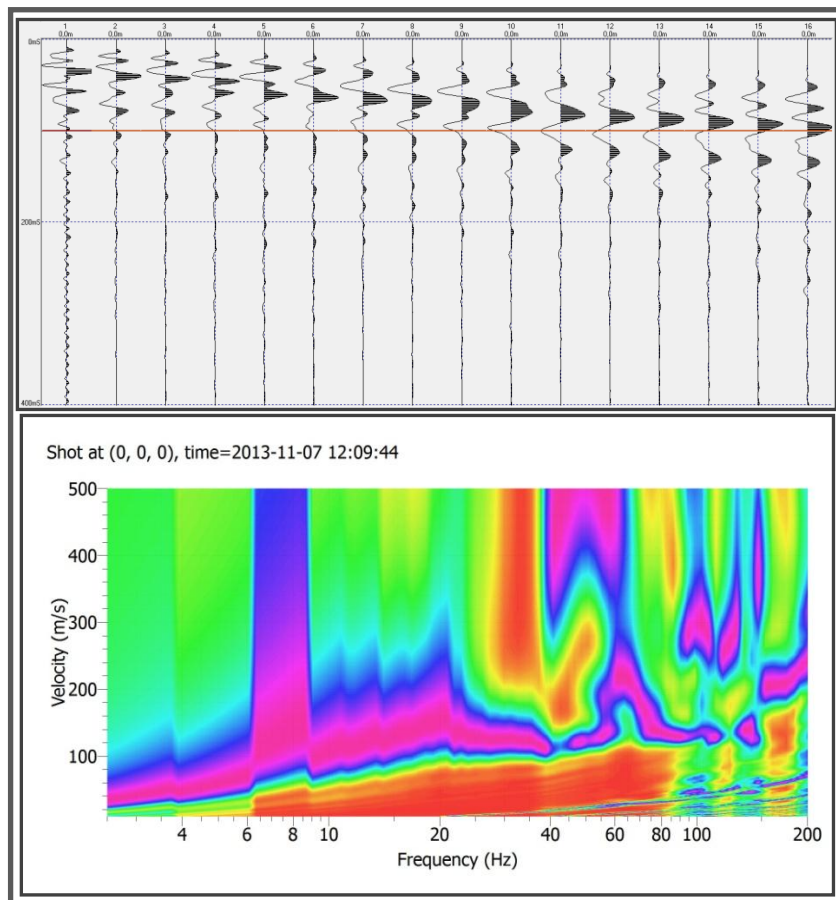


Figura B5. Sismograma y Curva de Dispersión Estación 1.

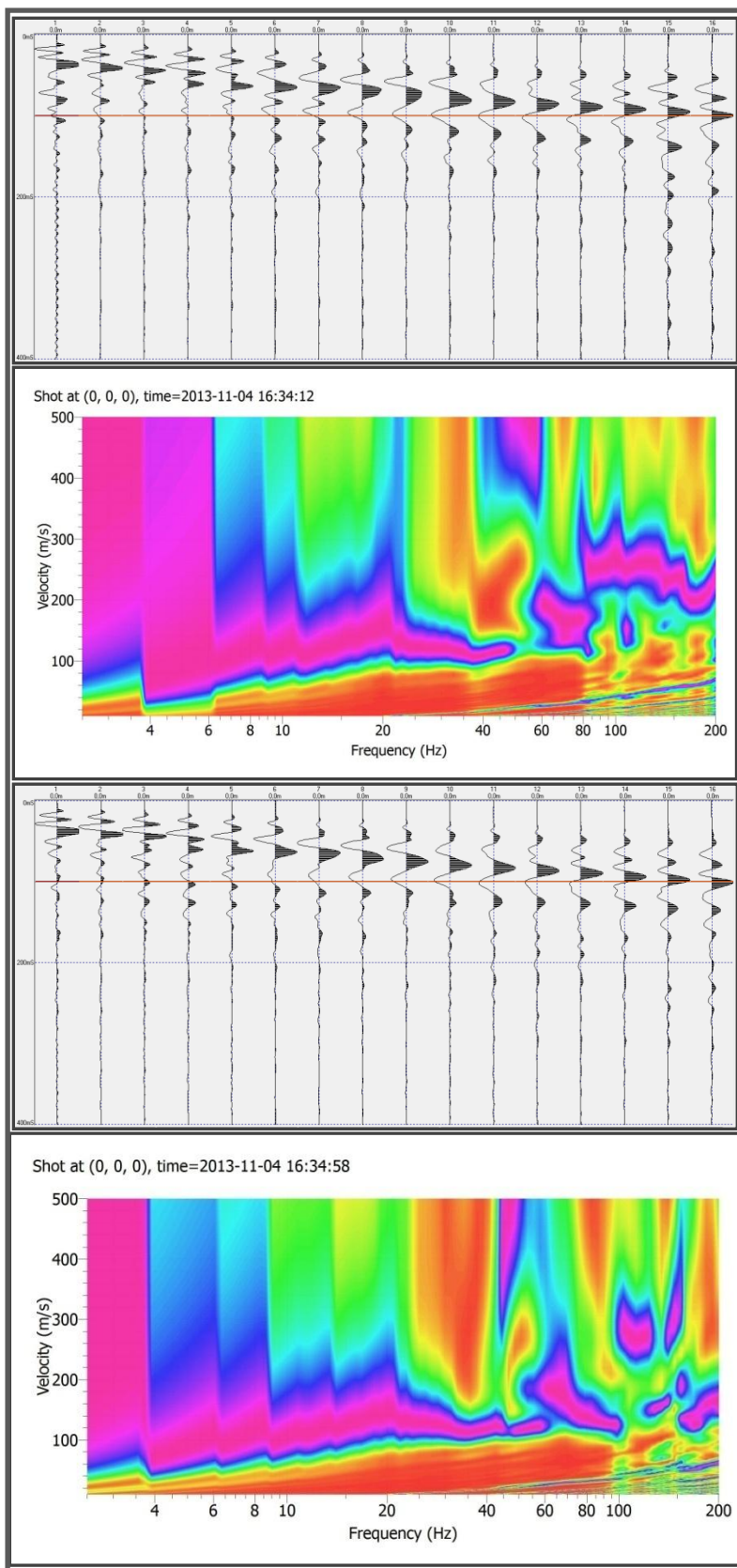


Figura B6. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 2 y 3.

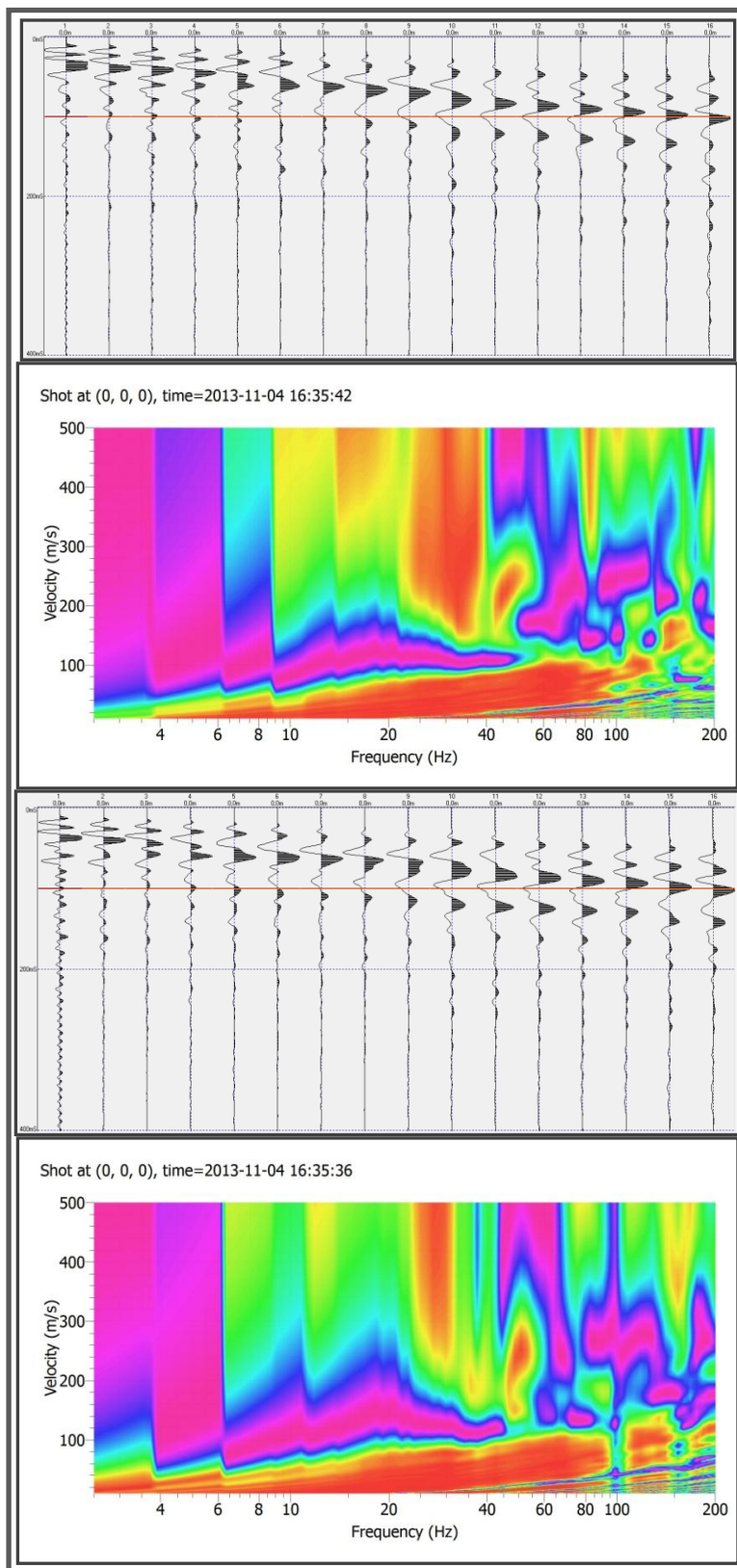


Figura B7. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 4 y 5.

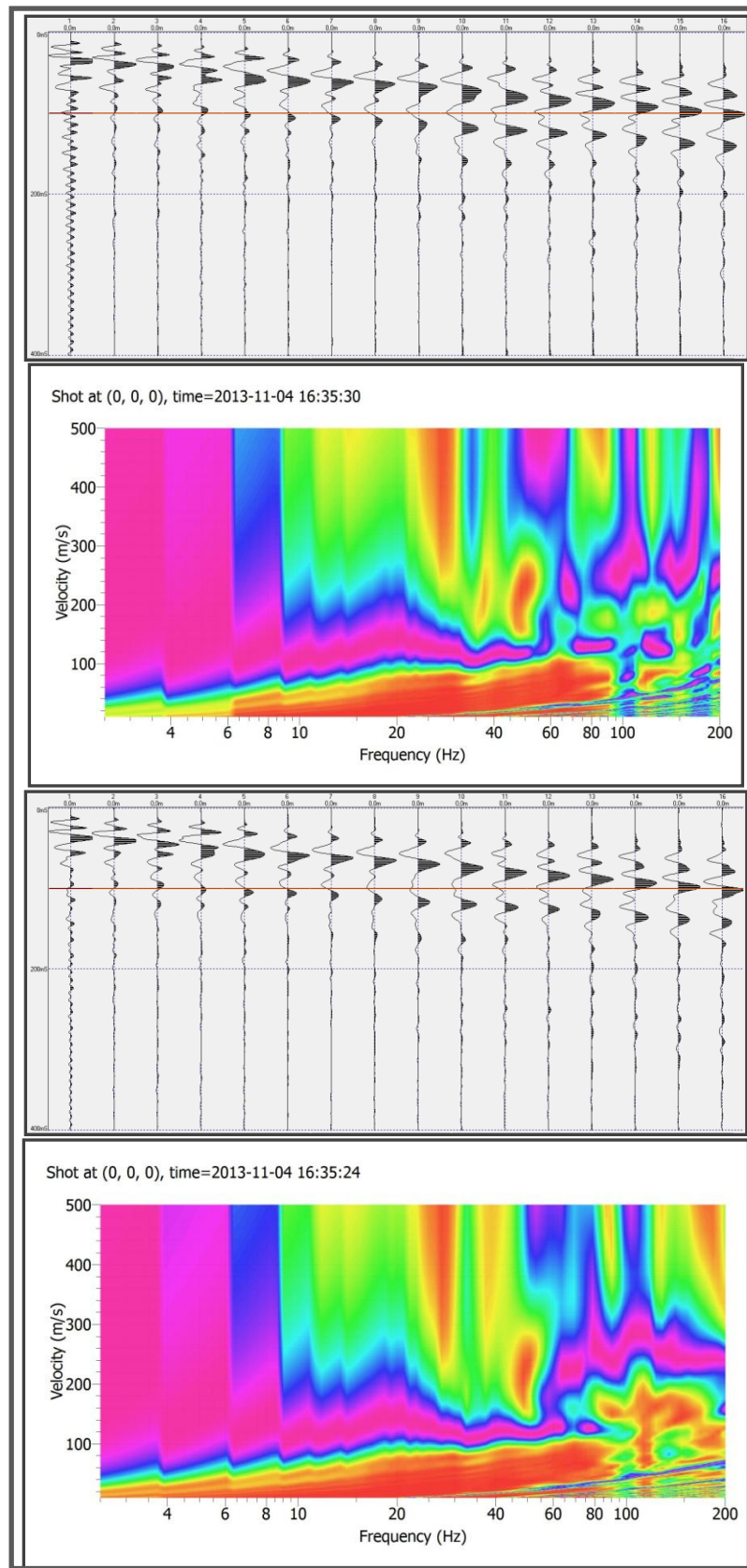


Figura B7. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 6 y 7.

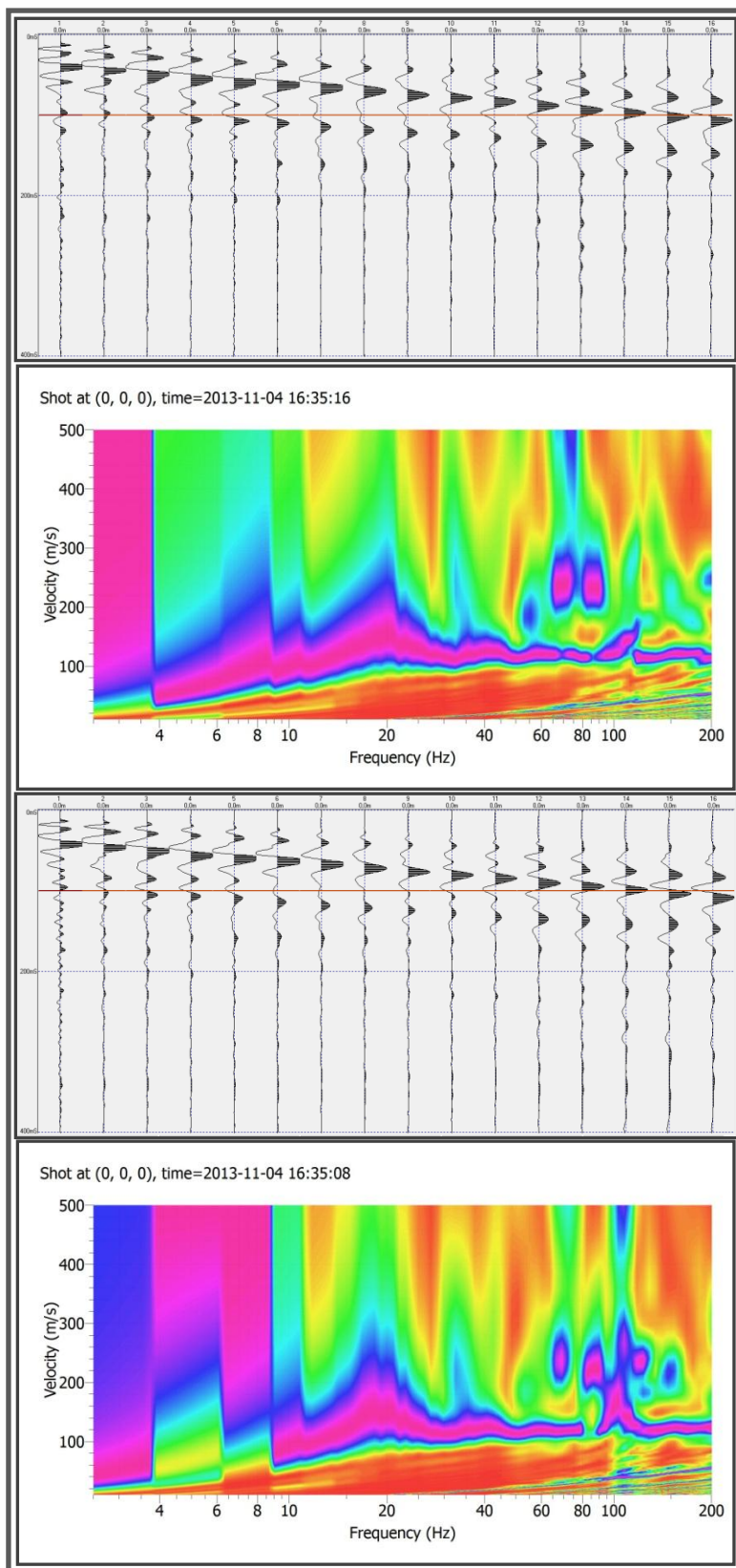


Figura B8. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 8 y 9.

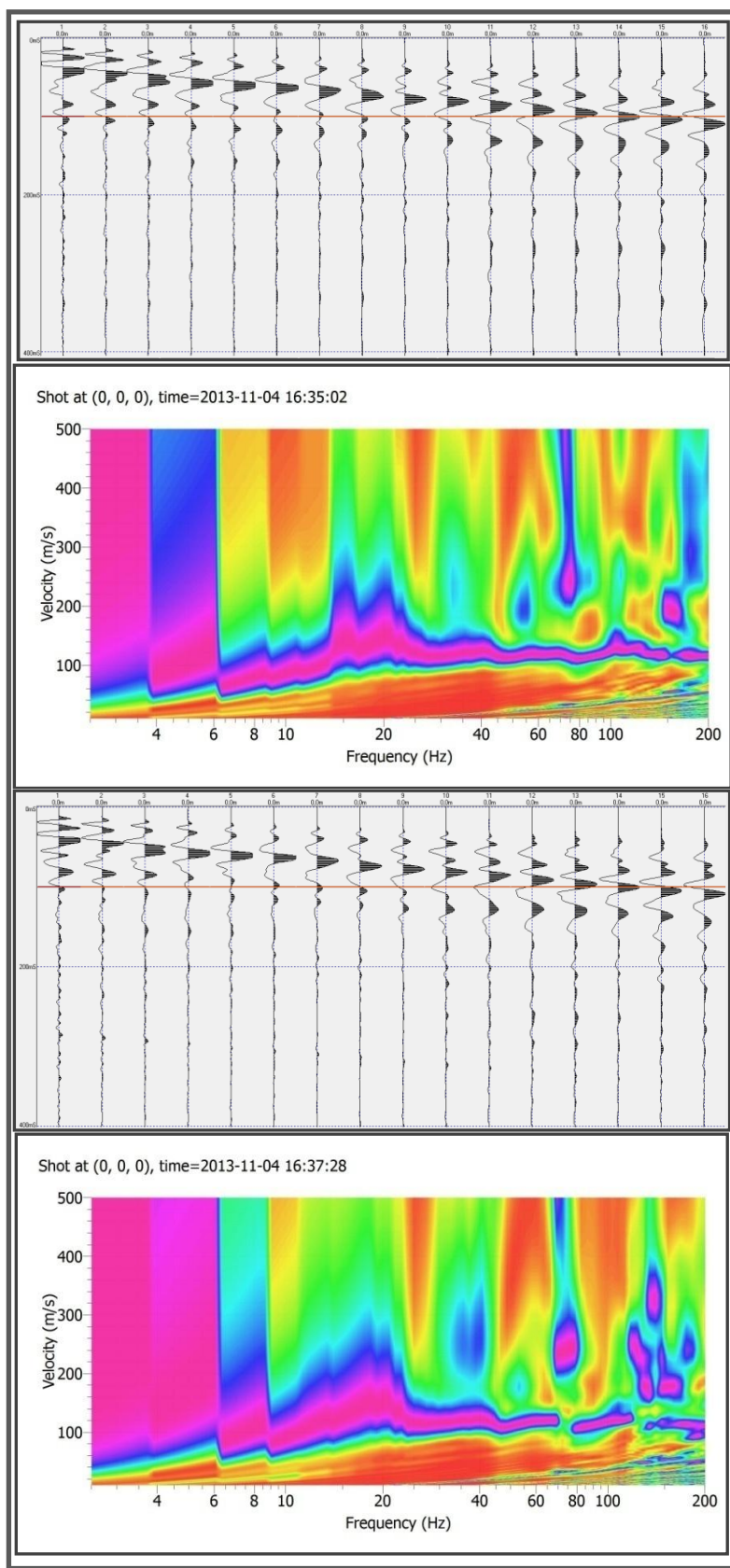


Figura B9. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 10 y 11.

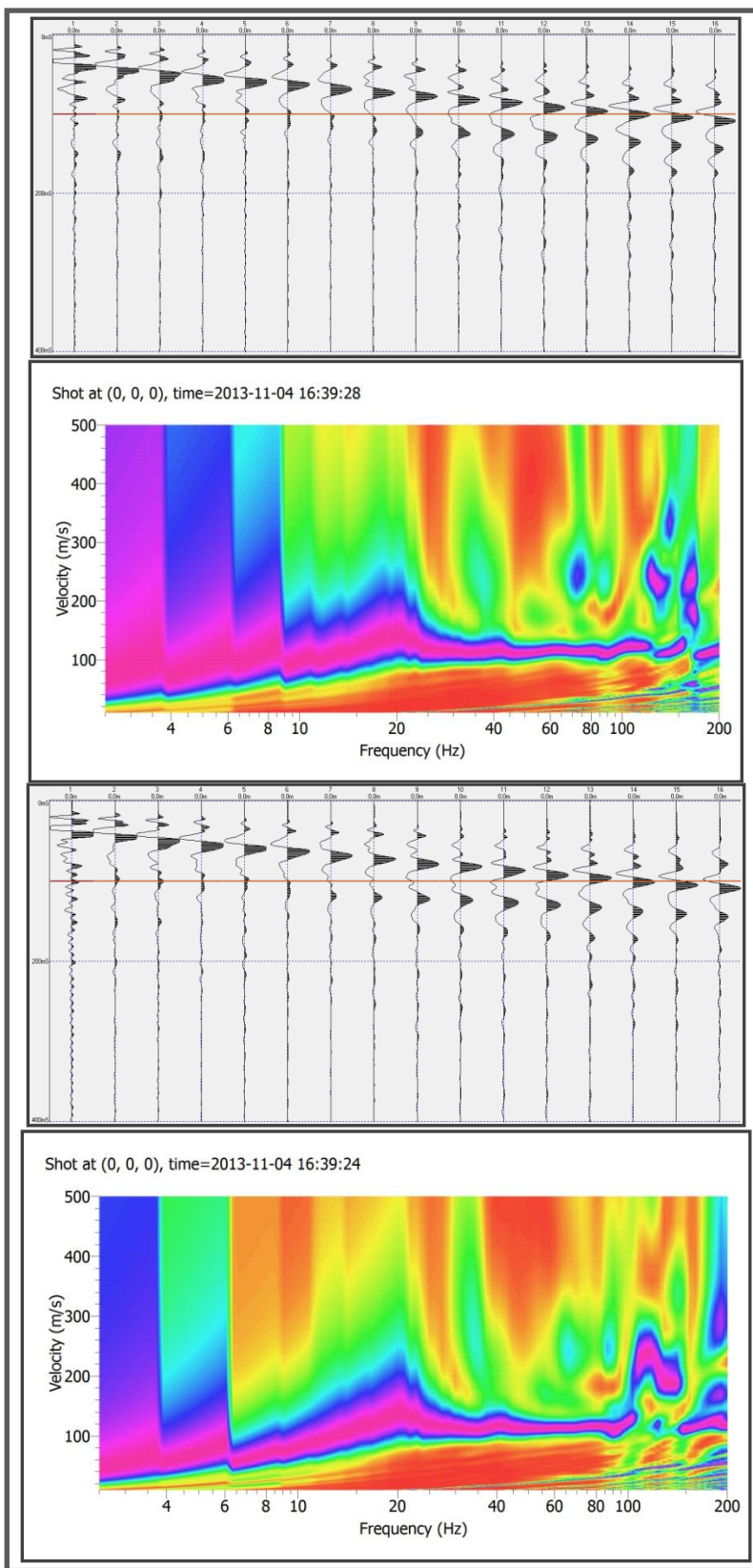


Figura B10. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 12y 13.

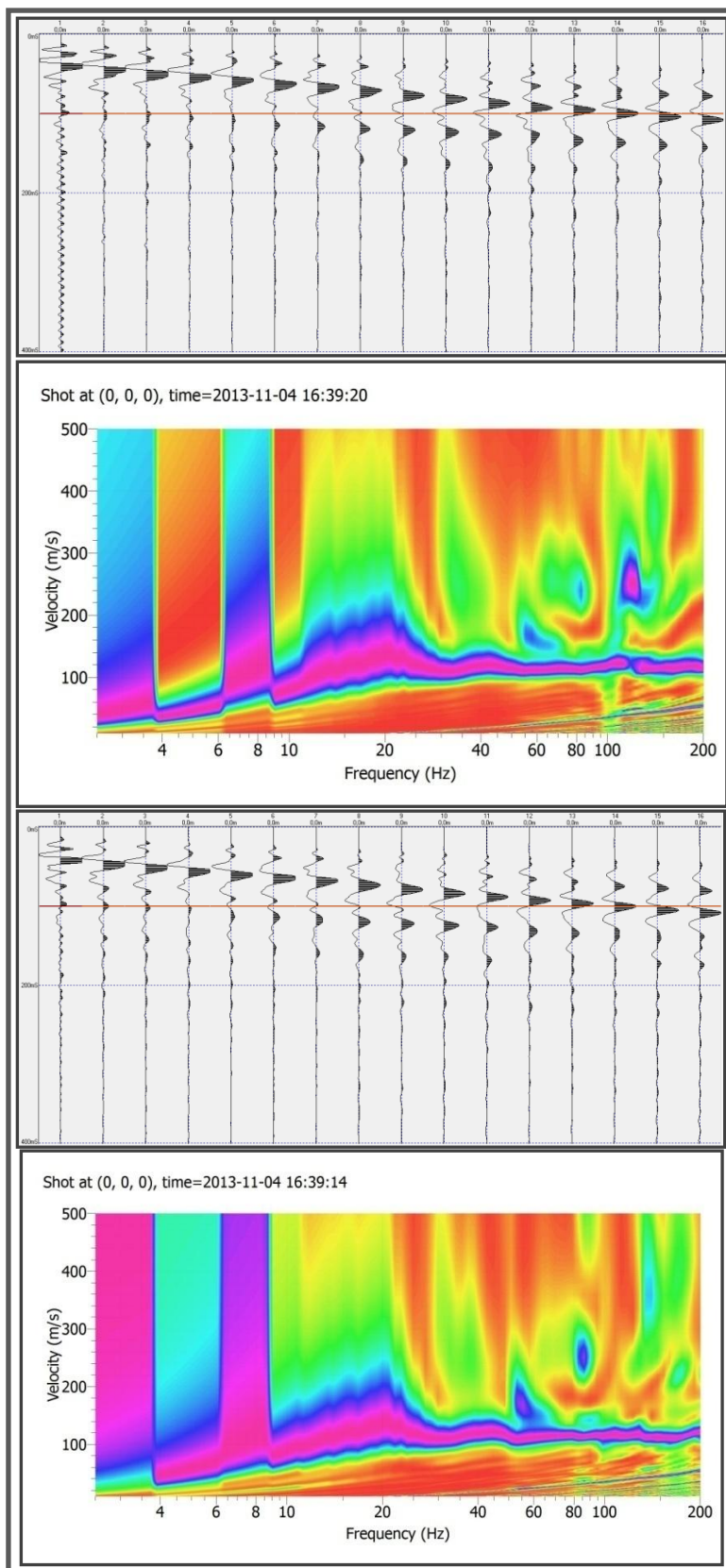


Figura B11. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 14 y 15.

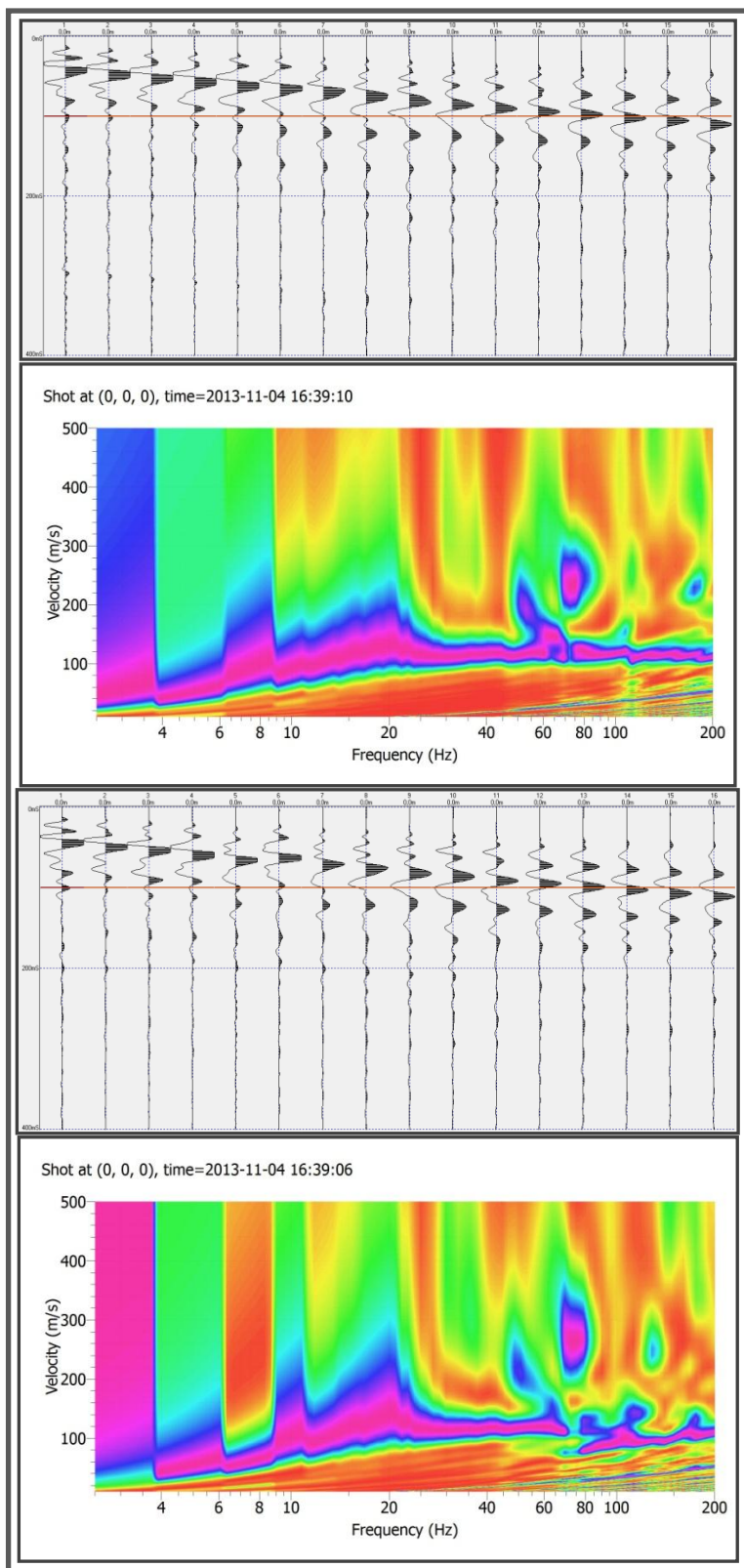


Figura B12. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 16 y 17.

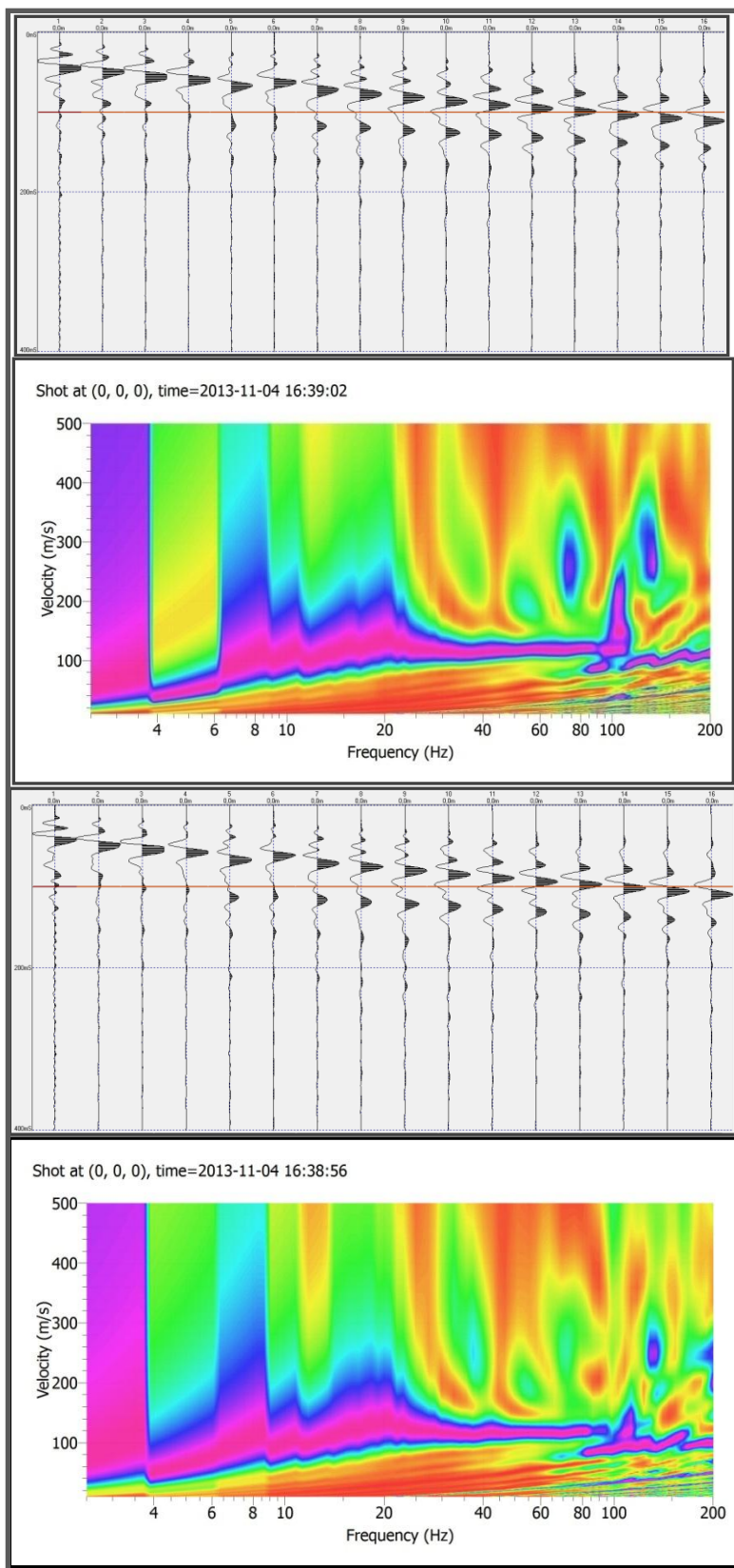


Figura B13. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 18 y 19.

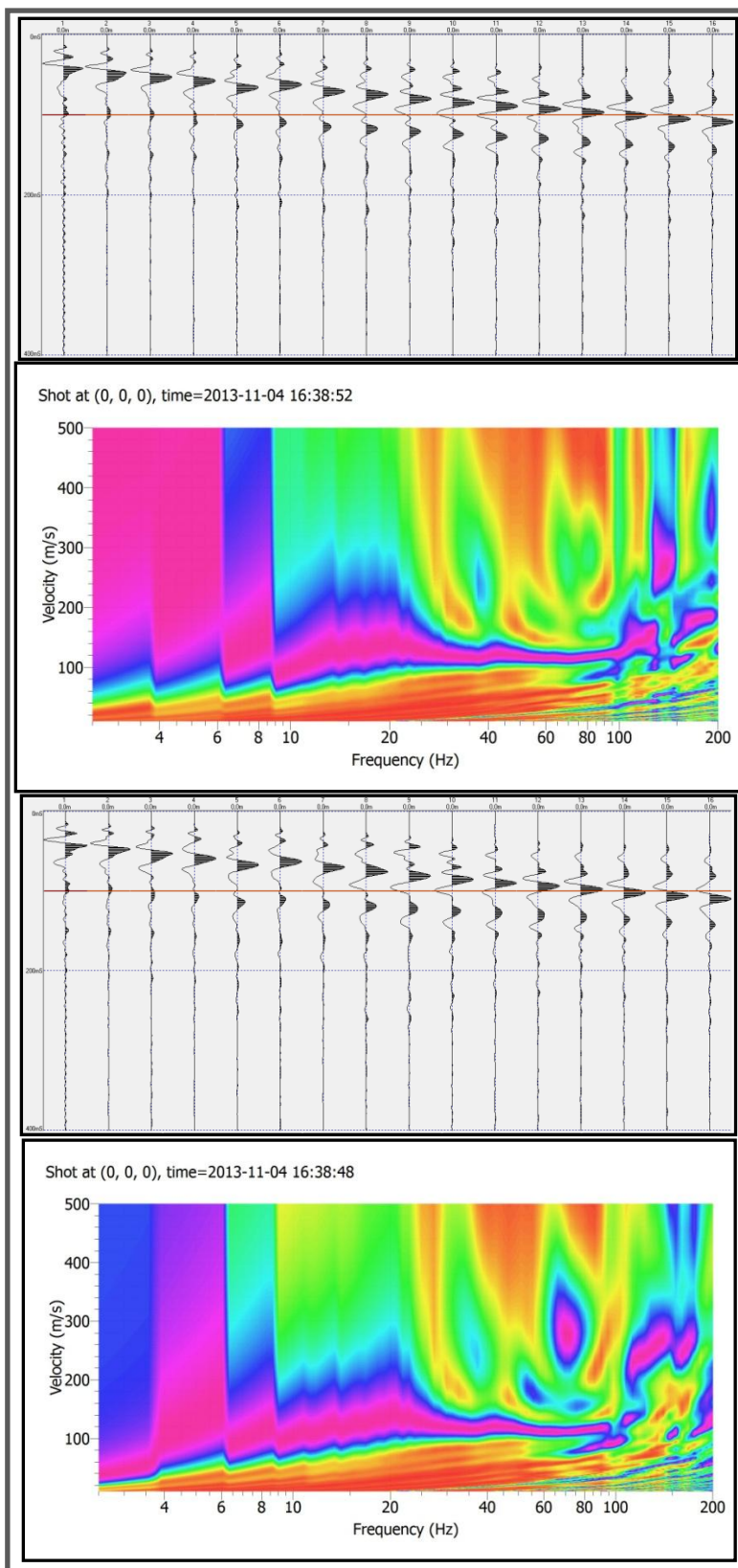


Figura B14. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 20 y 21.

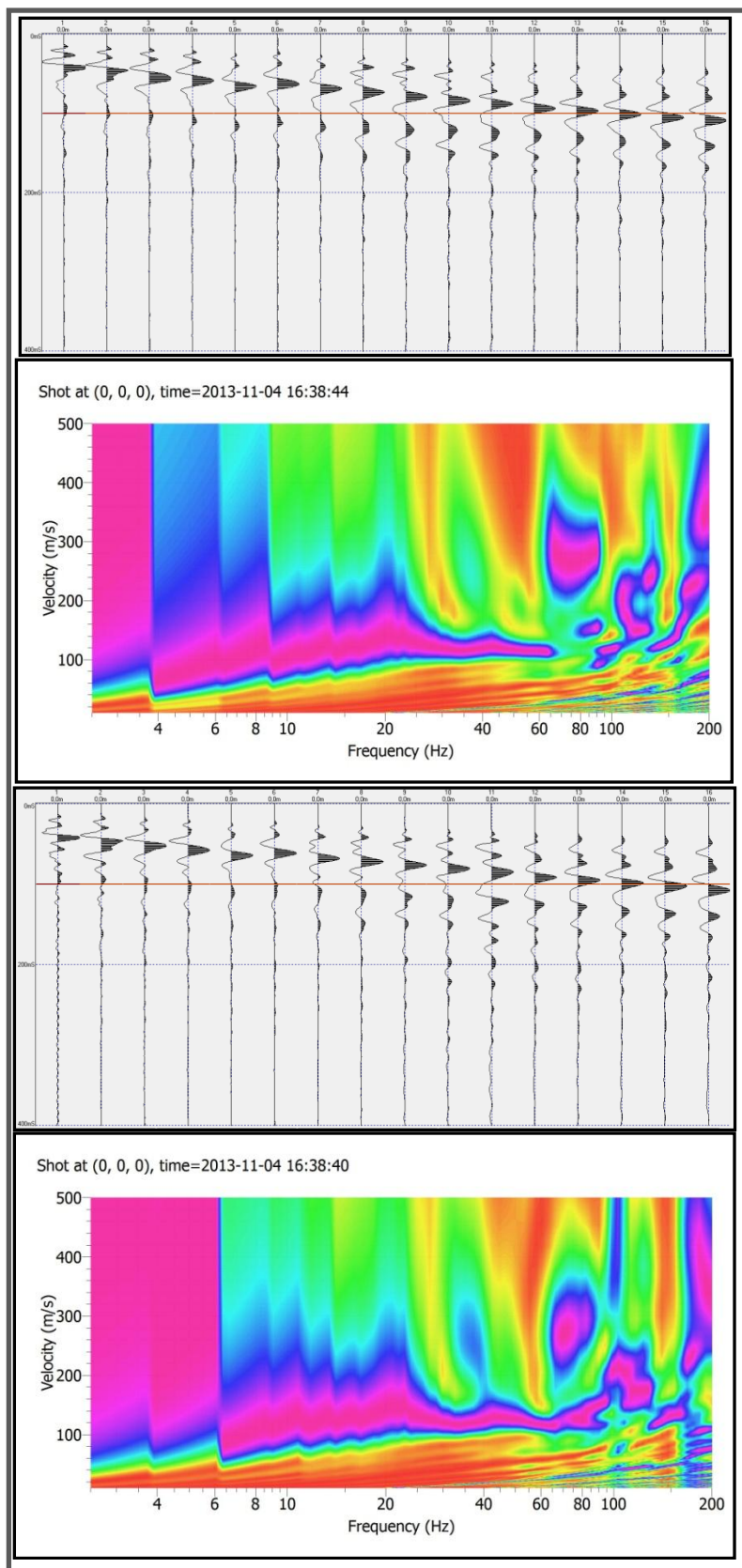


Figura B15. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 22 y 23.

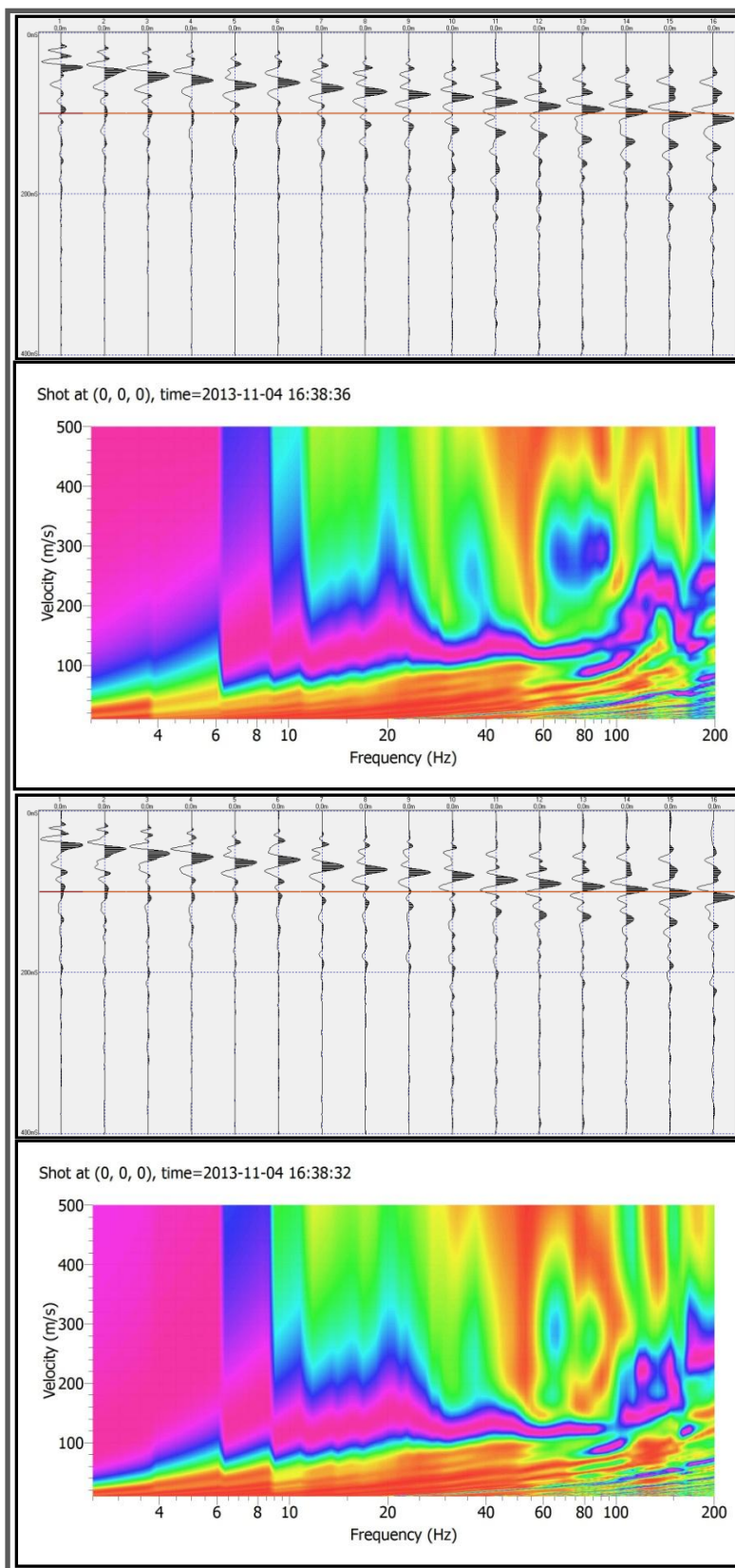


Figura B16. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 24 y 25.

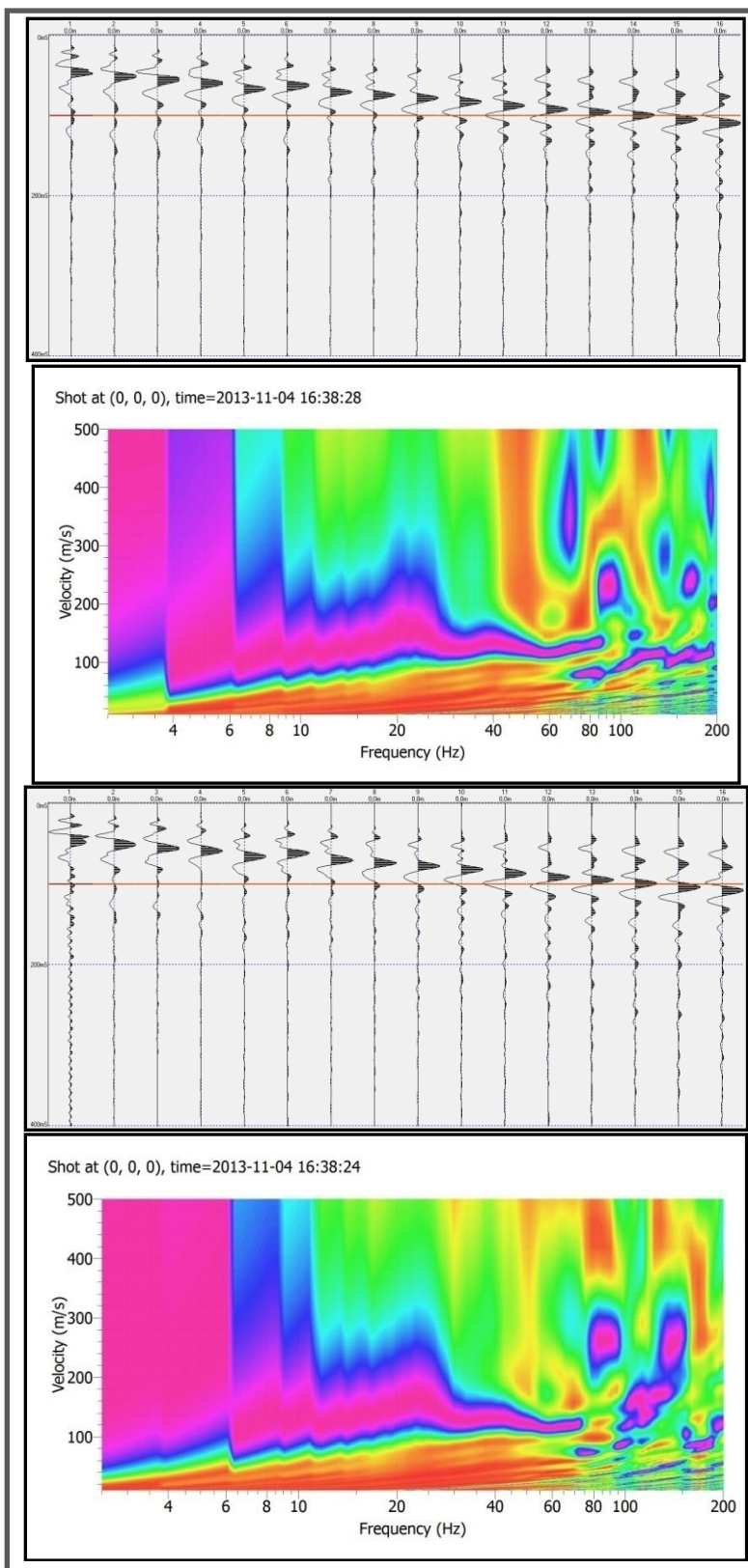


Figura B17. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 26 y 27.

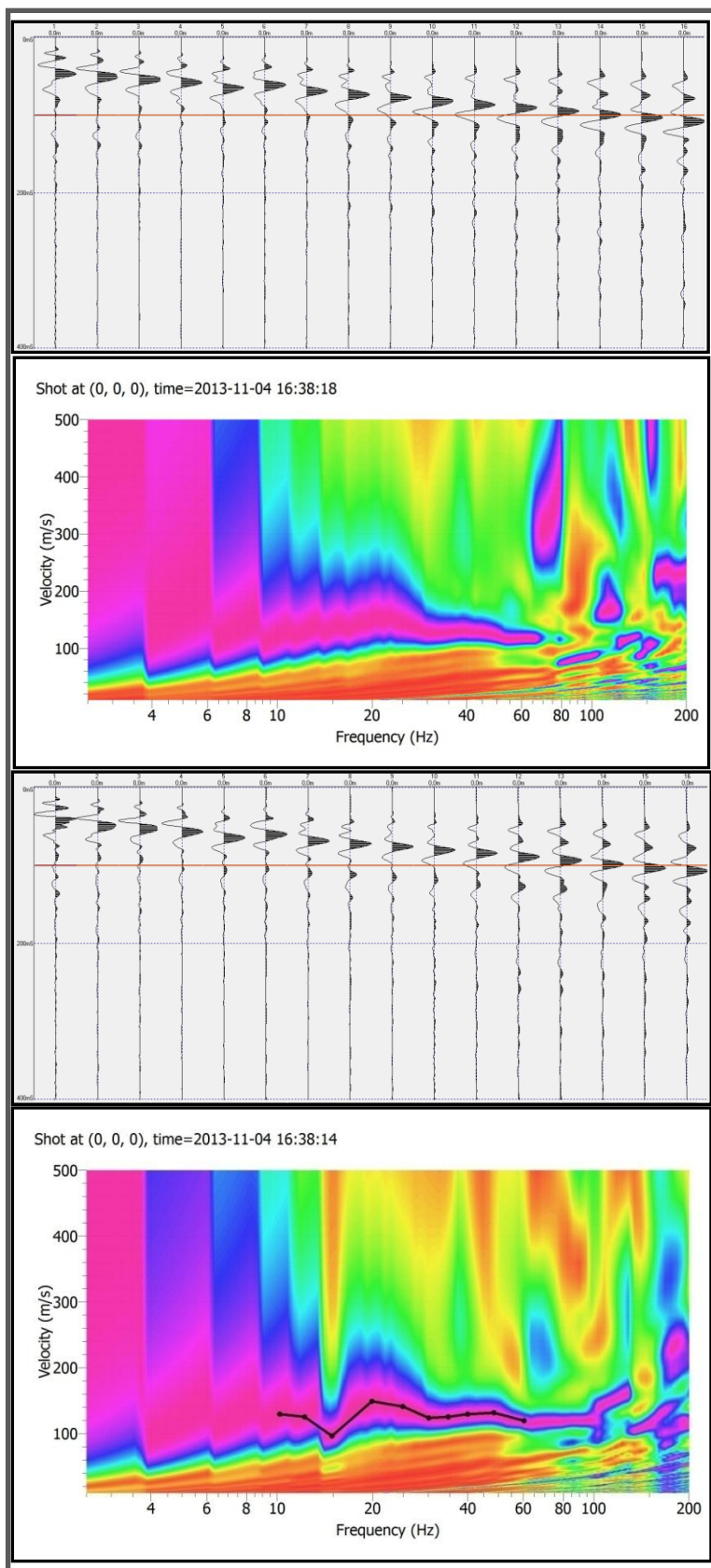


Figura B18. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 28 y 29.

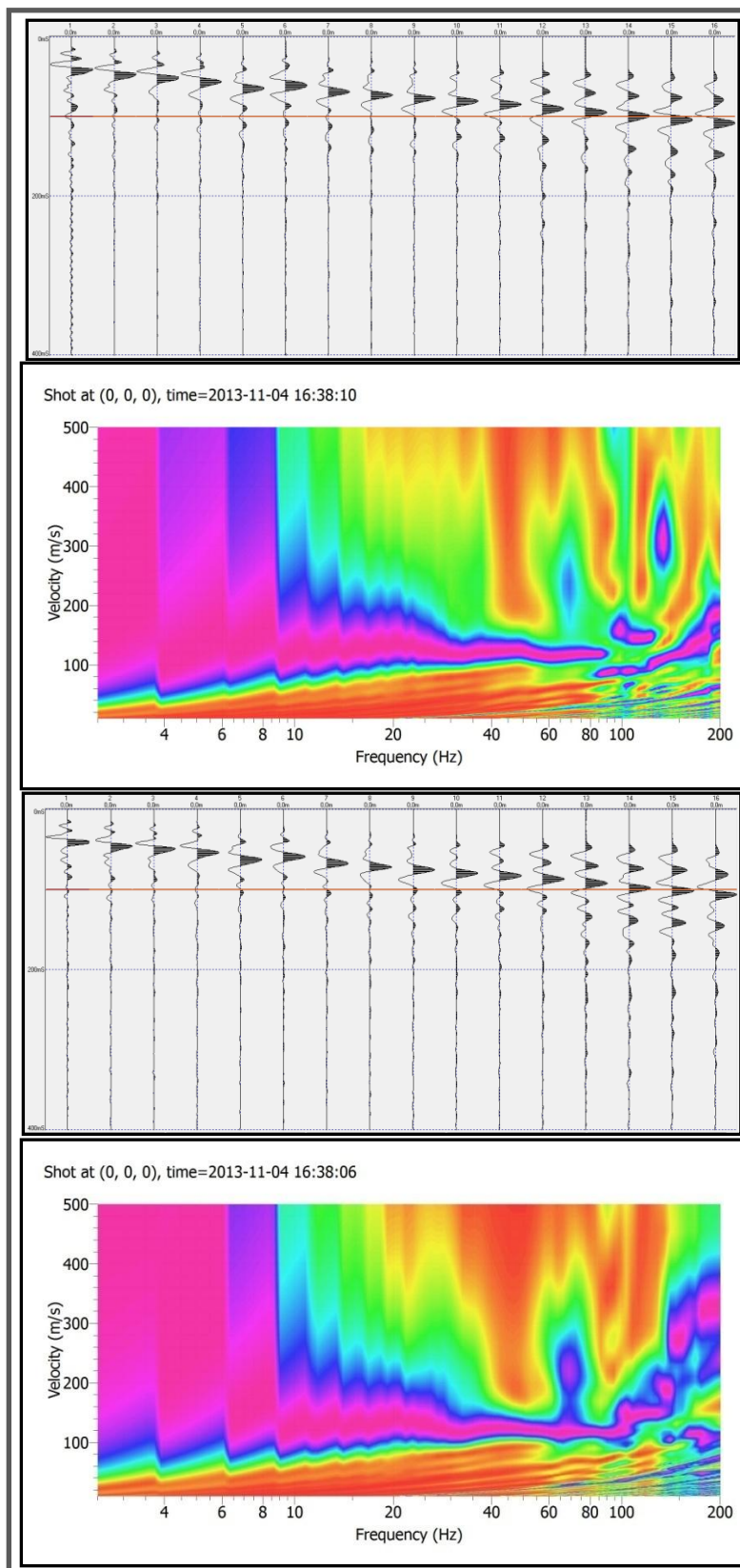


Figura B19. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 30 y 31.

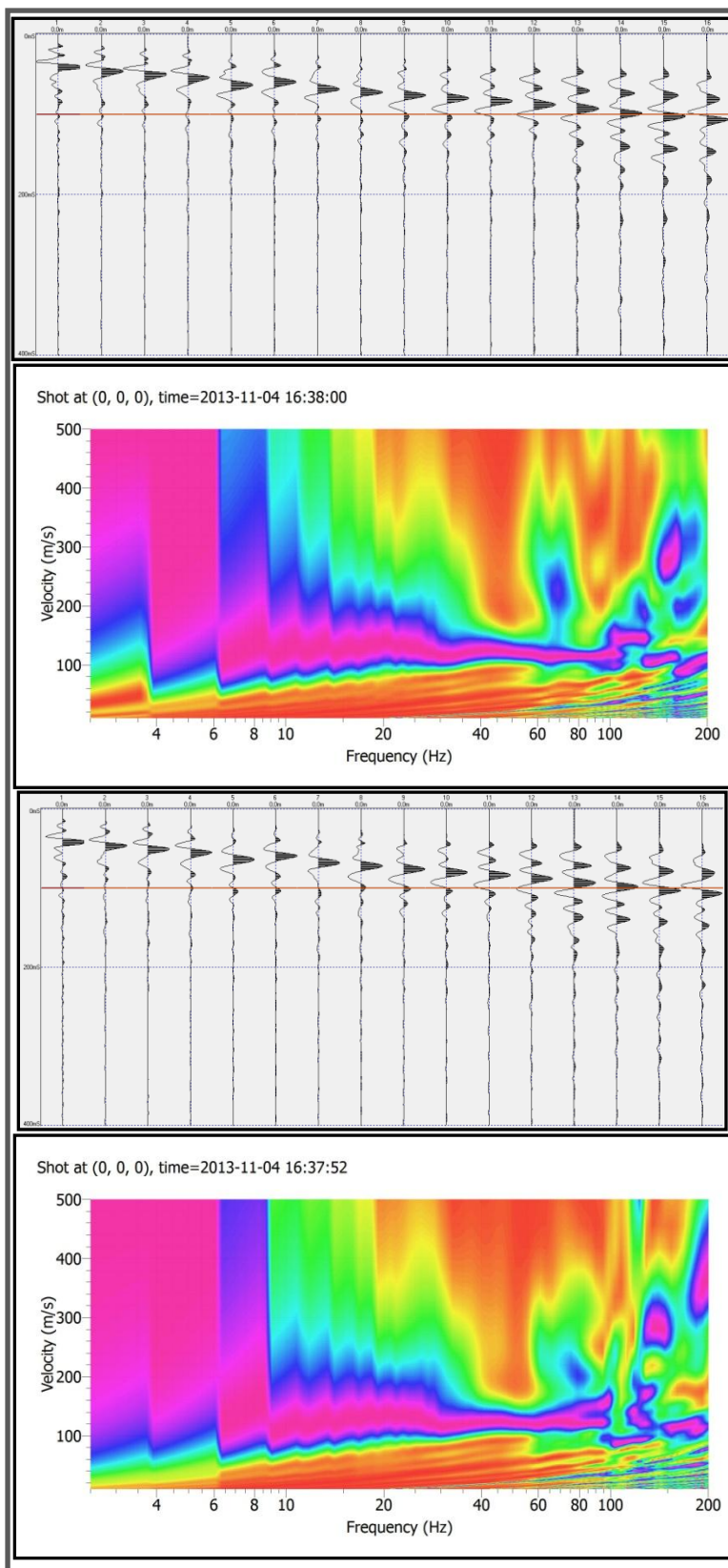


Figura B20. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 32 y 33.

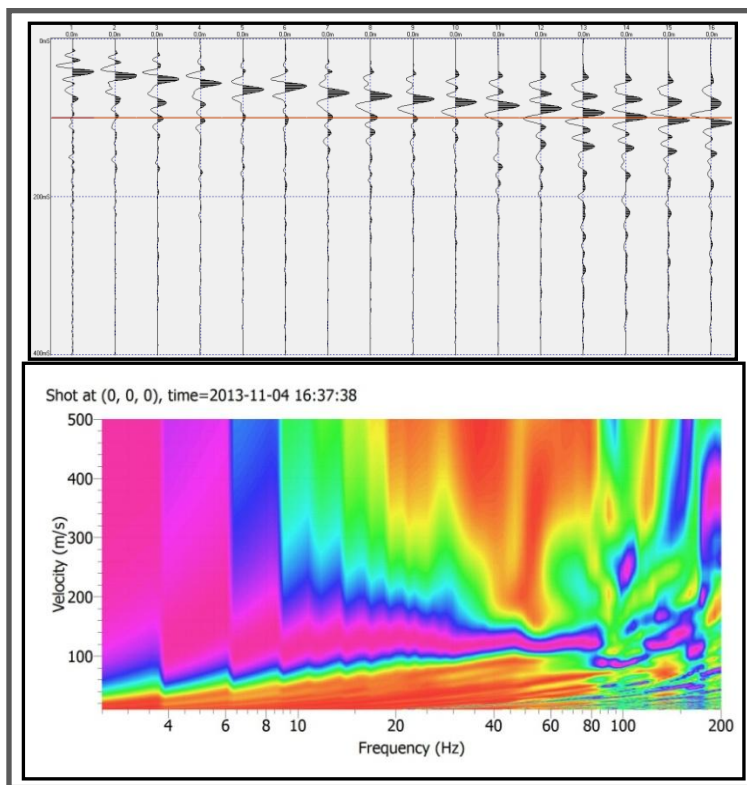


Figura B21. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 34.

B2.2. Sitio de prueba 2

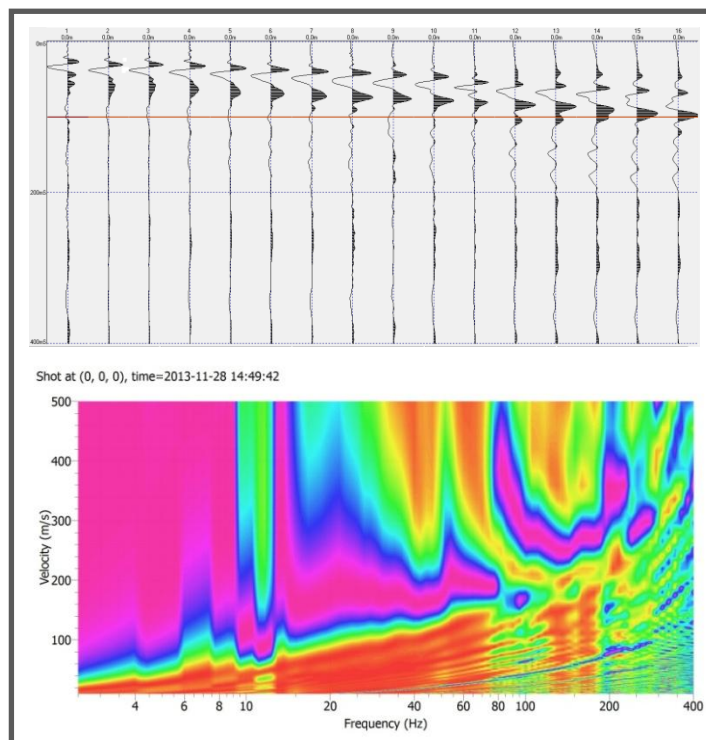


Figura B22. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 1.

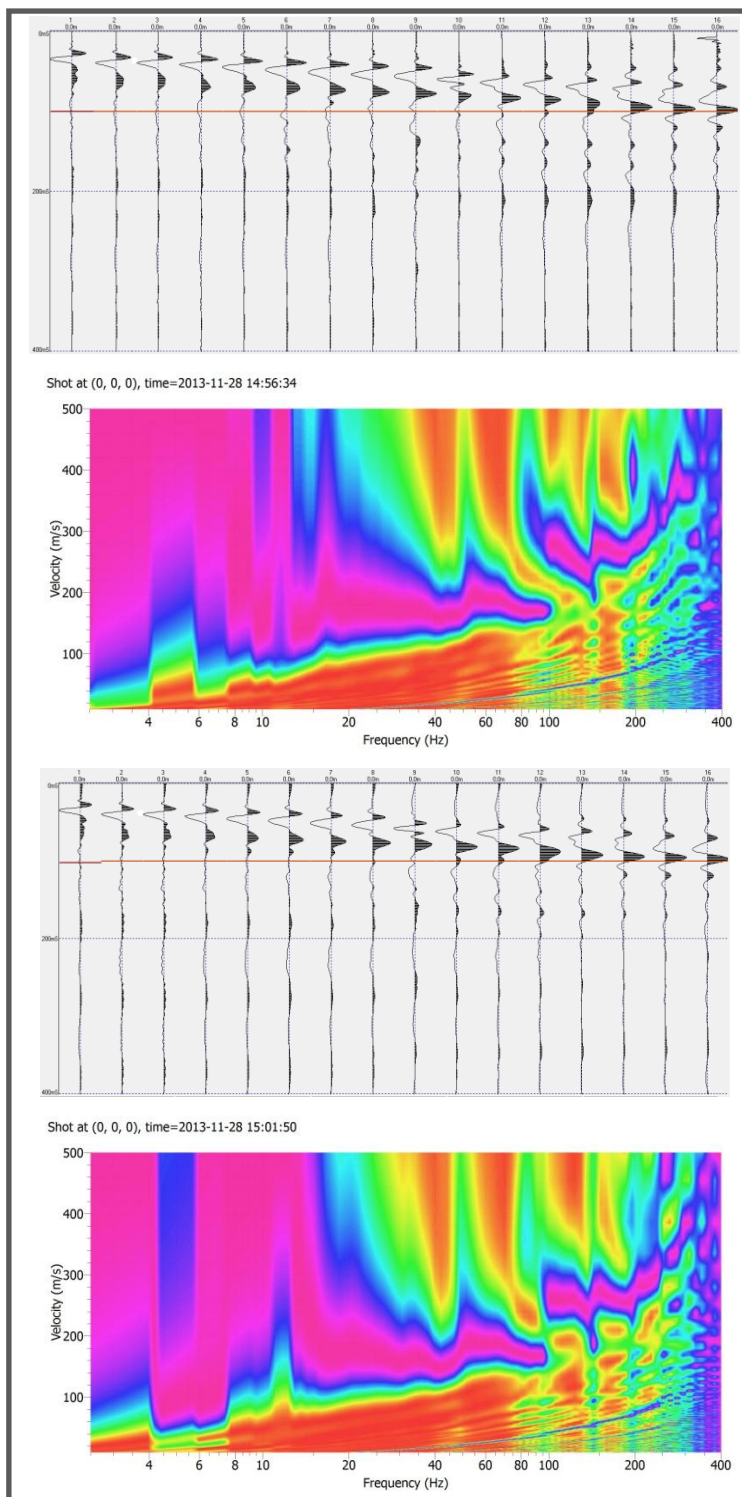


Figura B23. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 2 y 3.

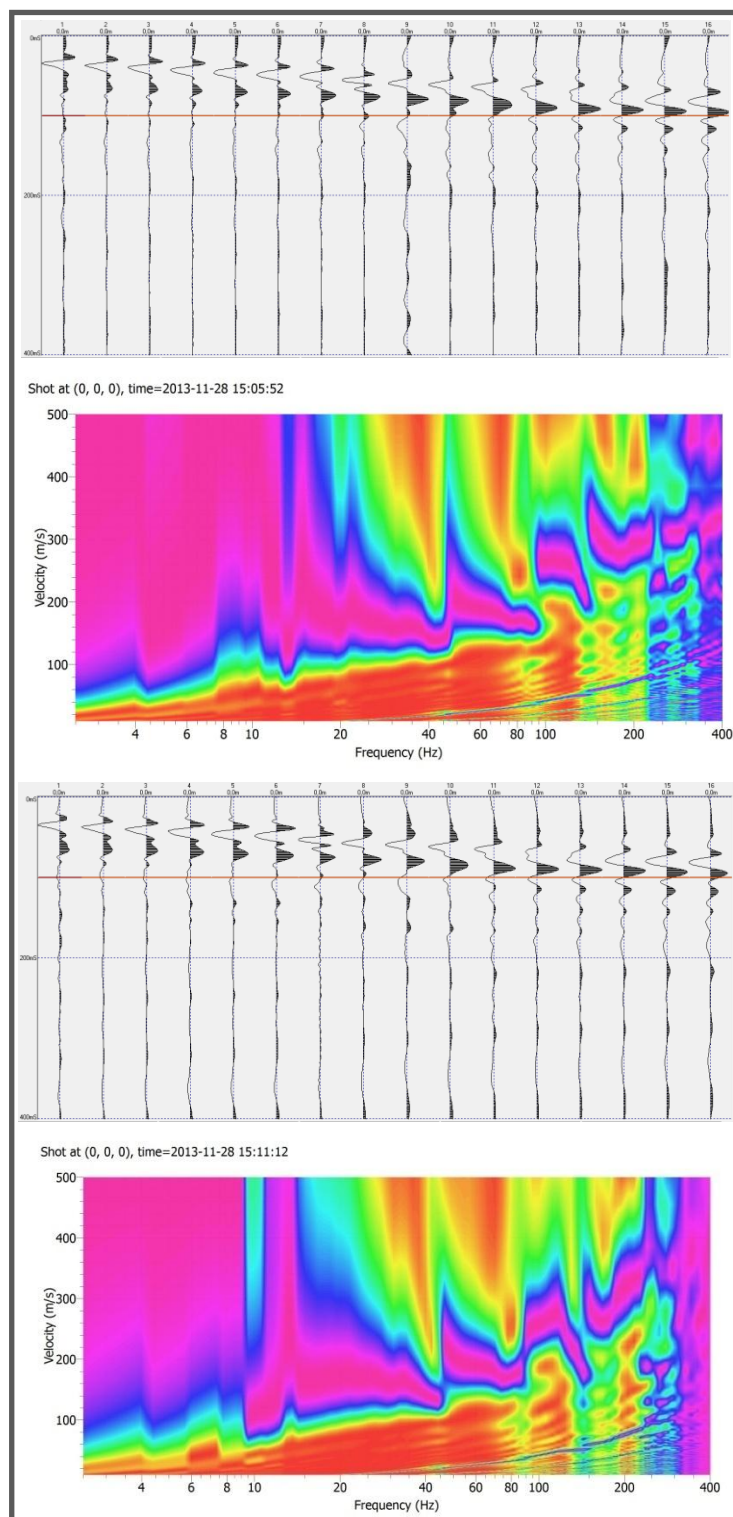


Figura B24. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 4 y 5.

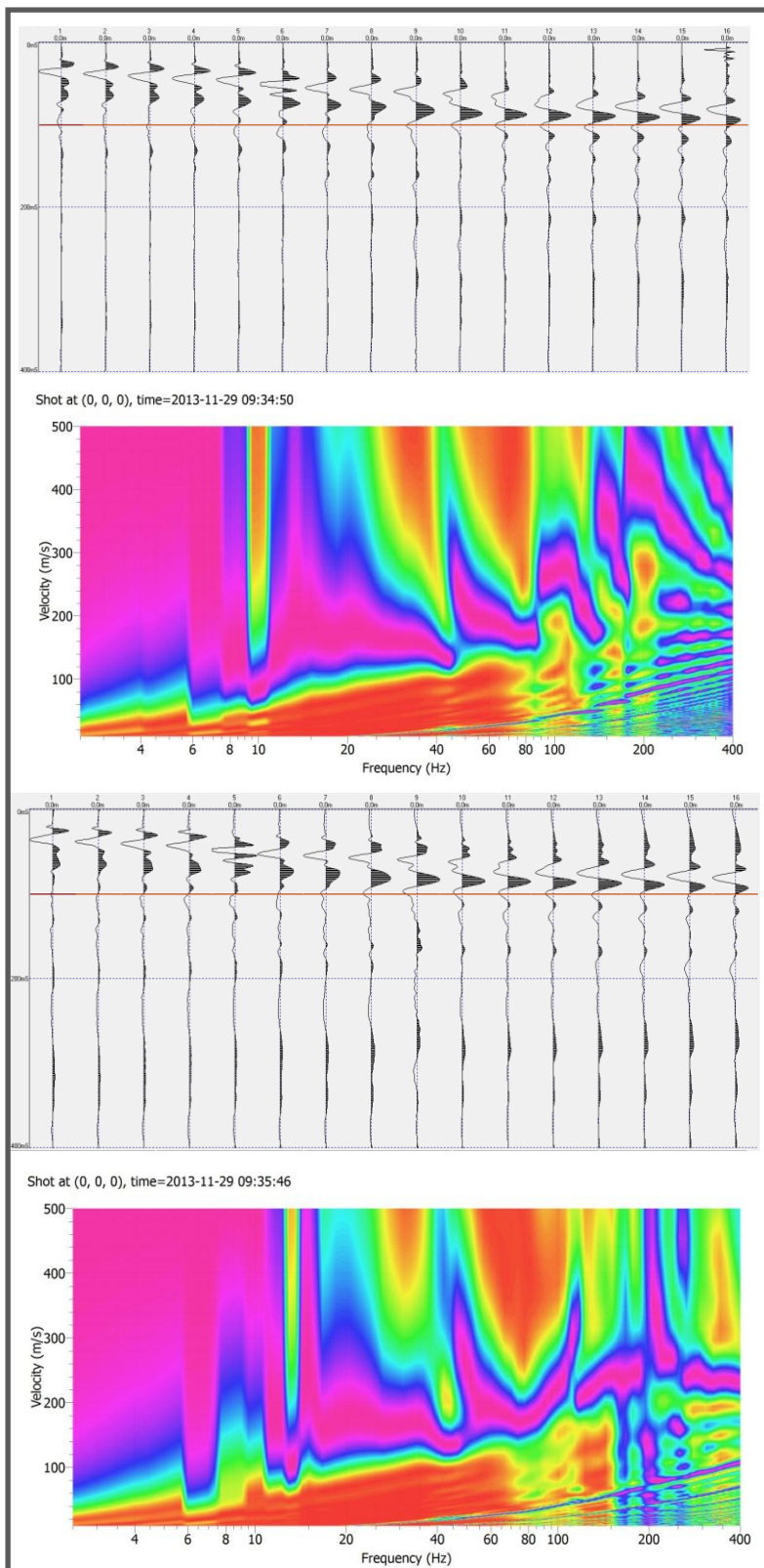


Figura B25. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 6 y 7.

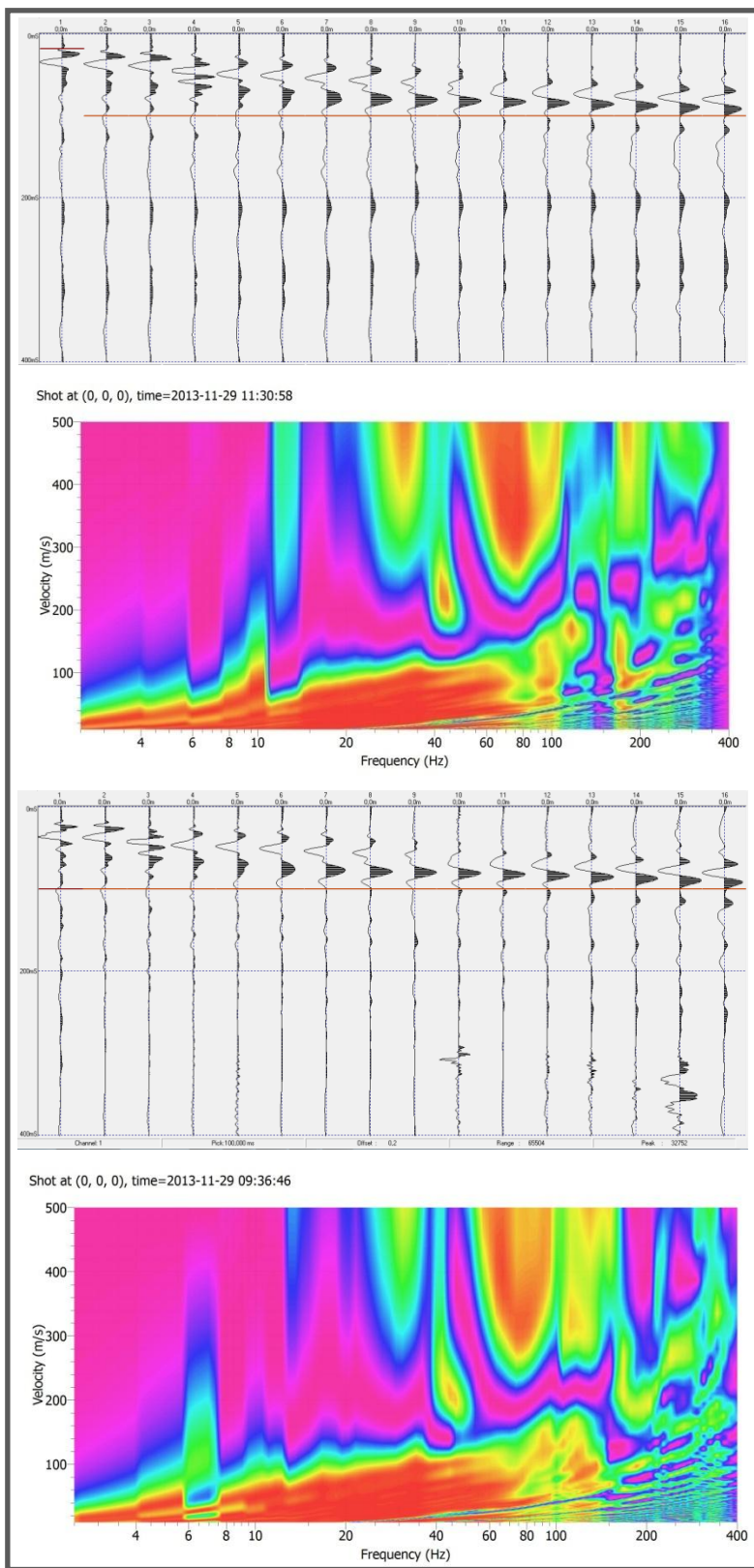


Figura B26. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 8 y 9.

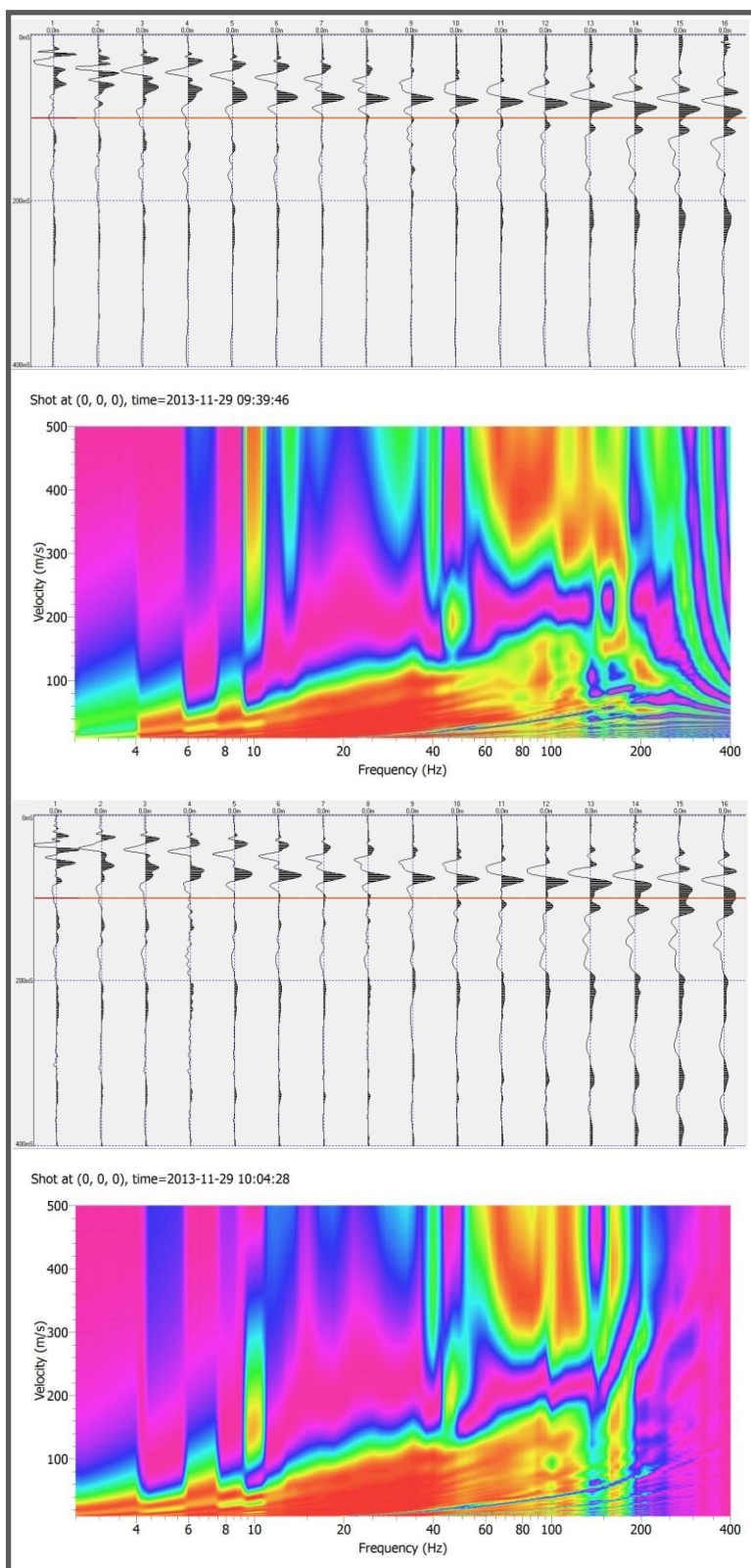


Figura B27. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 10 y 11.

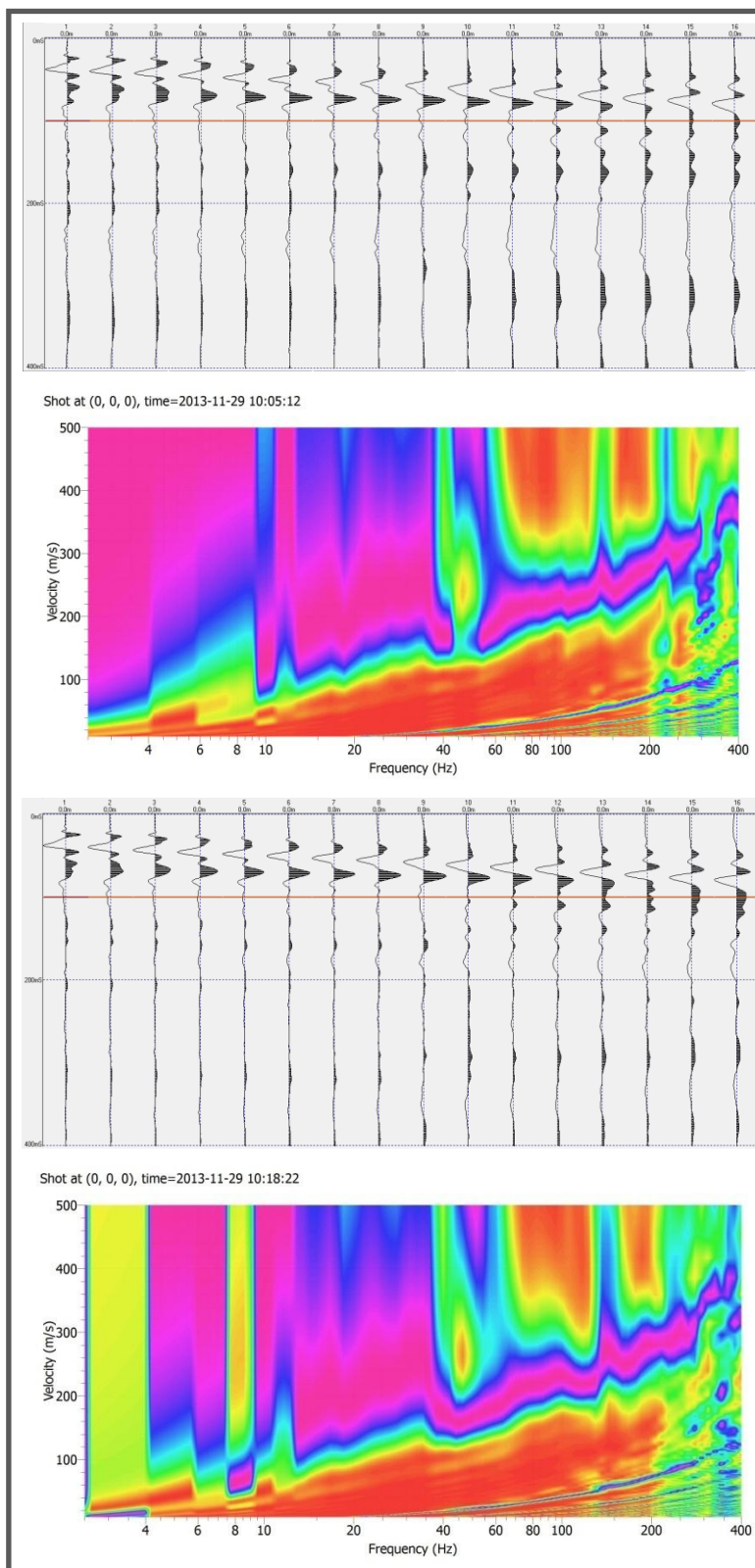


Figura B28. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 12 y 13.

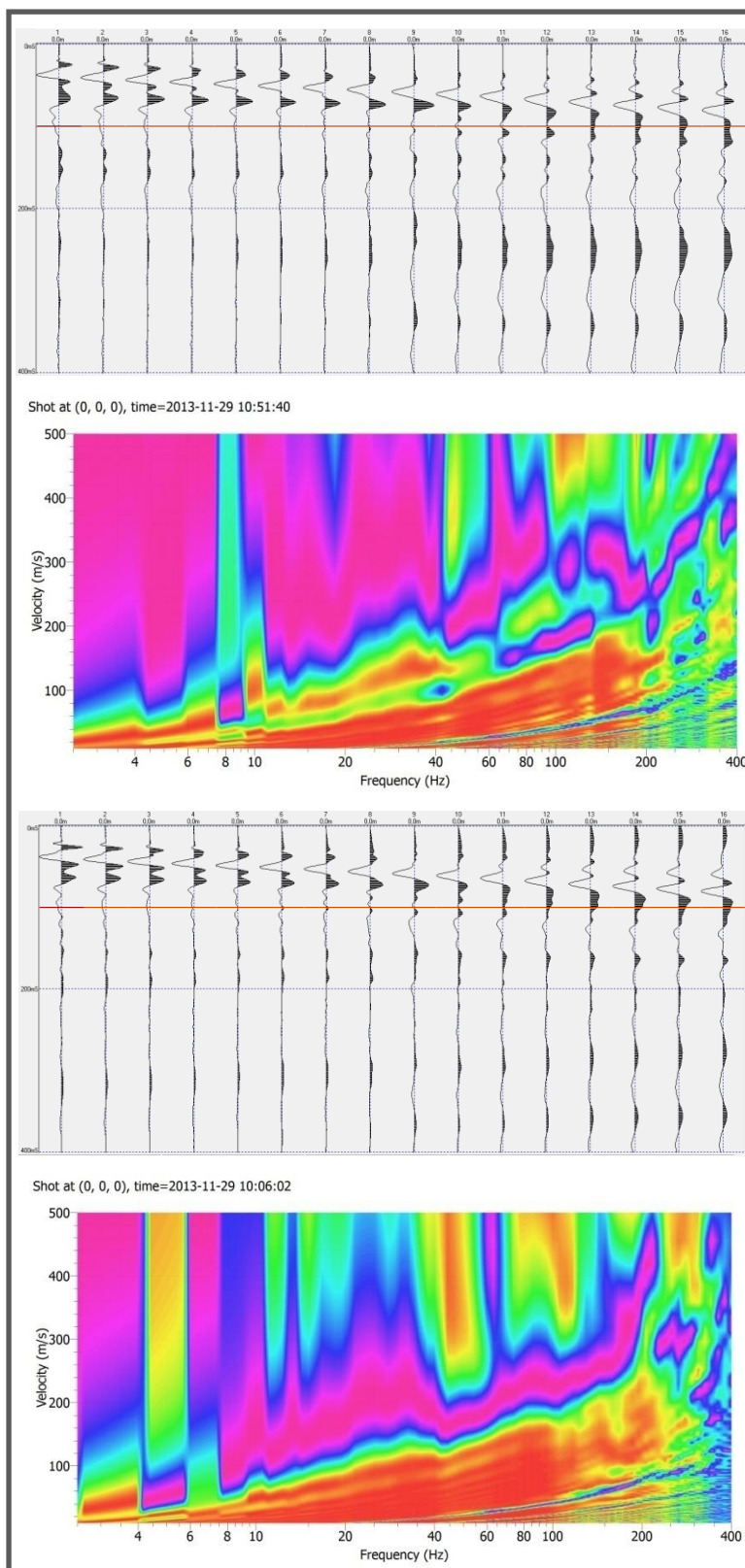


Figura B29. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 14 y 15.

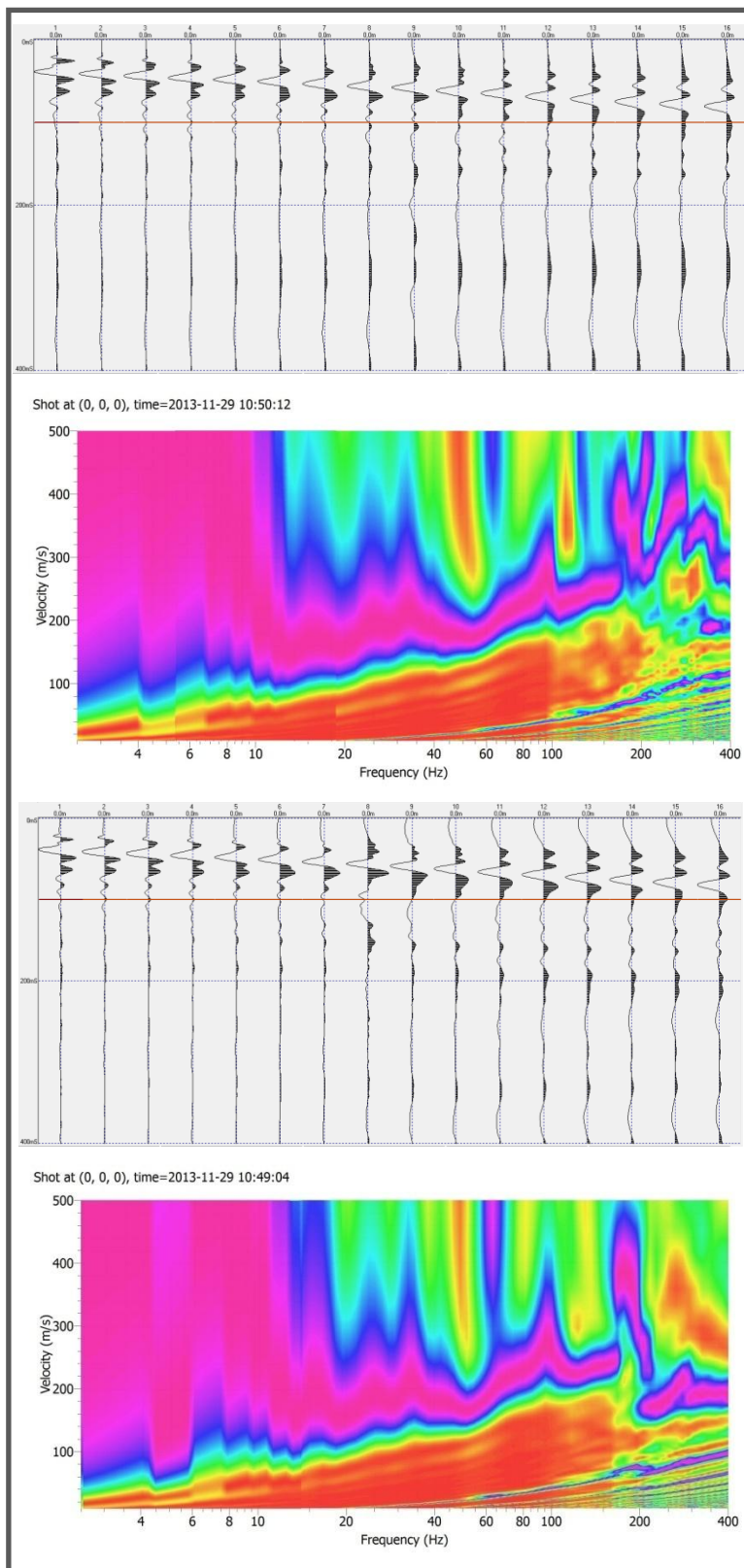


Figura B30. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 16 y 17.

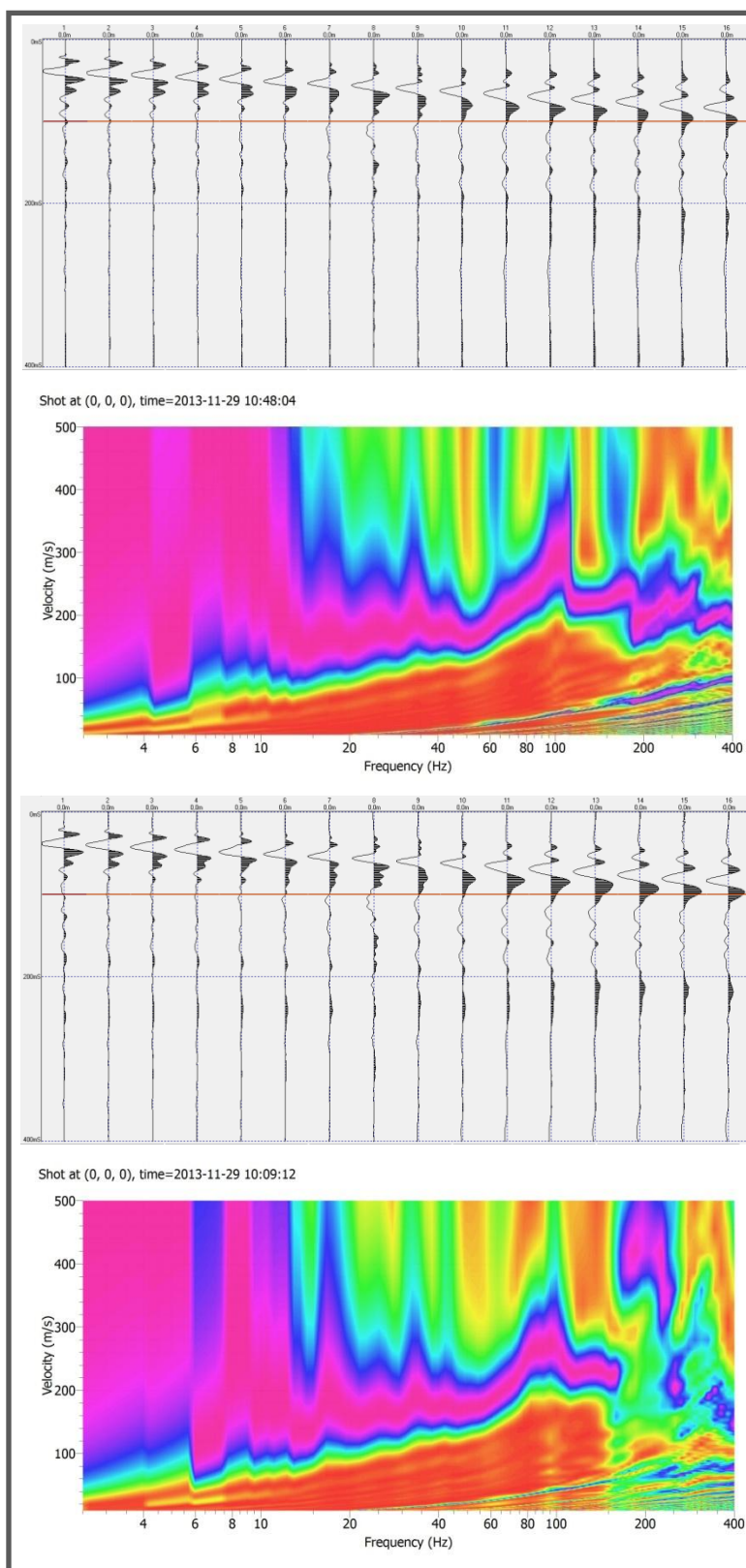


Figura B31. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 18 y 19.

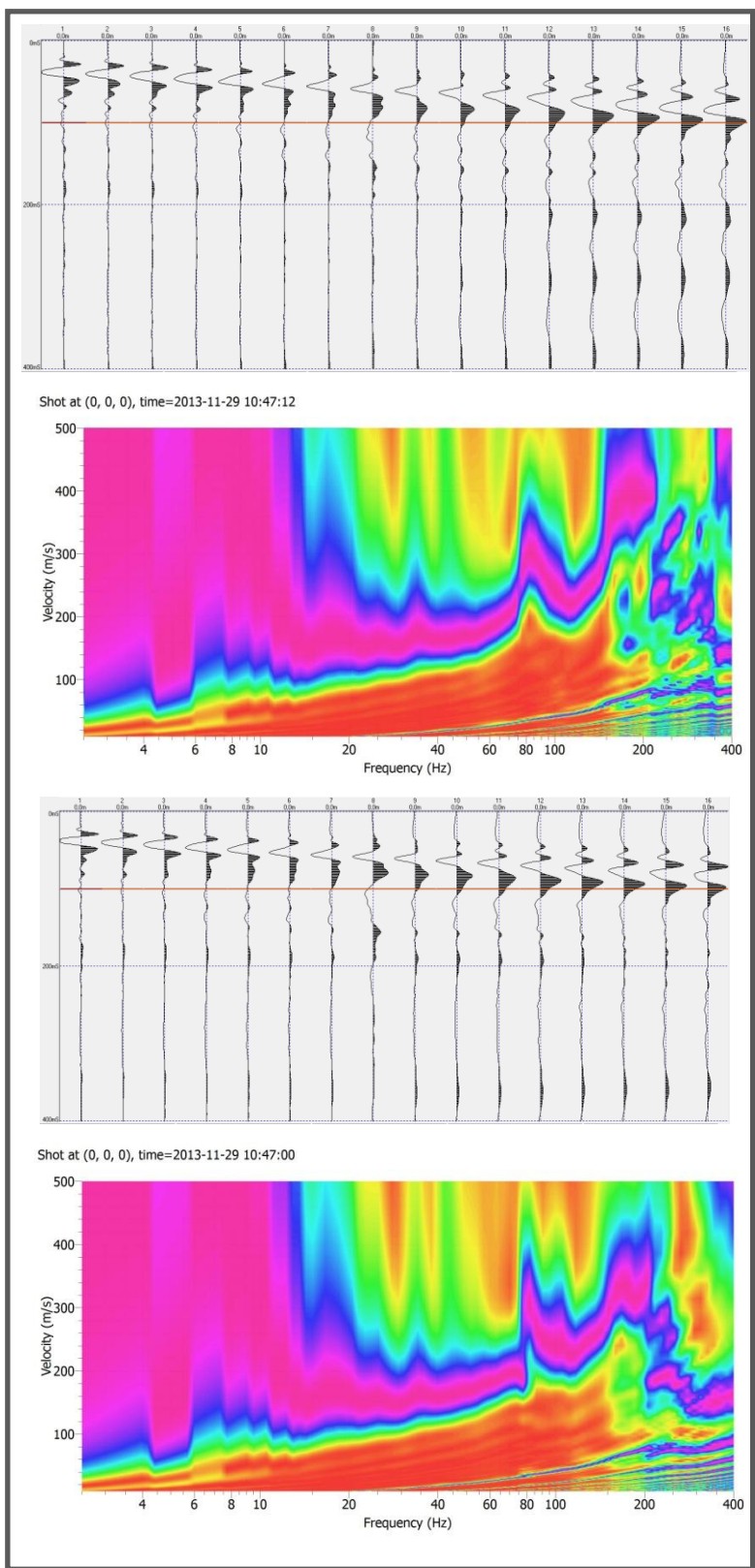


Figura B32. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 20 y 21.

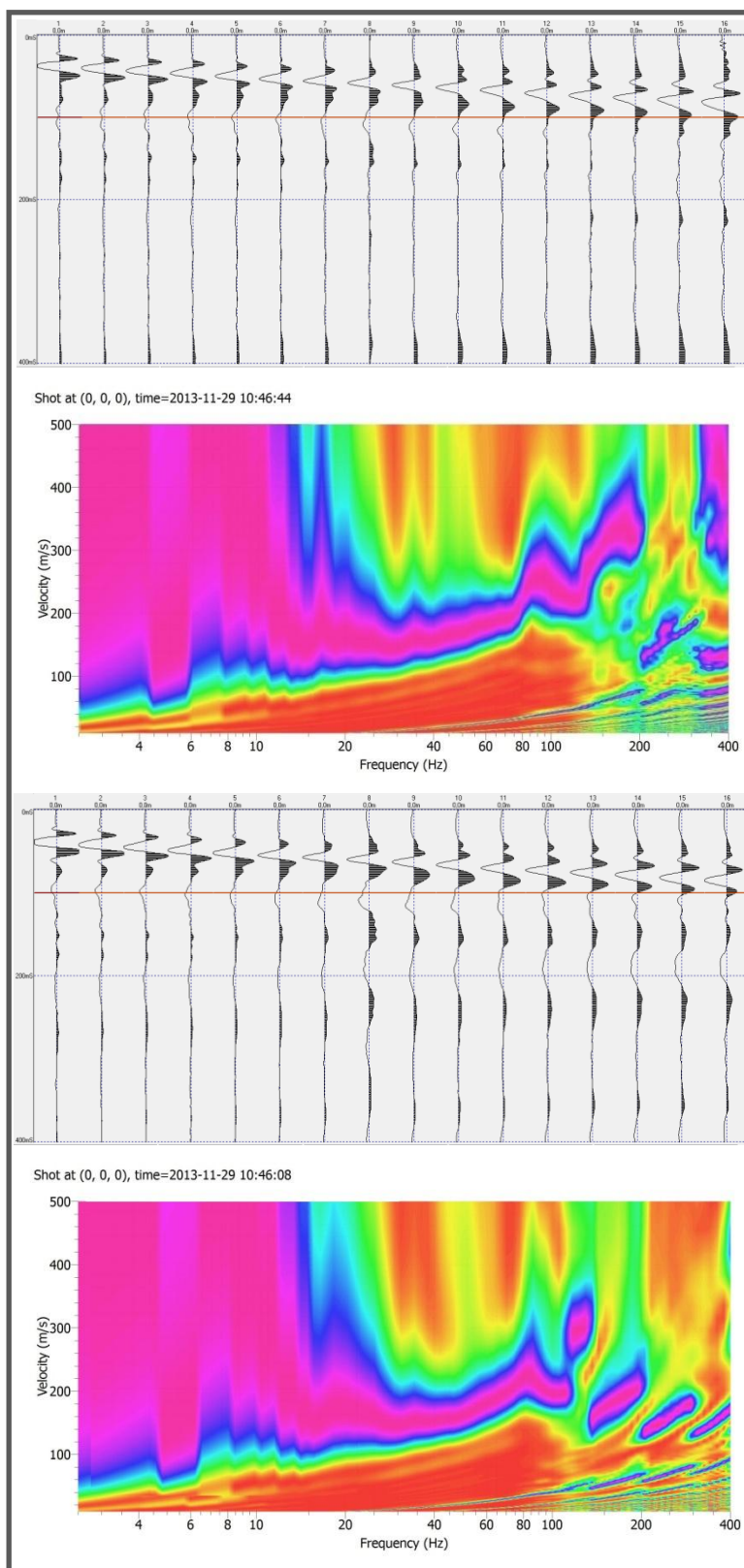


Figura B33. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 22 y 23.

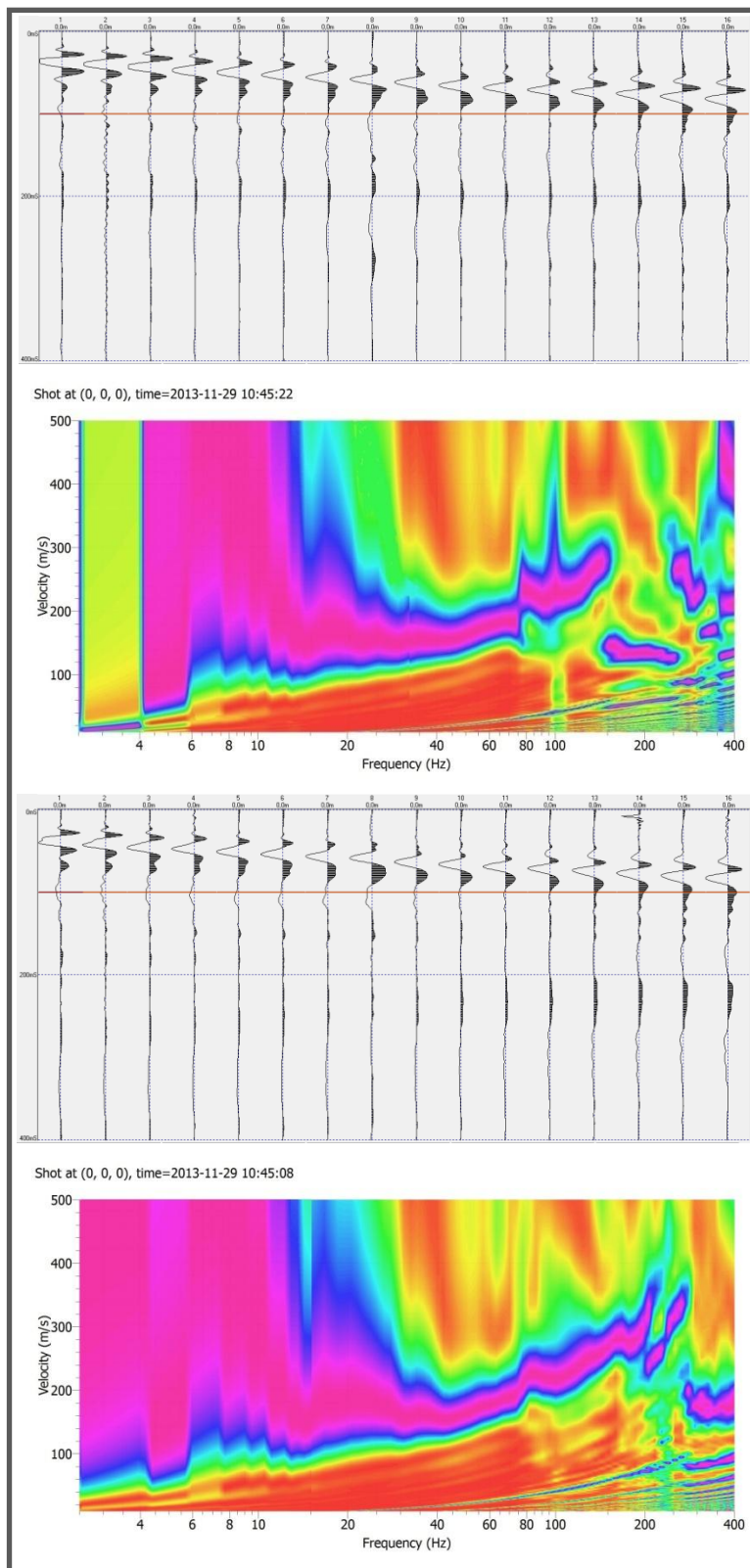


Figura B34. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 24 y 25.

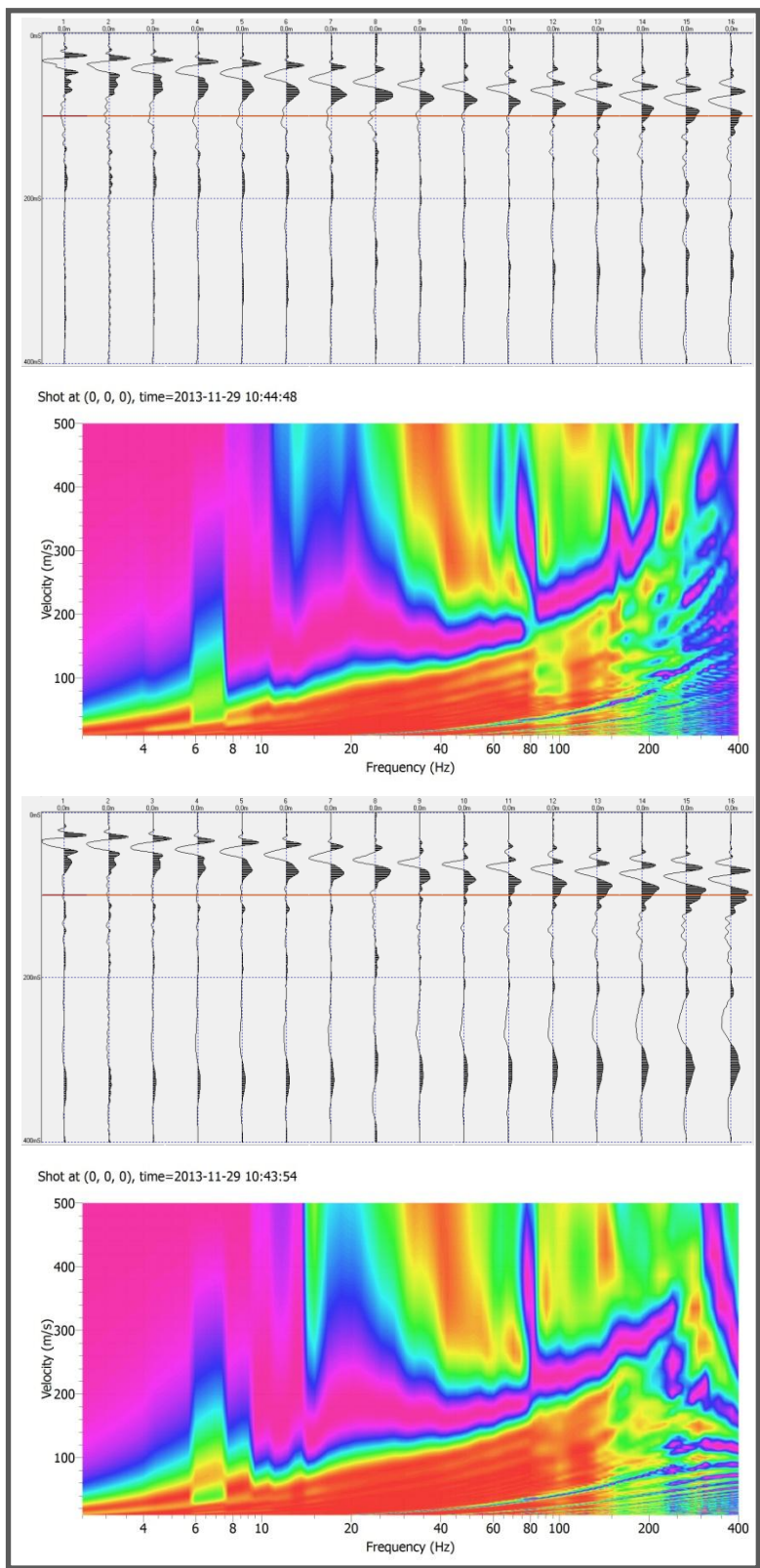


Figura B35. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 26 y 27.

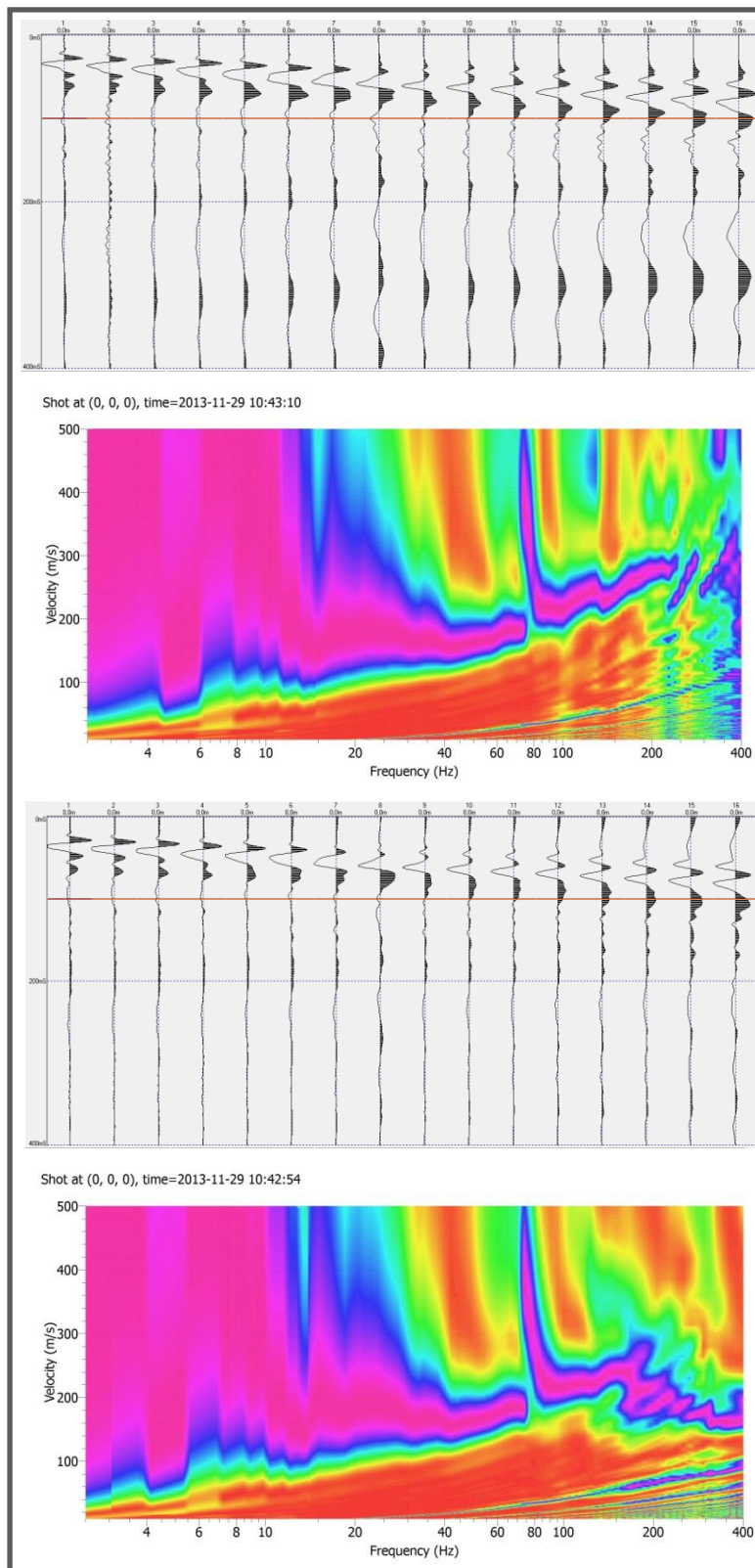


Figura B36. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 28 y 29.

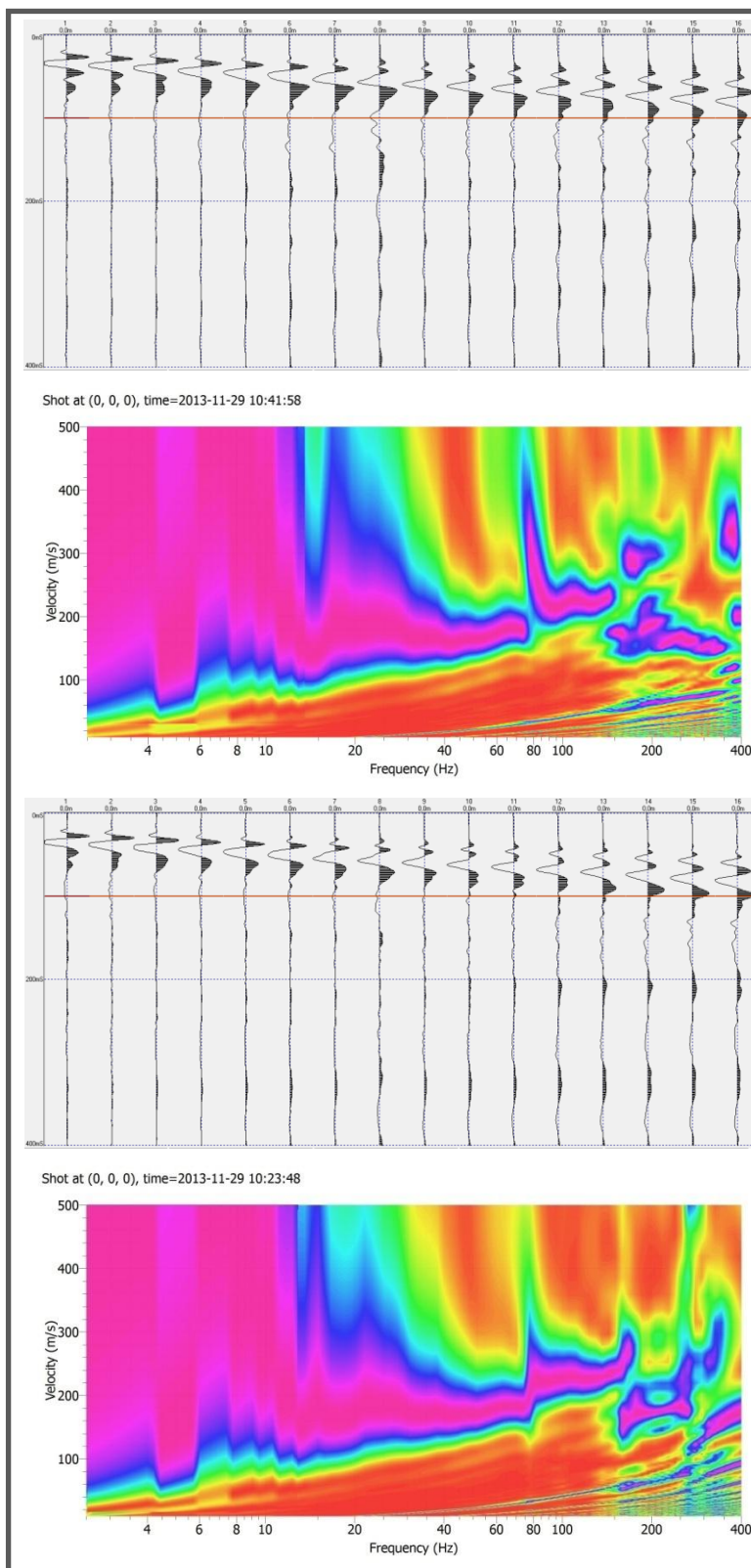


Figura B37. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 30 y 31.

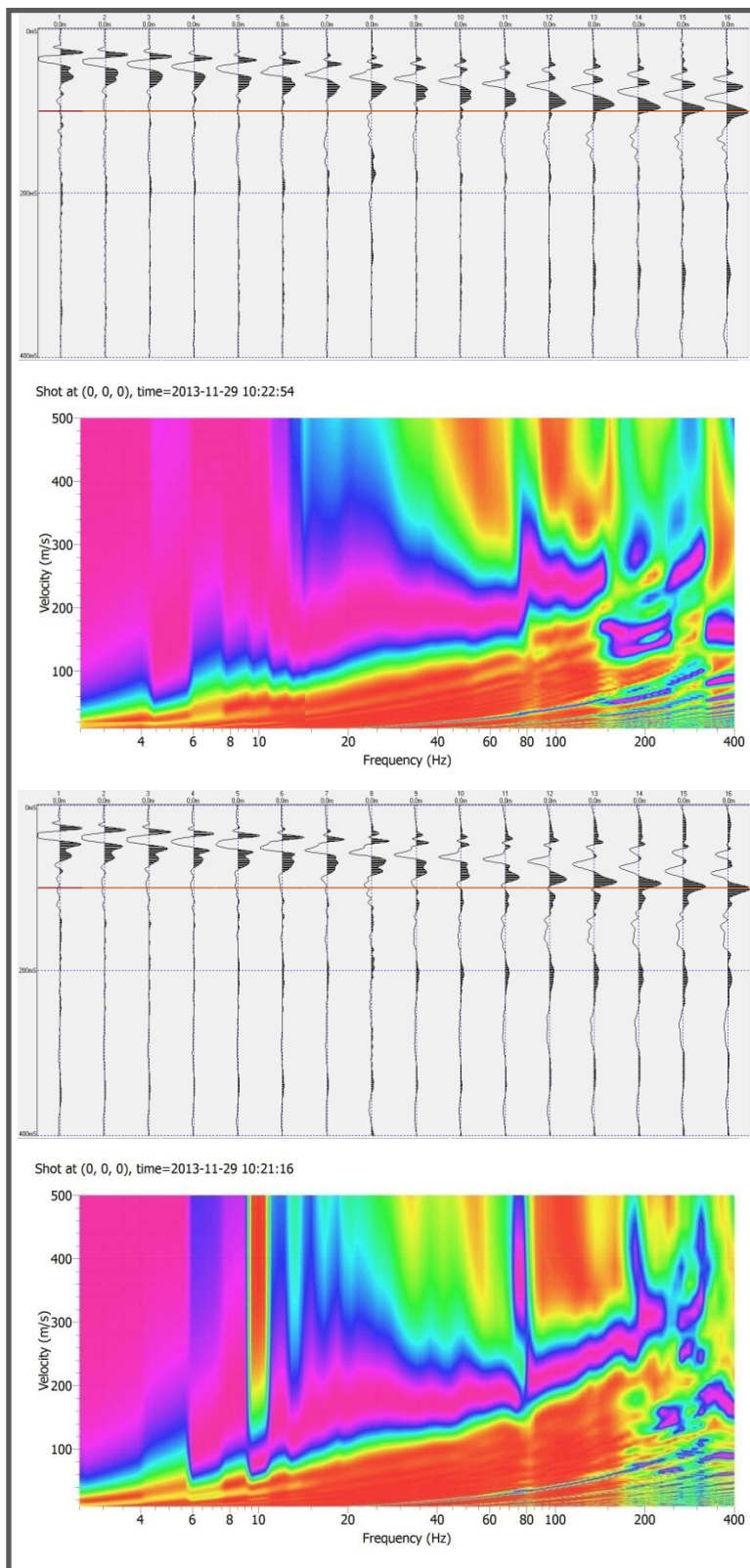


Figura B38. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 32 y 33.

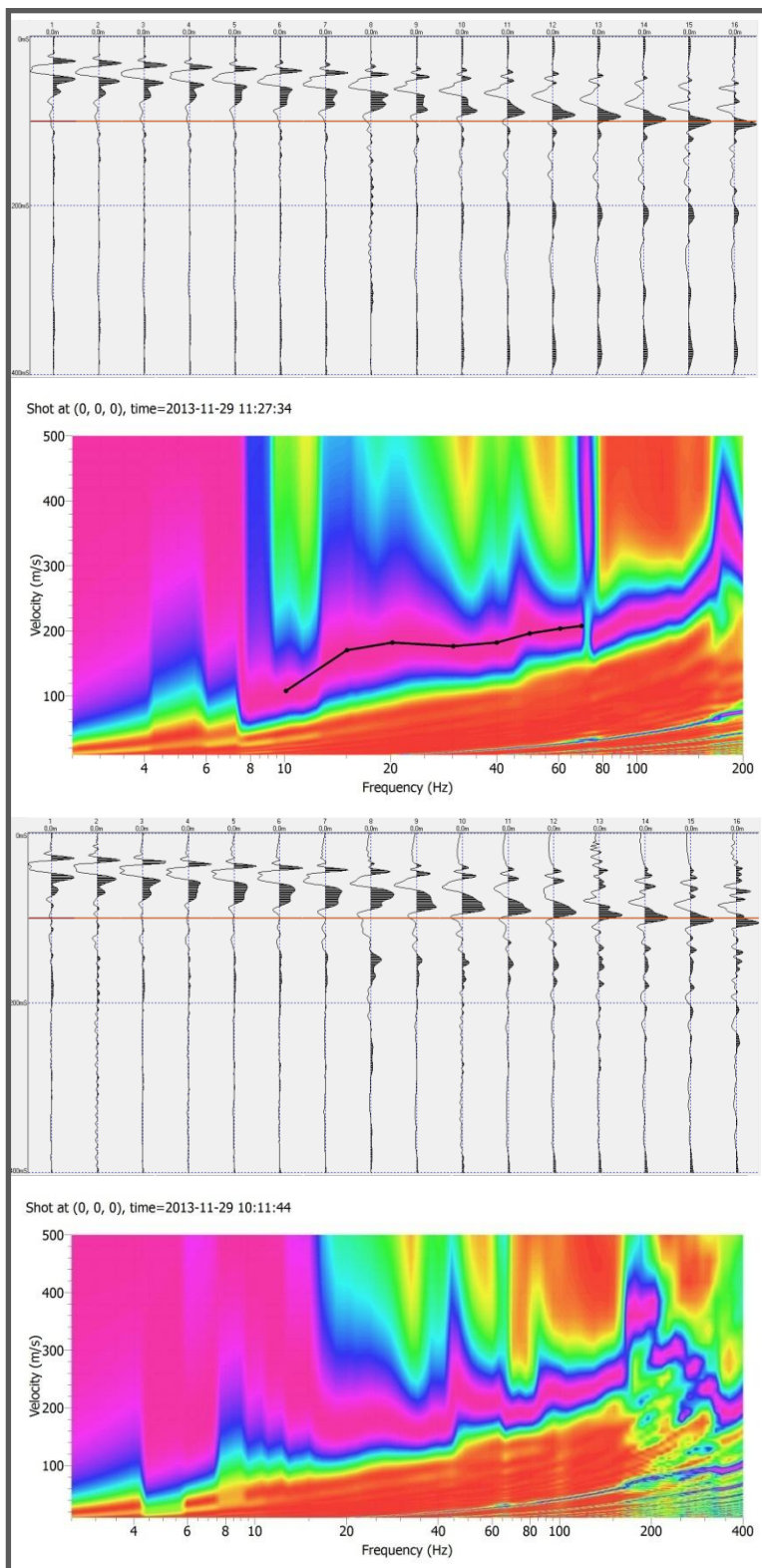


Figura B39. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 34 y 35.

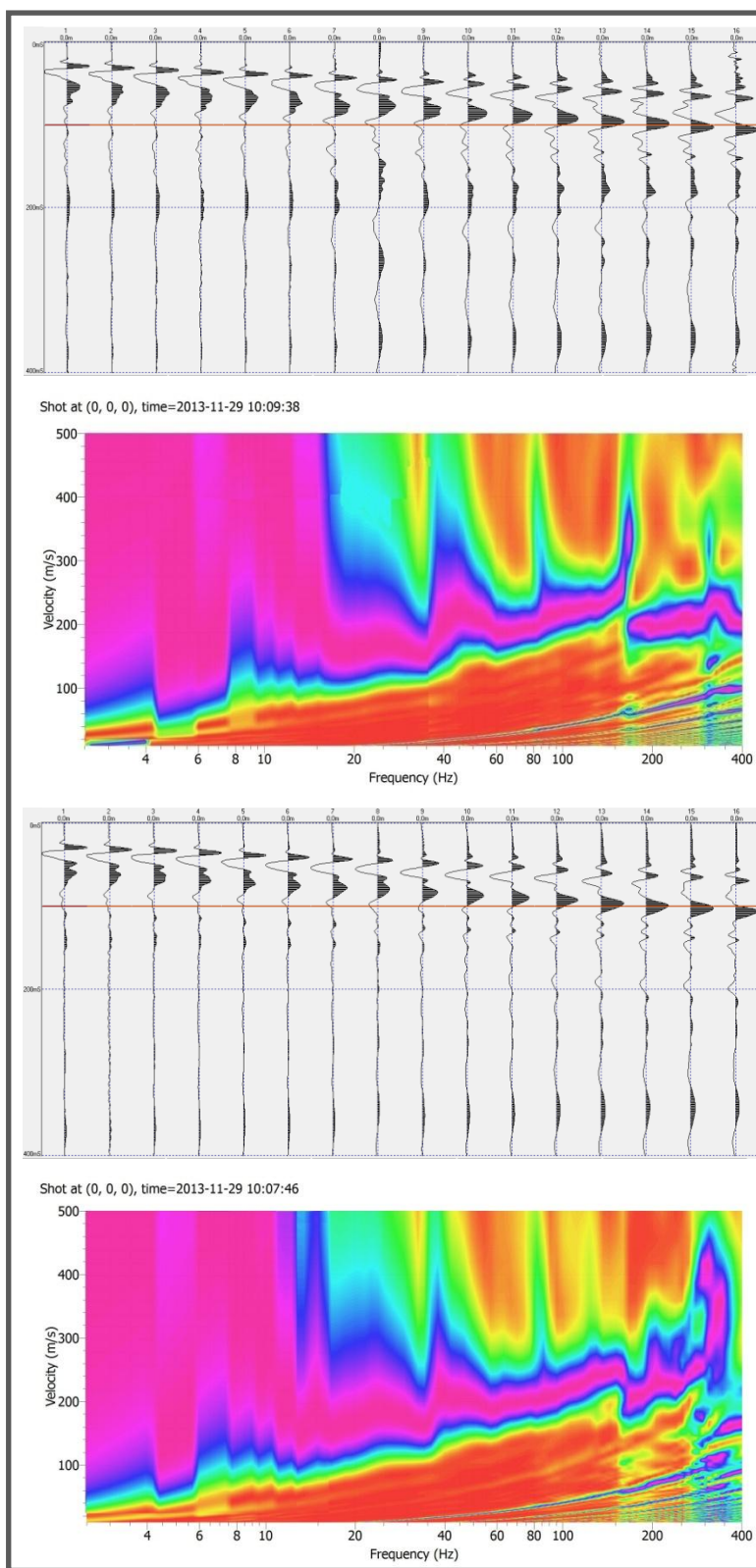


Figura B40. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 36 y 37.

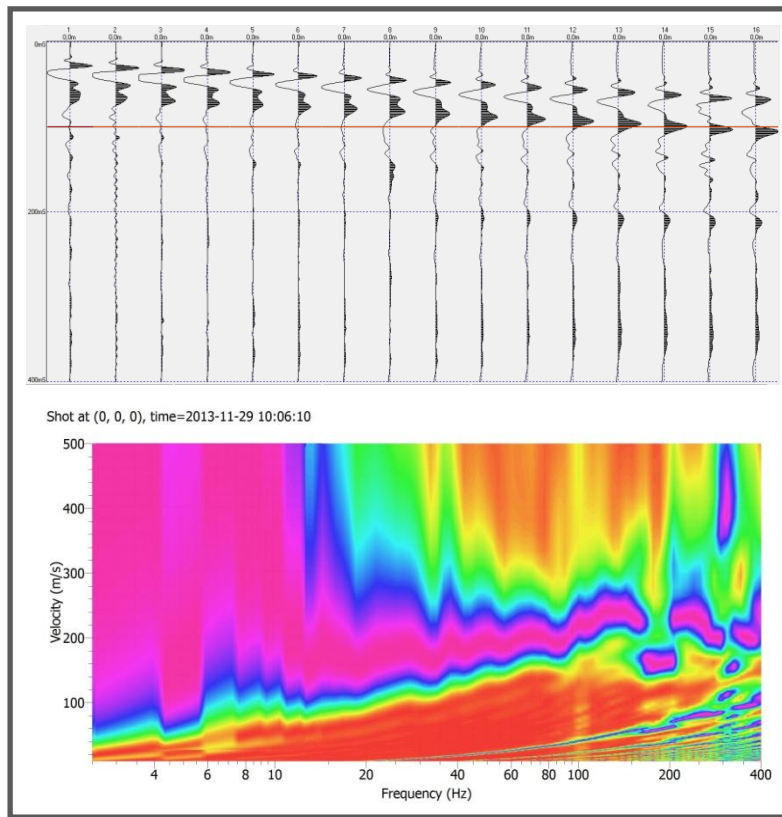


Figura B41. Sismogramas y Curvas de Dispersión Estación 38.

B3. DATOS DE PROCESAMIENTO

B3.1. Tiempos de Arribo (Arrival Times) Estaciones del Sitio 1

Tabla B1. Tiempos de Arribo Estación 1 a la 6.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 1	Estación 2	Estación 3	Estación 4	Estación 5	Estación 6
1	8	9	9	7	9	9
2	9	11	12	9	11	11
3	11	13	15	12	13	13
4	13	15	17	14	14	15
5	15	17	19	16	16	17
6	17	20	21	18	18	19
7	19	24	24	20	20	21
8	21	26	26	22	22	23
9	23	29	27	25	24	25
10	25	31	29	30	26	28
11	27	33	31	30	27	29
12	29	35	33	33	28	31
13	31	37	35	35	30	33
14	33	40	37	37	33	35
15	35	43	40	39	36	37
16	37	44	41	41	40	39

Tabla B2. Tiempos de Arribo Estación 7 a la 12.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 7	Estación 8	Estación 9	Estación 10	Estación 11	Estación 12
1	9	8	10	10	11	11
2	10	11	13	12	13	13
3	12	13	16	14	14	15
4	14	15	18	15	17	17
5	16	18	21	18	19	20
6	18	20	24	20	21	22
7	20	23	27	22	23	25
8	23	26	30	25	25	28
9	26	28	33	27	27	31
10	28	31	36	29	29	34
11	30	33	39	31	31	36
12	32	35	41	33	33	38
13	34	37	44	35	36	40
14	37	40	47	37	39	43
15	40	43	50	39	42	46
16	43	46	54	41	45	49

Tabla B3. Tiempos de Arribo Estación 13 a la 18.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 13	Estación 14	Estación 15	Estación 16	Estación 17	Estación 18
1	11	10	11	11	12	11
2	13	12	13	14	15	14
3	15	15	17	17	19	15
4	18	18	20	21	21	18
5	21	20	23	23	28	24
6	24	23	26	27	24	21
7	26	26	29	30	31	25
8	28	28	31	32	34	27
9	31	31	33	34	37	30
10	33	34	35	36	39	33
11	35	36	37	38	41	36
12	38	39	40	40	44	39
13	41	41	42	43	46	42
14	44	43	45	45	48	45
15	47	45	47	47	51	48
16	51	47	50	50	53	50

Tabla B4. Tiempos de Arribo Estación 19 a la 24.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 19	Estación 20	Estación 21	Estación 22	Estación 23	Estación 24
1	10	12	12	12	12	13
2	13	15	14	15	15	16
3	16	17	18	18	17	18
4	18	20	20	21	20	21
5	22	23	26	26	25	26
6	21	20	23	23	22	22
7	25	26	28	28	28	28
8	28	29	30	30	31	31
9	31	32	33	32	33	34
10	33	35	36	34	36	37
11	36	38	39	36	38	40
12	39	41	41	39	41	43
13	41	43	44	42	44	46
14	44	47	47	44	47	48
15	47	50	50	47	49	50
16	50	53	53	49	52	53

Tabla B5. Tiempos de Arribo Estación 25 a la 30.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 25	Estación 26	Estación 27	Estación 28	Estación 29	Estación 30
1	12	12	12	11	11	12
2	14	15	14	13	14	14
3	17	17	16	15	16	16
4	20	19	20	17	18	18
5	25	21	25	23	24	24
6	21	20	23	20	21	20
7	26	26	27	26	27	26
8	29	29	29	29	30	29
9	32	32	32	32	33	32
10	35	35	34	34	36	34
11	38	37	36	37	39	36
12	41	40	39	40	42	39
13	44	43	41	43	45	41
14	47	46	44	46	48	44
15	50	49	47	49	50	47
16	53	52	50	51	52	50

Tabla B6. Tiempos de Arribo Estación 31 a la 34.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)			
	Estación 31	Estación 32	Estación 33	Estación 34
1	12	11	12	12
2	15	14	15	15
3	17	16	17	17
4	24	18	20	20
5	20	23	25	25
6	27	22	22	22
7	29	28	27	28
8	33	32	29	29
9	35	35	31	31
10	37	36	33	33
11	39	38	36	36
12	41	40	39	39
13	43	43	41	41
14	47	47	44	44
15	49	49	46	46
16	52	52	49	49

B3.2. Tiempos de Arribo (Arrival Times) Estaciones del Sitio 2

Tabla B7. Tiempos de Arribo Estación 1 a la 6.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 1	Estación 2	Estación 3	Estación 4	Estación 5	Estación 6
1	17	17	17	17	17	17
2	19	19	19	19	19	19
3	21	21	21	21	21	21
4	23	23	23	23	23	23
5	25	25	25	25	25	25
6	28	27	27	27	27	28
7	30	29	29	29	31	29
8	32	32	31	31	33	31
9	34	34	33	33	35	33
10	36	36	35	35	37	35
11	38	38	37	37	40	37
12	40	40	40	40	42	39
13	42	43	43	42	43	41
14	44	47	45	44	45	42
15	47	49	46	46	47	43
16	50	51	48	48	49	45

Tabla B8. Tiempos de Arribo Estación 7 a la 12.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 7	Estación 8	Estación 9	Estación 10	Estación 11	Estación 12
1	17	18	15	13	14	16
2	19	20	16	15	16	18
3	21	22	19	17	18	20
4	23	24	21	19	20	22
5	27	27	23	21	22	24
6	28	28	25	23	24	26
7	30	31	27	24	25	28
8	32	33	29	26	28	30
9	34	35	31	28	29	32
10	36	36	32	29	30	34
11	38	38	33	30	31	36
12	40	40	35	31	32	38
13	42	42	37	33	33	40
14	44	44	39	35	35	43
15	46	46	41	36	36	46
16	48	48	43	38	38	49

Tabla B9. Tiempos de Arribo Estación 13 a la 18.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 13	Estación 14	Estación 15	Estación 16	Estación 17	Estación 18
1	16	16	16	12	17	15
2	20	17	18	14	19	17
3	22	20	20	16	21	19
4	24	22	22	18	23	21
5	26	24	24	19	25	23
6	28	26	26	20	27	25
7	30	28	28	23	29	27
8	32	30	30	26	32	30
9	34	32	33	28	34	32
10	36	34	36	30	37	34
11	38	37	39	32	40	36
12	40	39	42	35	44	38
13	43	42	44	38	47	41
14	45	44	46	40	50	43
15	47	46	49	42	53	46
16	48	48	51	44	55	48

Tabla B9. Tiempos de Arribo Estación 19 a la 24.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 19	Estación 20	Estación 21	Estación 22	Estación 23	Estación 24
1	16	17	17	17	16	15
2	18	19	19	19	18	17
3	20	21	21	21	20	19
4	22	23	23	23	22	22
5	24	25	25	26	25	25
6	26	27	28	29	28	28
7	28	30	31	32	31	31
8	30	33	34	35	34	34
9	33	35	37	38	37	37
10	36	37	40	41	40	40
11	39	40	43	43	43	42
12	41	43	46	46	46	44
13	43	46	49	49	48	46
14	46	49	52	52	50	48
15	49	52	55	54	52	50
16	51	55	58	56	55	52

Tabla B9. Tiempos de Arribo Estación 25 a la 30.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)					
	Estación 25	Estación 26	Estación 27	Estación 28	Estación 29	Estación 30
1	16	16	13	15	16	15
2	18	19	15	17	18	17
3	20	22	17	19	20	19
4	22	24	19	21	22	21
5	24	26	21	24	24	23
6	26	28	24	27	26	26
7	29	31	27	30	29	29
8	32	34	30	33	32	32
9	36	37	32	36	35	35
10	38	40	34	39	38	38
11	40	42	36	41	40	40
12	42	44	39	43	42	42
13	44	46	42	45	45	44
14	47	49	45	47	48	47
15	49	51	48	50	51	50
16	51	53	51	52	53	52

Tabla B10. Tiempos de Arribo Estación 31 a la 38.

Canales (Geófonos 4,5 Hz)	Arrival Times (ms)							
	Estación 31	Estación 32	Estación 33	Estación 34	Estación 35	Estación 36	Estación 37	Estación 38
1	16	16	15	15	18	17	15	17
2	18	18	17	17	20	19	17	19
3	20	20	19	19	22	21	19	21
4	22	22	21	21	24	23	21	23
5	24	24	23	23	26	25	23	26
6	26	26	25	25	28	27	25	28
7	29	29	28	27	30	29	27	30
8	32	31	31	29	32	32	29	33
9	35	34	34	32	34	34	32	36
10	38	37	37	35	37	37	35	38
11	40	40	40	38	40	40	38	41
12	42	42	43	41	43	43	40	43
13	44	44	46	44	46	45	43	46
14	47	47	49	47	49	47	46	49
15	50	50	52	50	52	50	49	53
16	52	53	54	53	55	52	53	55