

ANEXOS

Anexo A: Normas Chilenas y Evolución de Espectros.

Evolución Normativa respecto a los suelos de fundación.

En la Norma Nch 433 of.96 mod.09 los suelos se encontraban clasificados en 4 tipos I, II, III y IV, como se puede observar en la Tabla 1, determinados por la velocidad propagación de las ondas de corte, índices de densidad, NSPT, etc. como se muestra en la Tabla 2. A partir de este parámetro junto con otros es posible calcular los espectros de diseño. Sin embargo, en la transición entre el suelo II y el III, se producían discrepancias en los espectros con diferencias muy grandes entre ellos debido a que inexistencia de un tipo de suelo intermedio.

Tabla 1. Definición de Tipos de Suelos de Fundación, Nch 433 of 96.

Tipo de suelo	Descripción
I	<p>Roca: Material natural, con velocidad de propagación de ondas de corte in-situ igual o mayor que 900 m/s, o bien, resistencia de la compresión uniaxial de probetas intactas (sin fisuras) igual o mayor que 10 MPa y R_{QD} igual o mayor que 50%.</p>
II	<p>a) Suelo con v_s igual o mayor que 400 m/s en los 10 m superiores, y creciente con la profundidad; o bien,</p> <p>b) Grava densa, con peso unitario seco γ_d igual o mayor que 20 kN/m³, o índice de densidad $ID(DR)$ (densidad relativa) igual o mayor que 75%, o grado de compactación mayor que 95% del valor Proctor Modificado; o bien</p> <p>c) Arena densa, con $ID(DR)$ mayor que 75%, o Índice de Penetración Estándar N mayor que 40 (normalizado a la presión efectiva de sobrecarga de 0,10 MPa), o grado de compactación superior al 95% del valor Proctor Modificado; o bien,</p> <p>d) Suelo cohesivo duro, con resistencia al corte no drenado s_u igual o mayor que 0,10 MPa (resistencia a la compresión simple q_u igual o mayor que 0,20 MPa) en probetas sin fisuras.</p> <p>En todo los casos, las condiciones indicadas se deben cumplir independientemente de la posición del nivel freático y el espesor mínimo del estrato debe ser 20 m. Si el espesor sobre la roca es menor que 20 m, el suelo se debe clasificar como tipo I.</p>
III	<p>a) Arena permanentemente no saturada, con $ID(DR)$ entre 55 y 75%, o N mayor que 20 (sin normalizar a la presión efectiva de sobrecarga de 0,10 MPa); o bien,</p> <p>b) Grava o arena no saturada, con grado de compactación menor que el 95% del valor Proctor Modificado; o bien,</p> <p>c) Suelo cohesivo con s_u comprendido entre 0,025 y 0,10 MPa (q_u entre 0,05 y 0,20 MPa) independientemente del nivel freático; o bien,</p> <p>d) Arena saturada con N comprendido entre 20 y 40 (normalizado a la presión efectiva de sobrecarga de 0,10 MPa).</p> <p>Espesor mínimo del estrato: 10 m. Si el espesor del estrato sobre la roca o sobre suelo correspondiente al tipo II es menor que 10 m, el suelo se debe clasificar como tipo II.</p>
IV	<p>Suelo cohesivo saturado con s_u igual o menor que 0,025 MPa (q_u igual o menor que 0,050 MPa).</p> <p>Espesor mínimo del estrato: 10 m. Si el espesor del estrato sobre suelo correspondiente a algunos de los tipos I, II o III es menor que 10 m, el suelo se debe clasificar como tipo III.</p>

Tabla 2. Resumen de parámetros de clasificación de suelos Nch 433 of. 96.

Tipo de Suelo	Descripción Geotécnica	Vs (m/s)	RQD (%)	qu (Mpa)	Su (Mpa)	yt (T/m3)	Dr (%)	GC (%)	N1 (golpes/pie)
I	Roca	≥ 900	≥ 50	≥ 10					
II	Suelo en los 10 m. sup. y creciente	≥ 400							
	Grava Densa					2.0	≥ 75	≥ 95	
	Arena Densa						≥ 75	≥ 95	≥ 40
	Suelo Cohesivo Duro			≥ 0.2	≥ 0.1				
III	Arena No Saturada						55-75		≥ 20 (*)
	Grava o Arena N.S							< 95	
	Suelo Cohesivo			0.05-0.2	0.025-0.1				
	Arena Saturada								20-40
IV	Suelo Cohesivo Sat			≤ 0.05	≤ 0.025				

Donde:

Vs: Velocidad de propagación de las ondas de corte.

RQD: “Rock Quality Designation” de acuerdo con la Norma ASTM D 6032 “Standard Test Method for Determining Rock Quality Designation of Rock Core”.

qu: Resistencia a la compresión simple del suelo.

Su: Resistencia al corte no-drenada del suelo.

yt: Peso unitario seco del suelo.

Dr: Densidad relativa del suelo.

GC: Grado de compactación respecto al Proctor Modificado.

N1: Nspt normalizado a una presión de confinamiento de 0.1 Mpa. Aplicable solo a suelos que clasifican como arenas.

Sin embargo, posteriormente al terremoto del 27 de Febrero del 2010, el 5 de Noviembre del mismo año se promulgó el Decreto Supremo N°117 (DS N°117), el cual introdujo modificaciones a la Norma Nch 433 of.96 mod.09, entre los cuales destacan las deformaciones sísmicas, nuevo espectro de diseño, etc. Además se propuso una nueva clasificación de suelos, donde se agrego un tipo de suelo V para calificar a los suelos especiales.

Para que un determinado tipo de suelo sea clasificado como tal, se debe verificar que cumpla con las propiedades que exige el decreto y que se muestran en la Tabla 3. Se deben cumplir los requisitos que correspondan para que el suelo en estudio pueda ser clasificado en alguna de estas categorías.

Tabla 3. Resumen de parámetros de clasificación de suelos DS N° 117.

Tipo de Suelo		Vs (m/s)	RQD (%)	qu (Mpa)	N1 (golpes/pie)	Su (Mpa)
I	Roca y suelo cementado no soluble en agua	≥ 900	≥ 50	≥ 10 (Equ<2%)		
II	Roca blanda o suelo muy denso o muy firme	≥ 500		≥ 0.4 (Equ<2%)	≥ 50	
III	Suelo medianamente denso o firme	≥ 180			≥ 30	≥ 0.05
IV	Suelo suelto o blando	< 180			≥ 20	
V	Suelos Especiales					

En esta nueva clasificación de suelos, tomó mayor importancia el valor de la velocidad de propagación de las ondas de corte a los 30 metros (Vs30), además dejó de tomarse en cuenta parámetros como el peso unitario seco, la densidad relativa y el grado de compactación del suelo. De acuerdo a este Decreto, para que un suelo sea clasificado debía verificarse que cumpla con todos parámetros según corresponda.

Con el cambio del Decreto Supremo N°117, en la práctica, al ensayar diferentes suelos prácticamente ningún suelo calificó como suelo II, por lo que la mayoría de estos calificaban como suelo III. Por esta razón, este Decreto no corrigió el problema que existía con la Nch 433 of.96 mod.09 con los suelos tipo II y III.

En Noviembre del 2011, se promulgó una nueva modificación a la norma Nch 433 of.96 mod.09, esta vez con el Decreto Supremo N°61. Este documento, de manera similar al anterior introdujo nuevas disposiciones de diseño, sin embargo, corrigió la incongruencia de la Norma al proponer nuevamente una clasificación de suelos, esta vez denotados con las letras A, B, C, D y E, donde el suelo tipo A corresponde al de mejor comportamiento (roca) hasta el tipo E, siendo este el de mayor exigencia sísmica. La novedad es la incorporación un suelo intermedio entre el tipo II y III correspondiente al suelo tipo C, como se observa en la Tabla 4. Esta nueva clasificación se basa en la rigidez a bajas deformaciones de los estratos a los 30 m. superiores del terreno la cual está relacionada directamente con la velocidad de las ondas de corte a esa profundidad.

Tabla 4. Resumen de parámetros de clasificación de suelos DS N° 61.

Tipo de Suelo		Vs (m/s)	RQD (%)	qu (Mpa)	N1 (golpes/pie)	Su (Mpa)
A	Roca , suelo cementado	≥ 900	≥ 50	≥ 10 (E _{qu} ≤2%)		
B	Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o muy firme	≥ 500		≥ 0.4 (E _{qu} ≤2%)	≥ 50	
C	Suelo denso o firme	≥ 350		≥ 0.3 (E _{qu} ≤2%)	≥ 40	
D	Suelo medianamente denso o firme	≥ 180			≥ 30	≥ 0.05
E	Suelo de compacidad o consistencia mediana	< 180			≥ 20	< 0.05
F	Suelos Especiales	*	*	*	*	*

El cambio de nomenclatura de letras a números se realizo para uniformizar con las normas internacionales y que pueda existir cierta correlación entre los suelos nacionales y los internacionales.

Con la aplicación de este Decreto, para que un suelo sea clasificado dentro de una de estas categorías, es obligatorio que las muestras de suelo cumplan con todos los requerimientos correspondientes. De cumplir con sólo uno de los parámetros o la imposibilidad de realizar

uno de ellos, el suelo se clasifica directamente como el tipo suelo siguiente más desfavorable, respecto al único parámetro conocido.

En la Figura 1a se puede observar el espectro de respuesta de la Norma Nch 433 of. 1996, mientras que en la Figura 1b se aprecia el de DS N° 61, ambas con $A_0=0.4g$ e $I=1.0$. Se aprecia que los 2 primeros tipos de suelo no varían en demasía entre sí, como se puede demostrar de mejor forma en la Figura 2 y en la Figura 3, sin embargo, el suelo C es efectivamente un suelo intermedio entre el suelo III y IV como se observa de manera más clara en la Figura 4. Otra diferencia significativa es el que ocurre entre el suelo IV y el D, donde este último posee pseudo-aceleraciones considerablemente más altas que el suelo IV hasta aproximadamente un periodo $T=1.0$ s, lo que se muestra en la Figura 5. Además, esta nueva clasificación ajusta de mejor forma la inconsistencia que existía en la norma anterior con los suelos I y II que a partir del período de 1.2 s, estos suelos se invierten, quedando el suelo I con mayores pseudo-aceleraciones que el suelo II. En el nuevo DS N° 61 este conflicto se corrige hasta un periodo de 2 s, luego sigue existiendo esta inconsistencia, pero esos periodos ya no se presentan en estructuras comunes por lo que se puede despreciar este problema.

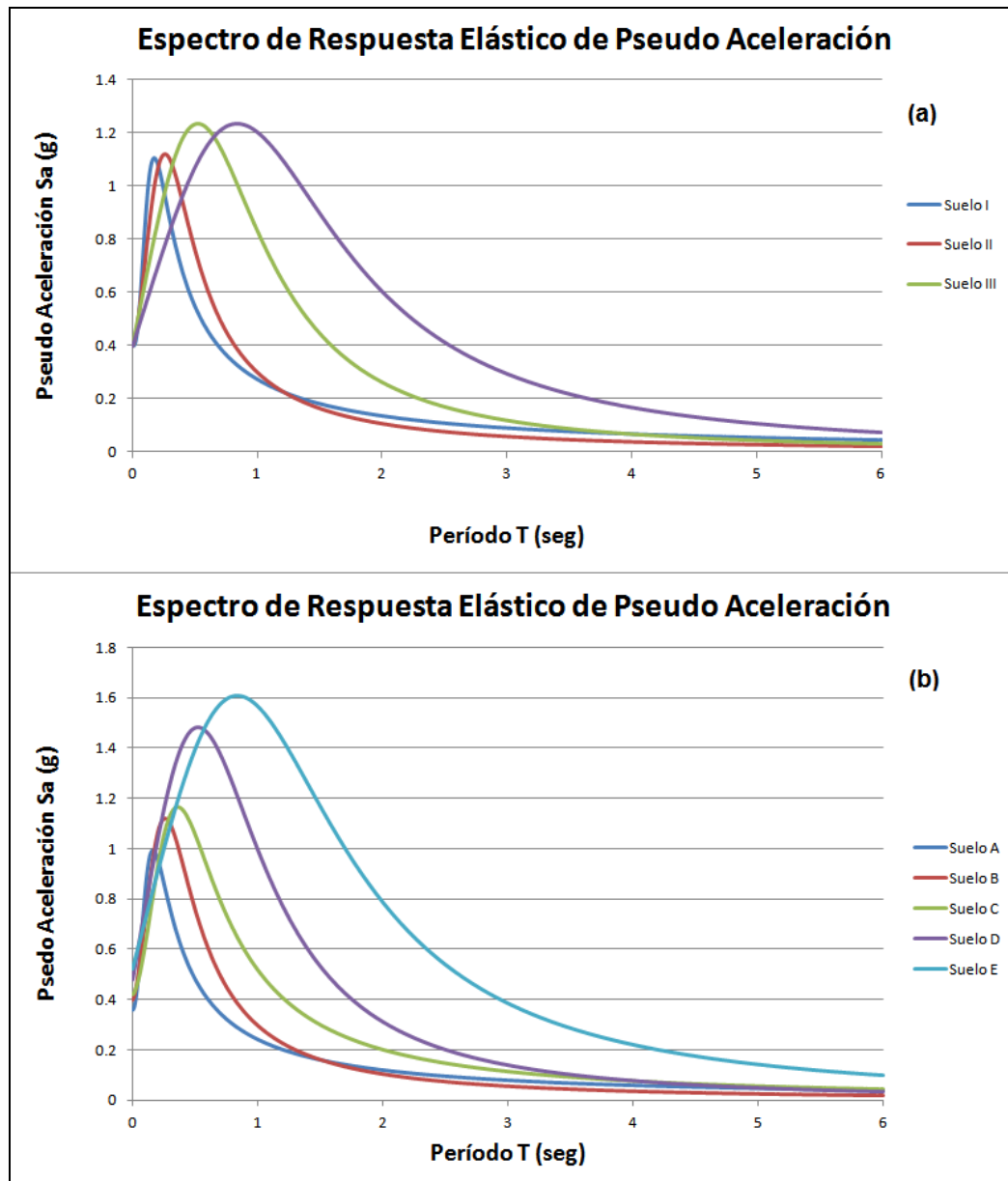


Figura 1. Comparación Espectro de respuesta de Pseudo-Aceleración entre Nch 433 of. 1996 (a) y Decreto Supremo N° 61 (b).

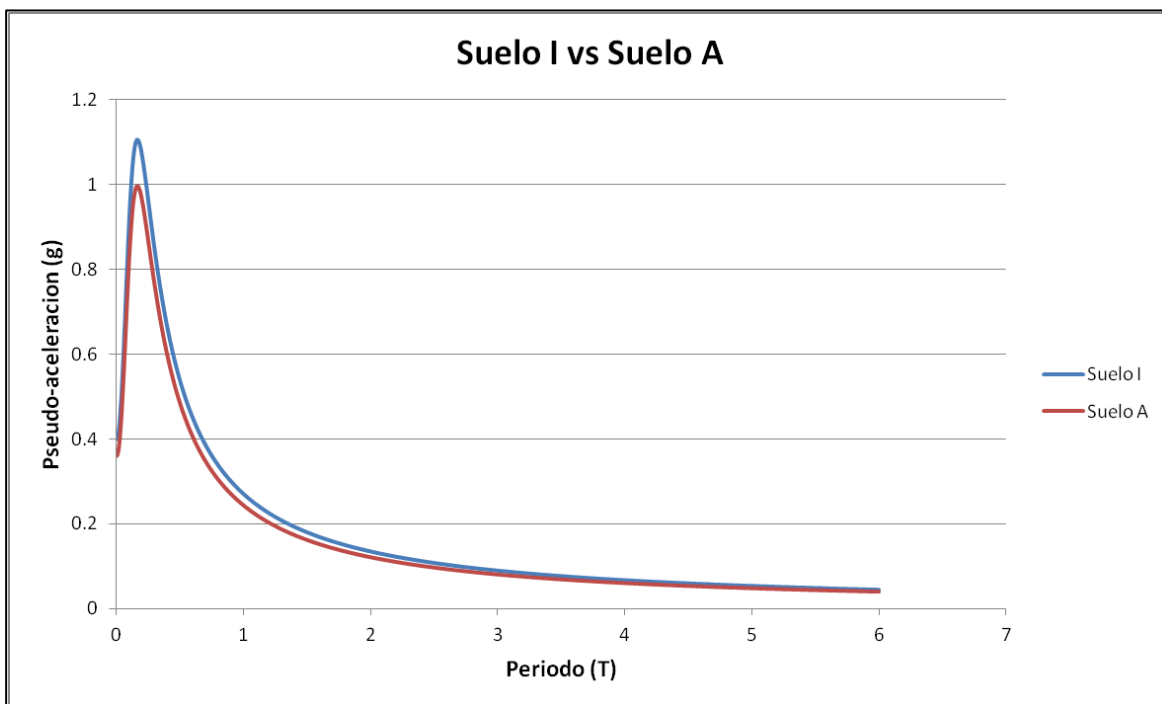


Figura 2. Comparación Suelo I (Nch 433 of.96) vs. Suelo A (DS N° 61).

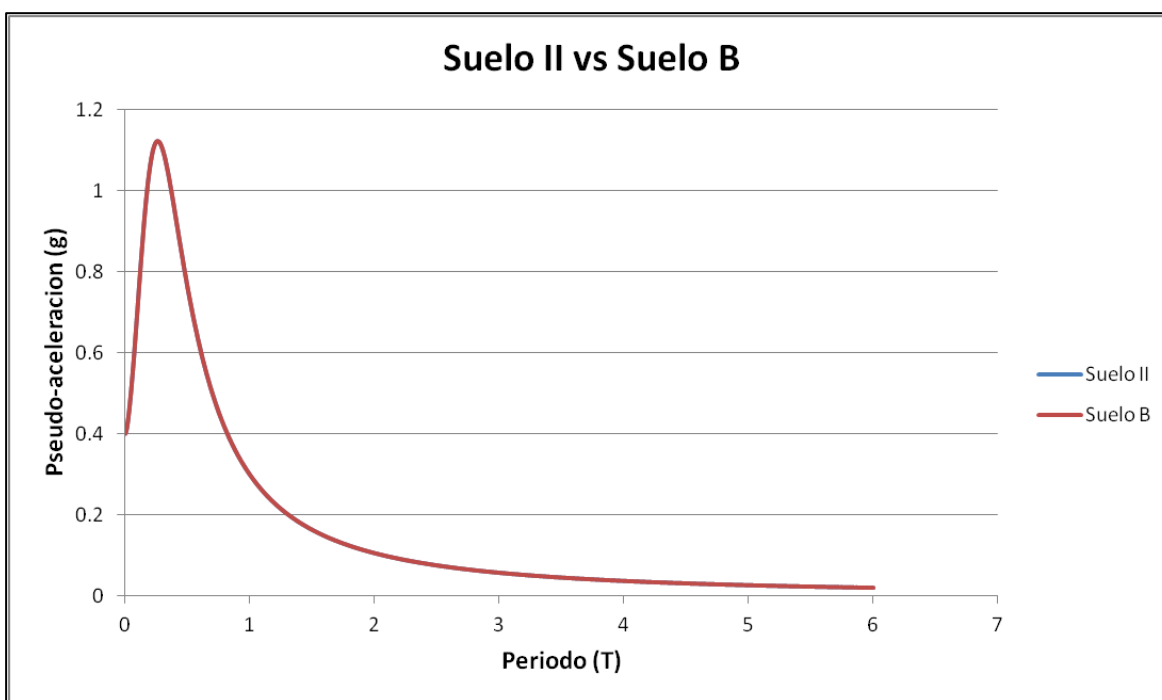


Figura 3. Comparación Suelo II (Nch 433 of.96) vs. Suelo B (DS N° 61).

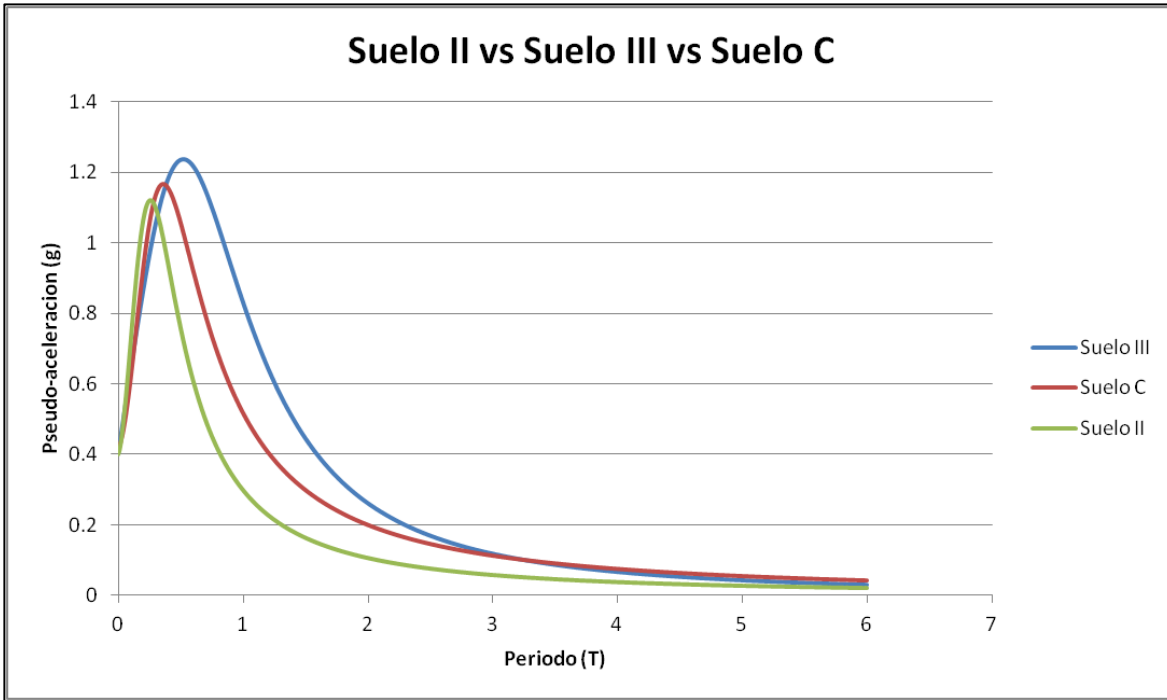


Figura 4. Comparación Suelo II (Nch 433 of.96) y Suelo III (Nch 433 of.96) vs. Suelo B (DS N° 61).

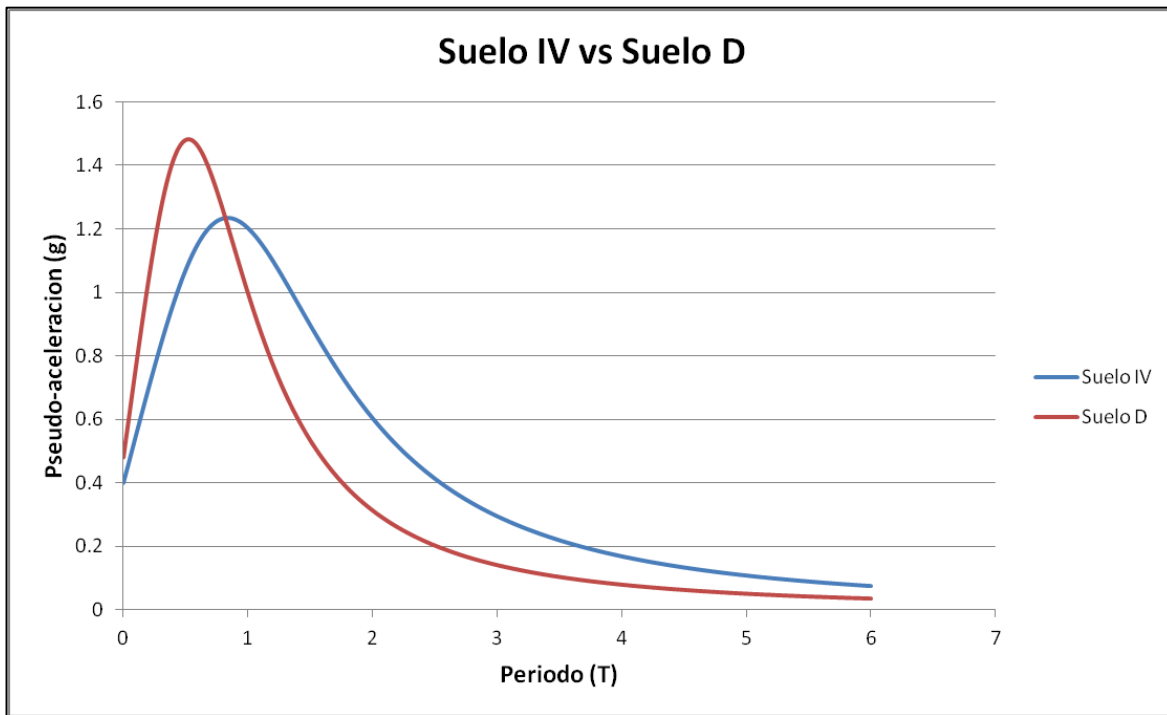


Figura 5. Comparación Suelo IV (Nch 433 of.96) vs. Suelo D (DS N° 61).

Ondas Sísmicas

Durante un movimiento sísmico, parte de la energía liberada es transmitida en forma de ondas que viajan en el suelo, estas generan movimiento al perturbar el medio donde viajan. Estas ondas se clasifican principalmente por la profundidad donde actúan, por lo que existen 2 tipos: las ondas sísmicas internas o corporales y las superficiales, las que se explican a continuación:

Ondas internas: también llamadas corporales o de cuerpo, estas ondas corresponden a las que viajan al interior de la tierra, por esta razón son menos destructivas que las superficiales. Similarmente a la refracción de la luz, estas ondas tienden a seguir trayectorias curvas debido a la diferencias en la densidad y composición del interior de la Tierra. Este tipo de onda a su vez se divide en 2 categorías: las ondas primarias P y las ondas secundarias S.

- Ondas P (Primarias): Reciben este nombre por que viajan a mayor velocidad que las secundarias S aproximadamente a 5 km/seg. Se mueven longitudinalmente, como se observa en la Figura 2, modificando el volumen del material al comprimir y dilatar la roca. Por su forma de movimiento, puede viajar tanto en medios sólidos como fluidos.
- Ondas S (Secundarias): En contraparte a las ondas P, estas viajan alrededor de 58 % más lento que las anteriores. Las ondas S se mueven transversalmente respecto a su dirección de propagación, produciendo cambios de forma del material. Al ser ondas de corte, no se pueden propagar en fluidos ya que estos no soportan esfuerzos de corte. Tienen mayor amplitud que las ondas P por lo que se sienten más fuerte que estas.

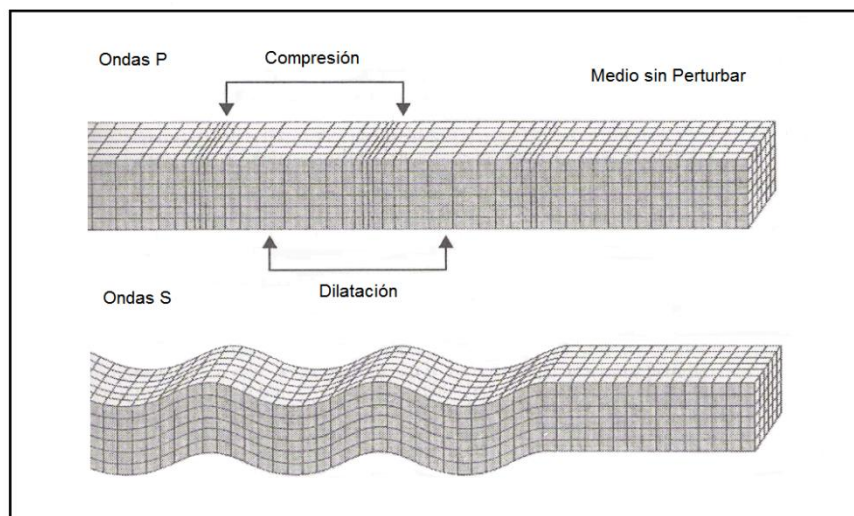


Figura 6. Ondas Internas.

Ondas superficiales: Corresponden a las ondas apreciables cerca de la superficie, ósea en las interfaces de la Tierra. Existen 2 tipos de estas ondas; las ondas Love y las Rayleigh, llamadas así por sus respectivos investigadores.

- Ondas Love: Las partículas del suelo se mueven perpendicularmente respecto a la dirección de propagación, similarmente a las ondas S, pero en el plano de la superficie terrestre, como se puede observar en la Figura 3. Se propagan a mayor velocidad que las Rayleigh.
- Ondas Rayleigh: También llamadas ground roll, en este caso, las partículas se desplazan mediante una trayectoria elíptica retrograda en el plano vertical del medio de propagación, teniendo así bajas velocidades, bajas frecuencias y gran amplitud. En la Figura 4 se puede ver de manera más clara el movimiento que involucra a las partículas con respecto a la propagación de la onda. Está demostrado que $2/3$ de la energía liberada durante un sismo corresponden a estas ondas, por lo tanto son las principales ondas que son percibidas durante un terremoto y además son las más peligrosas para las fundaciones que pueden producir daños considerables a las estructuras, incluso pudiendo entrar en resonancia con algunas edificaciones.

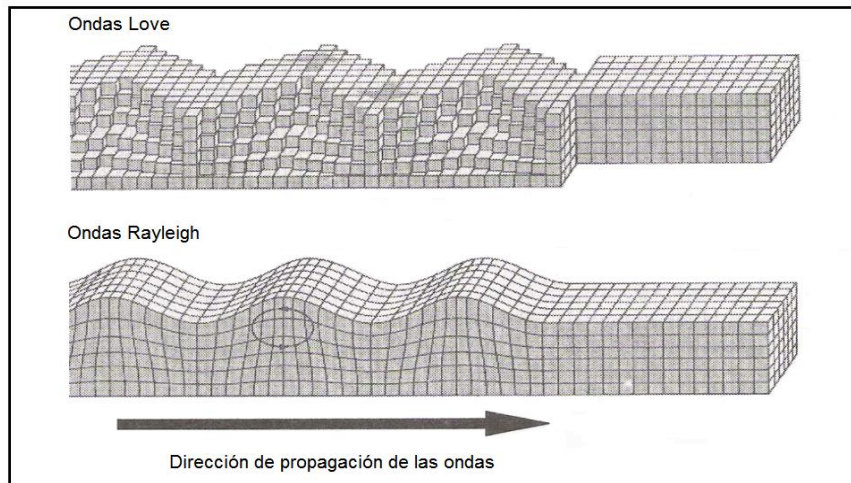


Figura 7. Ondas Superficiales.

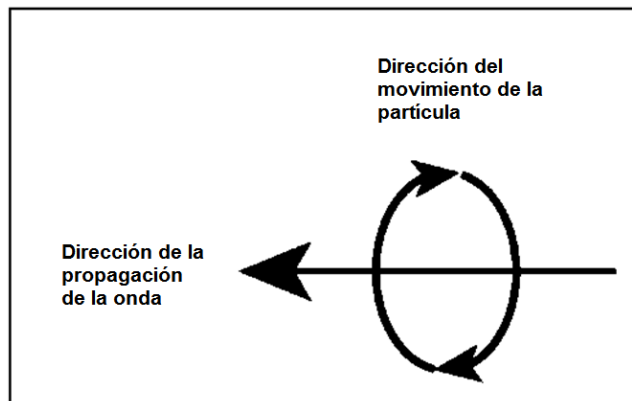


Figura 8. Esquema de movimiento de las ondas Rayleigh.

La amplitud del movimiento de las ondas de Rayleigh disminuyen de forma exponencial con la profundidad en la cual se están propagando, además se invierte en sentido de la rotación de las partículas, por lo que aparecen nodos donde no se presenta movimiento, seguidos por oscilaciones de modos superiores (Lay, 1995).

Métodos de medición de ondas.

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

Métodos activos: Estos métodos registran las ondas superficiales producidas por una fuente impulsiva (como la caída de una masa o el golpe de un martillo) o una fuente oscilatoria con movimiento vertical armónico. La respuesta de la propagación de las ondas es registrada por un arreglo de receptores (geófonos) lineales para luego determinar la velocidad de fase mediante un análisis espectral. Entre los métodos más usados se encuentran:

Spectral Analysis of Surface Wave (SASW): Este método utiliza una fuente de energía sísmica repetidas veces registrada por un par de receptores (geófonos) de 1 Hz separados entre sí a 1 m hasta 500 m (Linares, 2005), como se observa en la Figura 5. Luego del proceso de análisis, se obtiene la curva de dispersión para el dominio de la frecuencia, calculando la diferencia de fase entre los receptores (Park et al, 1999).

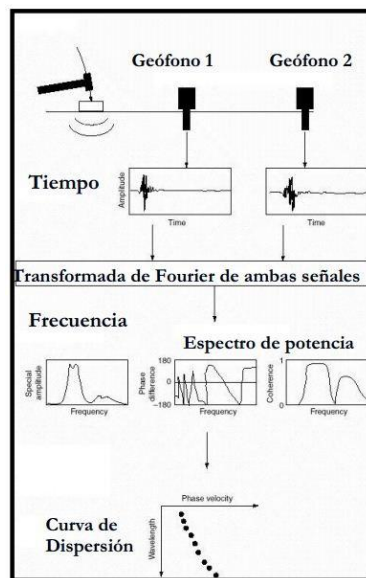


Figura 9. Esquema método SASW

Multichannel Analysis of Surface Wave (MASW): En este caso, la fuente generadora de las perturbaciones corresponde a una fuente impulsiva como el golpe de un martillo en el suelo. Como dice su nombre, el arreglo de geófonos es de múltiples canales con al menos 12 geófonos (Roma, 2006), estos se disponen linealmente, equidistantes entre ellos en distancias cortas (1-2 m) y largas (50-100 m) (Linares, 2005). En la Figura 6 se muestra esquemáticamente el tipo de medición. Similarmente al método SASW, se obtiene la curva de dispersión de las ondas superficiales (Rayleigh) permitiendo identificar y rechazar modos de la onda, así como otros ruidos del registro.

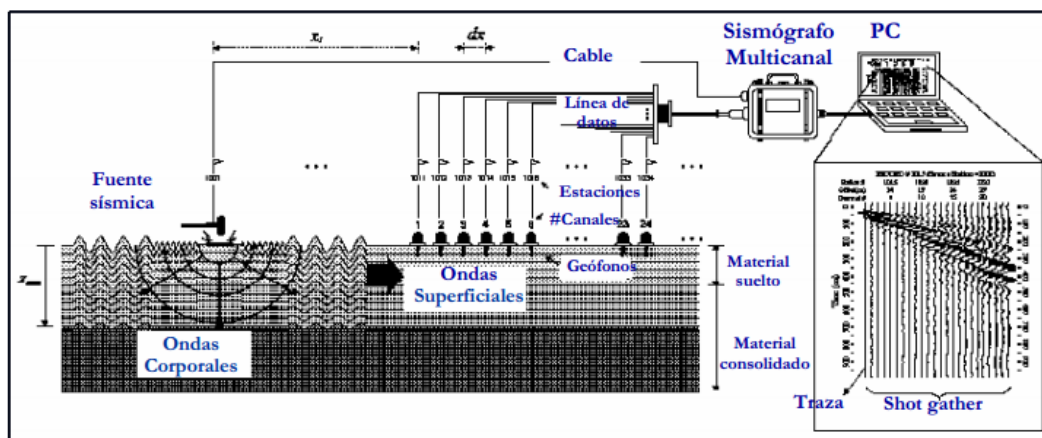


Figura 10. Esquema método MASW.

Métodos Pasivos: Corresponden a técnicas de medición de ondas superficiales donde la fuente perturbadora es el ruido ambiental o microtremores, por lo tanto no requiere ninguna fuente adicional. El arreglo de los instrumentos o geófonos puede ser unidimensional como bidimensional para registrar la componente vertical o bien en tres componentes. Luego de la recopilación de datos en terreno también se procesa la información para obtener las curvas de dispersión características e invertirlas para la generar el perfil de ondas de corte. La técnica de medición más conocida es la de Nakamura:

Nakamura (H/V): Técnica que registra el ruido ambiental mediante receptores triaxiales. Esta medición está basada en la suposición de que el cociente espectral entre las componentes horizontales y verticales es una aproximación de la función de transferencia

de los suelos (Cuadra, 2007), estimando el período fundamental y el factor de amplificación de un depósito de suelo.

Métodos híbridos: Como lo expresa su nombre, este tipo de técnica combina los métodos pasivos y activos, registrando las ondas superficiales originadas por fuentes impulsivas u oscilatorias junto con el ruido ambiental. El método usado en este caso es el ReMi.

Análisis de Microtremores, Refraction Microtremor (ReMi): Esta técnica utiliza la fuente pasiva de los microtremores y además se complementa con una fuente activa en zonas de bajo ruido ambiental. Dependiendo de las propiedades de los estratos de suelo, se puede determinar la velocidad de las ondas de corte a una profundidad de 40 m. hasta 100 m.

Todos estos métodos de medición de ondas superficiales deben disponer de un sismógrafo que recibe las señales captadas por los geófonos en el arreglo. Posteriormente estas señales pueden ser analizadas por el software respectivo para la determinación del perfil de ondas de corte entre otros parámetros.

Ventajas del método MASW.

El método MASW ha ganado mucha aceptación y popularidad entre los ingenieros geotécnicos y geofísicos gracias a las múltiples virtudes de este método en relación a otros similares. En ellas destacan:

- Es una técnica no invasiva, por lo que evita la realización de perforaciones como sondajes.
- Por el mismo argumento anterior, no conlleva a daños a las condiciones de lugar en estudio ni a estructuras cercanas, como a viviendas, caminos, etc.
- Rápido y fácil de ejecutar y de elaborar datos para generar el perfil de velocidad de las ondas de corte V_s hasta 30 metros de profundidad.
- El equipo necesario para ejecutar las pruebas es de fácil transporte.
- Buena relación precio/calidad.

- Posee múltiples usos como localizar estructuras enterradas en el suelo, además para detectar y crear imágenes de cavidades subterráneas. Se ha estudiado además para evaluar la condición de muros de albañilería e identificar secciones débiles considerando parámetros de esfuerzos de onda. (Cascante et al. 2009)

Desventajas del método MASW

Más que desventajas, el método MASW posee algunas limitaciones respecto a otros métodos, los cuales, para efectos de medición superficial de la velocidad de las ondas de corte no es necesariamente mejor o peor. Por ejemplo, debido a la fuente activa de generación de ondas, estas viajan a frecuencias más altas en relación a los métodos pasivos, por lo que las ondas penetran menores profundidades, sin embargo no tiene problemas en proveer información de profundidades de 30 m. o más. Cabe destacar que a frecuencias bajas de propagación de ondas, se pueden alcanzar profundidades de más de 100 m.

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 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.

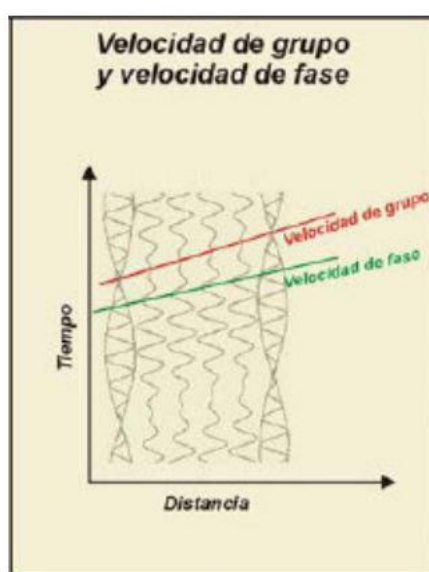


Figura 11. Velocidad de grupo y de fase.

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 atenuantes, 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.

Curvas de Dispersión

Relación profundidad respecto a la frecuencia (o longitud de onda).

Se sabe que:

$$f = \frac{1}{T} \quad \text{Ec. 1.}$$

$$vf = \lambda * f \quad \text{Ec. 2.}$$

Se tiene que la frecuencia natural de vibración expresa como la fórmula que se muestra:

$$\omega n = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f \quad \text{Ec. 3}$$

Respecto a la amplitud, esta disminuye exponencialmente en función de la profundidad, como se presenta a continuación:

$$A = A_0 * e^{-\alpha \omega z} \quad \text{Ec. 4.}$$

Luego factorizando por 1/e, el máximo disminuye aproximadamente un 40%, lo cual sucede cuando el exponente vale 1, por lo tanto, reemplazando en la ecuación anterior se tiene:

$$\alpha \omega z = 1$$

$$\frac{2 * \pi * vf * \alpha * z}{\lambda} = 1$$

Despejando la profundidad z , se obtiene:

$$z = \frac{\lambda}{2 * \pi * v f * \alpha} \quad \text{Ec. 5}$$

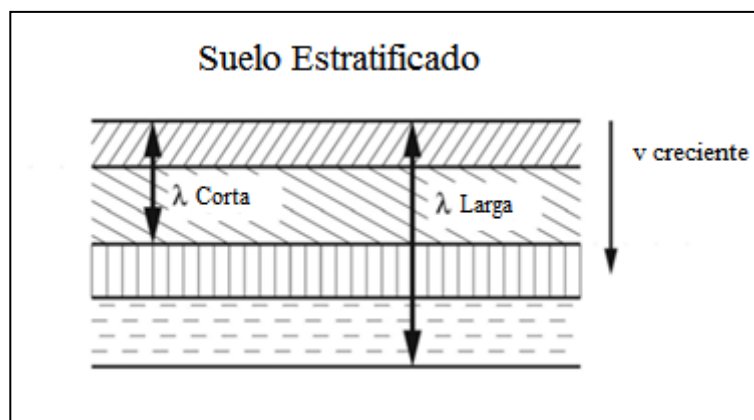


Figura 12. Relación entre longitud de onda respecto a la profundidad de penetración.

Obtención de la curva de dispersión experimental.

Como se ha mencionado anteriormente, las ondas de Rayleigh tienen un comportamiento dispersivo en desplazarse a través del medio de propagación, en este caso, el suelo. Por esta razón, que 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 de 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 los 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 $V(\omega, \phi)$ 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 , traduciéndose en la obtención de modos superiores al fundamental.

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.

Inversión de la curva de dispersión: Modelado de las ondas de corte.

Para este paso, existen dos técnicas para invertir la curva de dispersión aparente seleccionada anteriormente, el método de inversión generalizada y Montecarlo o inversión aleatoria. El primer método calcula una solución analítica luego del previo conocimiento de varios parámetros del suelo, como el peso específico del suelo, módulo de poisson, densidad, entre otros. En cambio, la inversión de Montecarlo considera inversiones aproximadas e itera hasta obtener el menor error. Este es el método usado por los softwares en la actualidad ya que los computadores son capaces de realizar estos cálculos reiteradamente, además de que las posibilidades de que el resultado no pueda converger son mínimas. (Khareshi et al. 2010). El resultado es el modelo de la onda que se traduce en el perfil de velocidad de las ondas respecto a la profundidad del terreno.

El proceso consiste en crear un perfil de velocidad de ondas de corte para comparar la diferencia que hay entre la curva de dispersión de dicho perfil con la curva obtenida con la medición en terreno. El objetivo de esto es que la curva de dispersión teórica sea lo más parecida posible a la experimental, es decir, se minimiza la diferencia obteniéndose el perfil de velocidad de ondas de corte del subsuelo del sitio.

Como primer paso es necesario definir el modelo preliminar de terreno, donde los parámetros a definir son:

- Número de estratos
- Espesor mínimo del estudio
- Espesor inicial del estudio
- Espesor máximo del estudio
- Peso por unidad de volumen
- Peso saturado por unidad de volumen
- Presencia de nivel freático
- Coeficiente de Poisson
- Velocidad mínima de onda admisible en el estrato

- Velocidad inicial de onda
- Velocidad máxima de onda admisible en el estrato.

Sin embargo, el software ingresa por defecto valores típicos de estos parámetros, que no afectan significativamente al valor final de V_{s30} . De hecho, está comprobado que a grandes cambios en el módulo de Poisson y la densidad (que son los más influyentes), las velocidades de corte modeladas sólo varía en un rango de un 10%. (Louie, 2001). De todas formas, se pueden cambiar por el usuario.

Matemáticamente, se puede escribir la relación entre la matriz de velocidad de fase con la de velocidad de onda de corte de la siguiente manera:

$$x = G^{-1} * f \quad \text{Ec. 10}$$

Donde G es la matriz del modelo.

Asumiendo que la variación de la velocidad de fase y de las ondas de corte es proporcional entre sí, la expresión anterior se puede escribir de esta forma:

$$\Delta x = G^{-1} * \Delta f \quad \text{Ec. 11}$$

Tomando una función $f(x)$, diferenciable entre los puntos x y $x+dx$, se tiene que Δf se puede expresar como:

$$\Delta f = f(x + \delta x) - f(x) \quad \text{Ec. 12}$$

Luego, la ecuación se reescribe de la siguiente manera:

$$G^{-1} = \frac{\Delta x}{f(x + \delta x) - f(x)} \quad \text{Ec. 13}$$

Posteriormente, aplicando una aproximación de mínimos cuadrados, la expresión se puede calcular como:

$$G^{-1} = -[A^T * A + \lambda * I] * A^T \quad \text{Ec. 14}$$

Donde:

A : Matriz Jacobiana que contiene las derivadas parciales de Δf respecto a Δx

λ : Valores propios de la matriz $A^T * A$.

I : Matriz Identidad.

Cálculo del Vs30.

La determinación del Vs30 luego de una medición in-situ generalmente la realiza un software de manera automatizada, sin embargo es sencillo su cálculo y al conocerlo se entiende lo que representa el valor obtenido. Luego del análisis de los datos, se genera un modelo del suelo en estudio, donde se determina la cantidad de estratos, además del espesor y la velocidad de cada uno de estos. Con esta información, se aplica la Fórmula. que aparece en el DS N° 61 y se consigue un único valor correspondiente al Vs30.

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{si} - 1}} \quad \text{Ec. 15}$$

Donde:

h_i : espesor del i-estrato en m.

V_{si} : velocidad de onda de corte del i-estrato en m/s.

n : número de estratos hasta alcanzar los 30 metros.

Por lo tanto, se deduce de la fórmula que el resultado de Vs30 corresponde a un promedio ponderado de los primeros 30 metros bajo el sello de fundación de la velocidad de cada estrato, donde claramente un estrato de mayor espesor tiene mayor influencia en el resultado que los estratos de menor espesor.

Anexo B: Mediciones de Prueba.

Prueba 1. Depto. Ingeniería Civil, Universidad del Bío-Bío.



Figura 1. Disposición medición, Depto. Ingeniería Civil, Universidad del Bío-Bío.

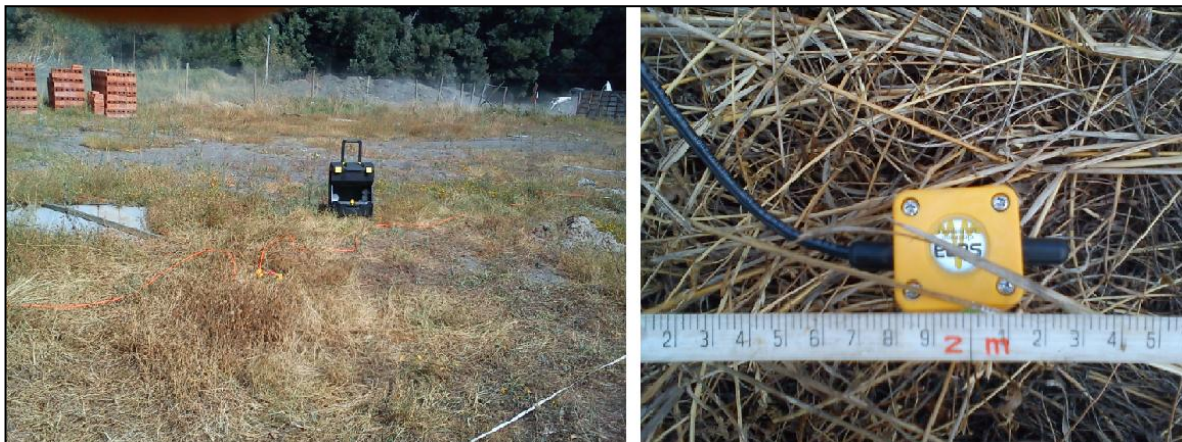


Figura 2. Fotos Ensayo in situ, Medición 1. Depto. Ingeniería Civil.

Medición 1.
Espaciamiento de 2 m.

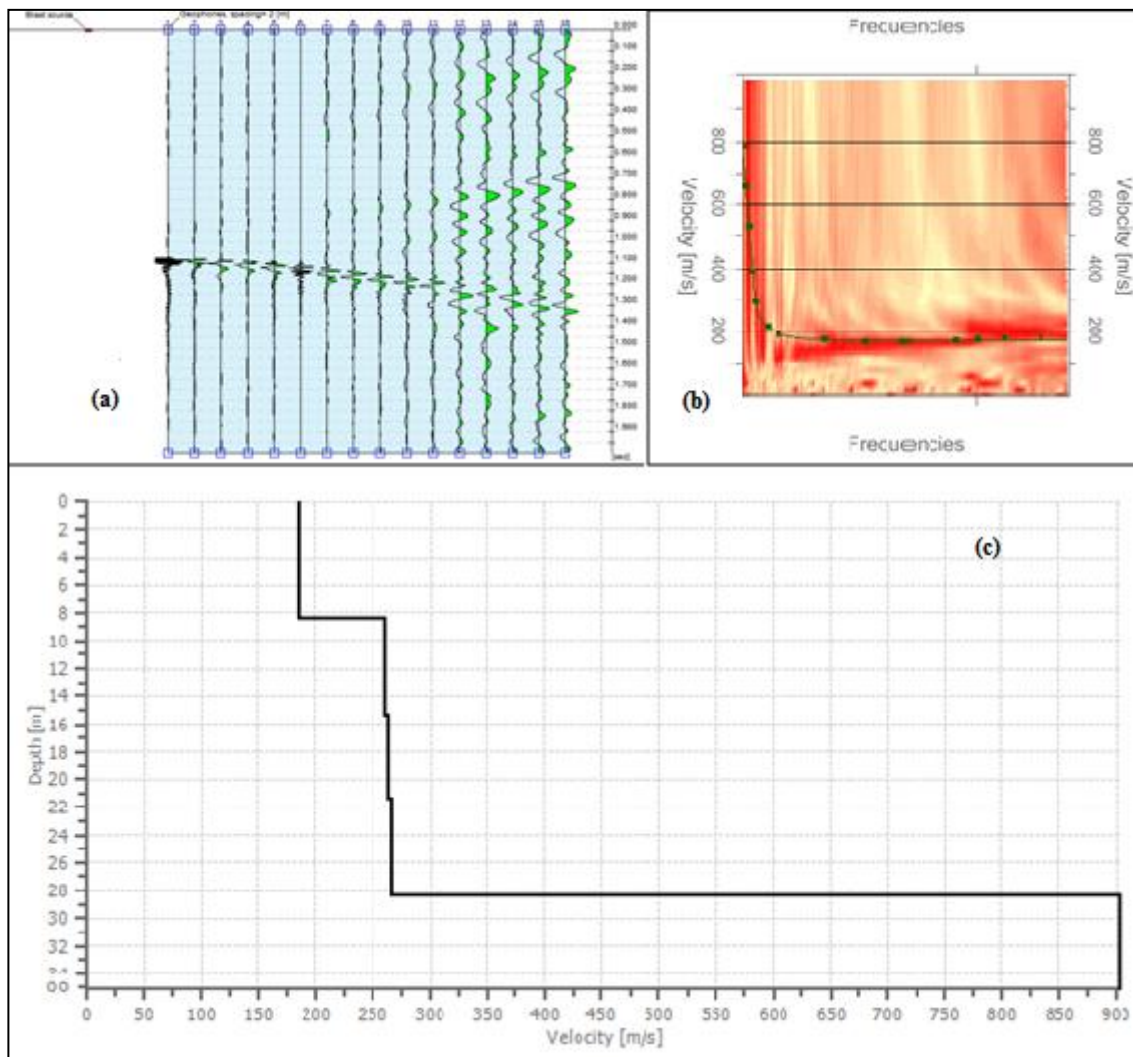


Figura 3. Medición 1, Ensayo 1, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

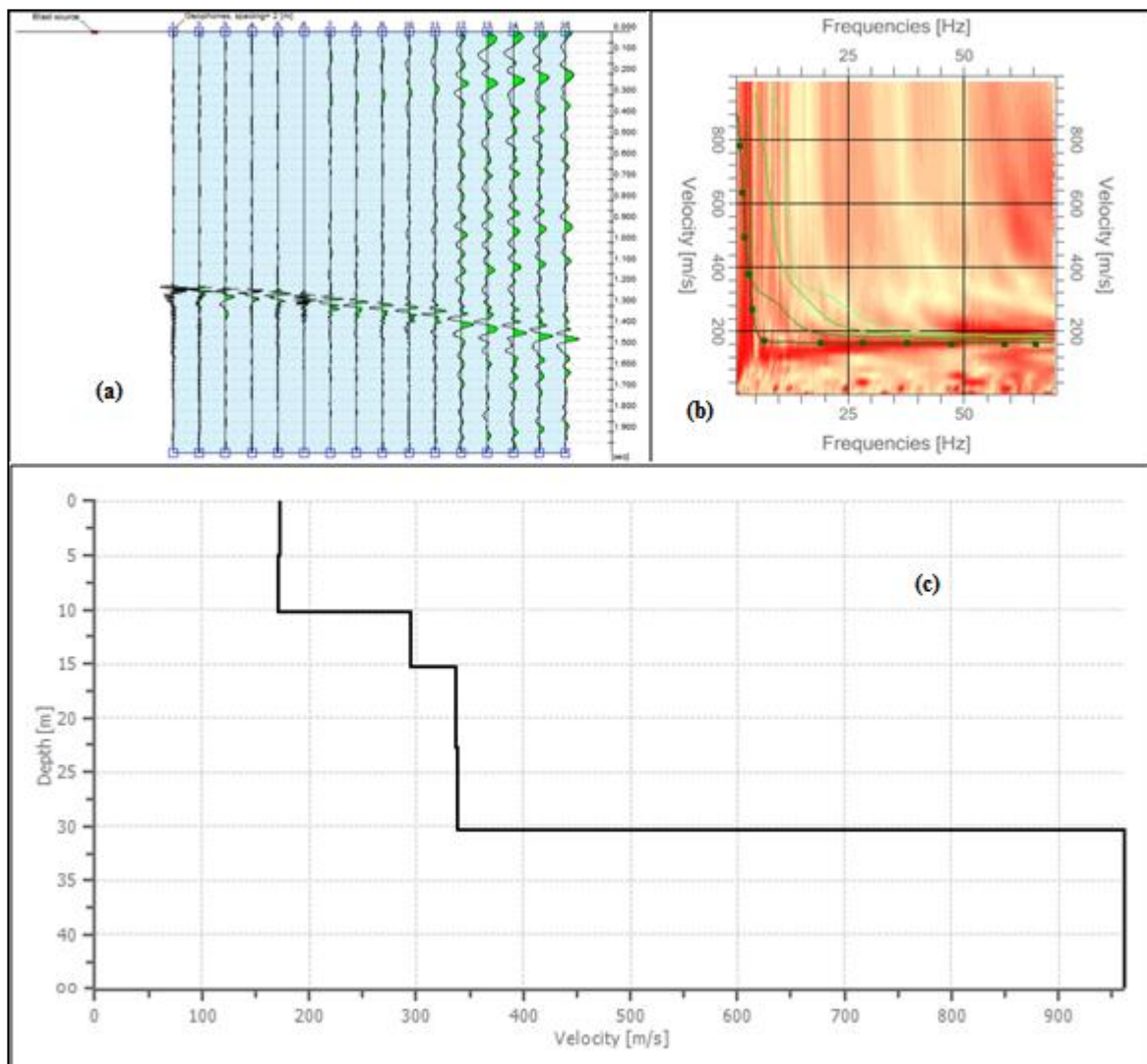


Figura 4. Medición 1, Ensayo 2, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Espaciamiento de 3 m.

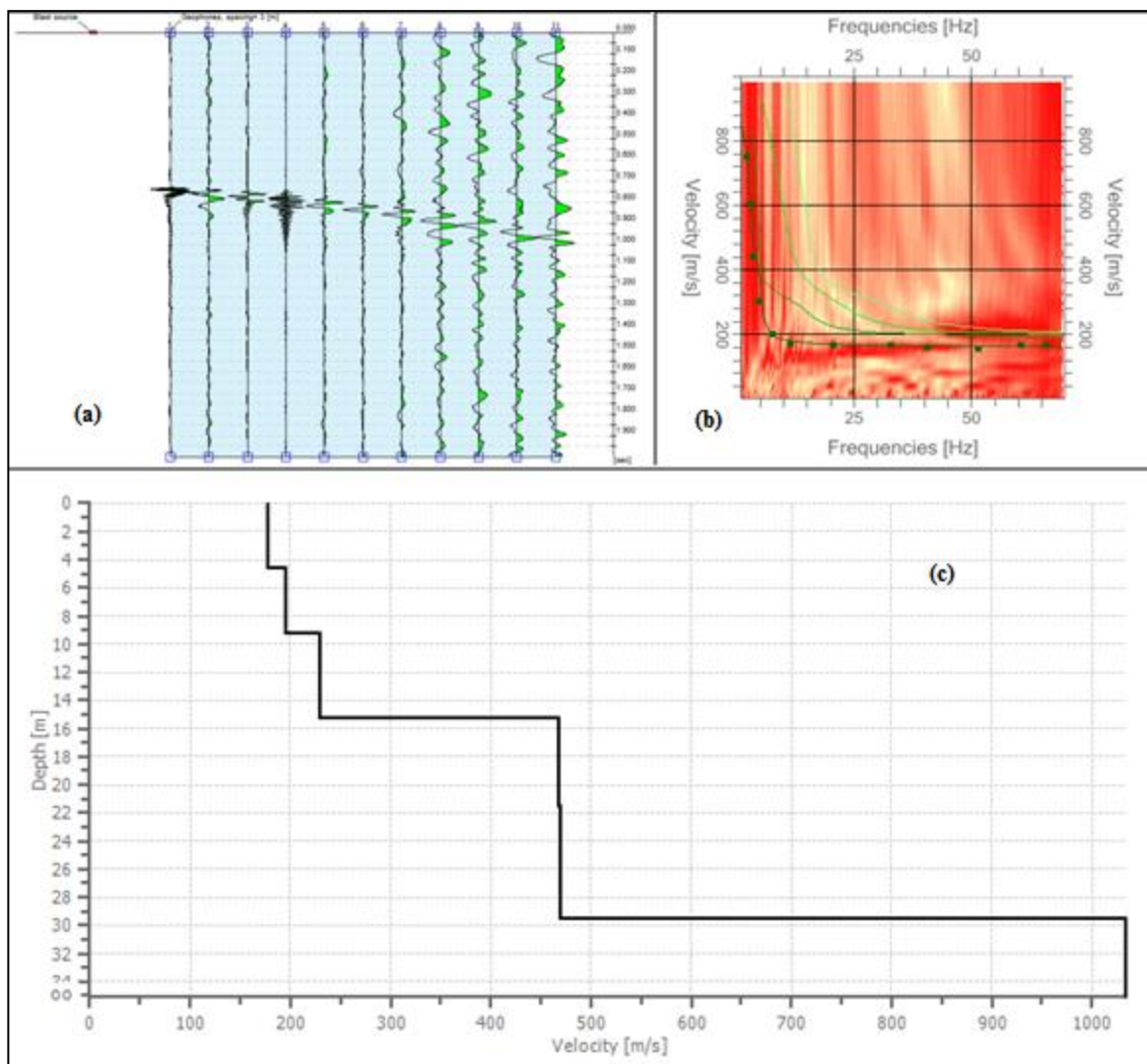


Figura 5. Medición 1, Ensayo 1, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

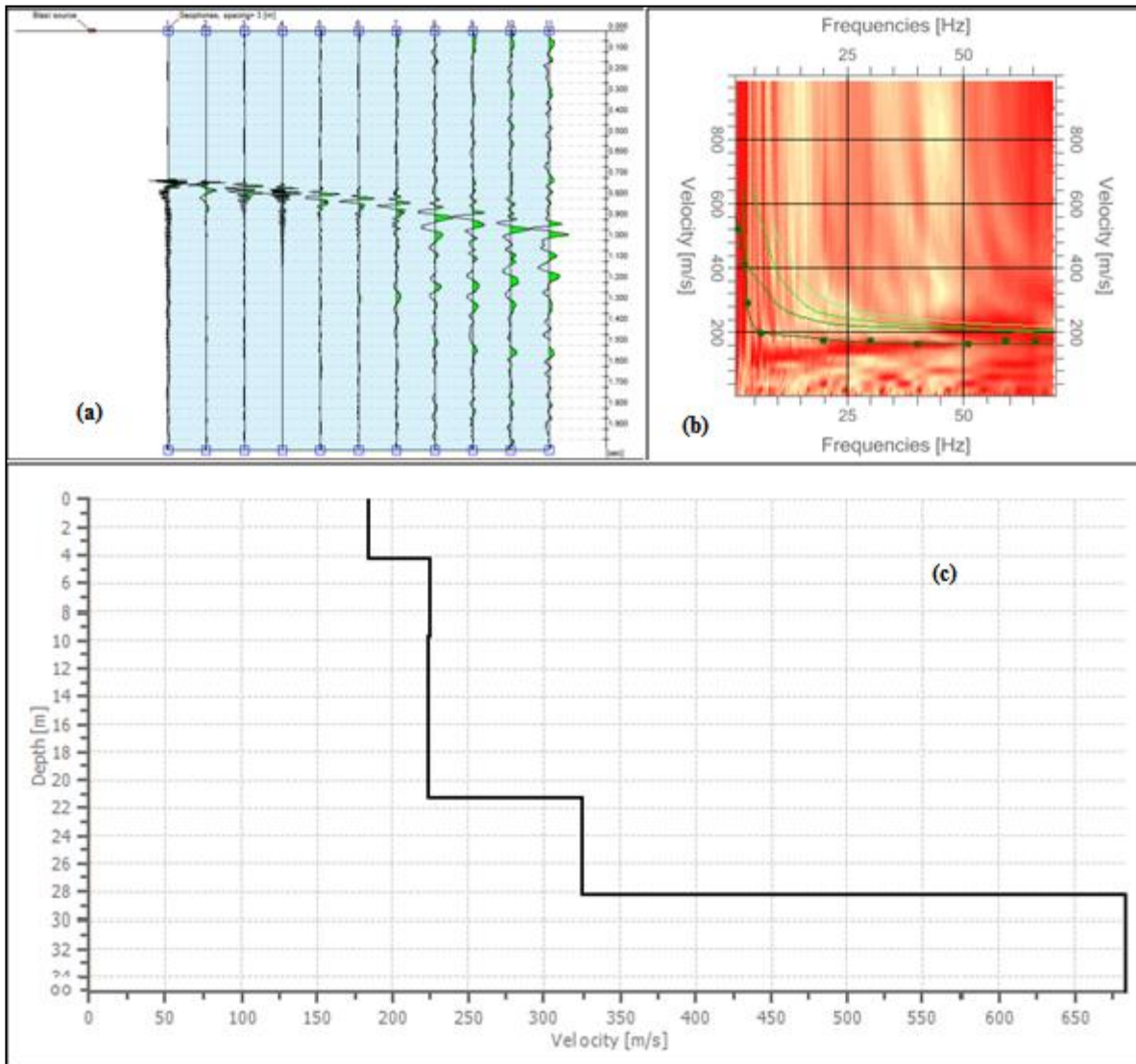


Figura 6. Medición 1, Ensayo 2, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

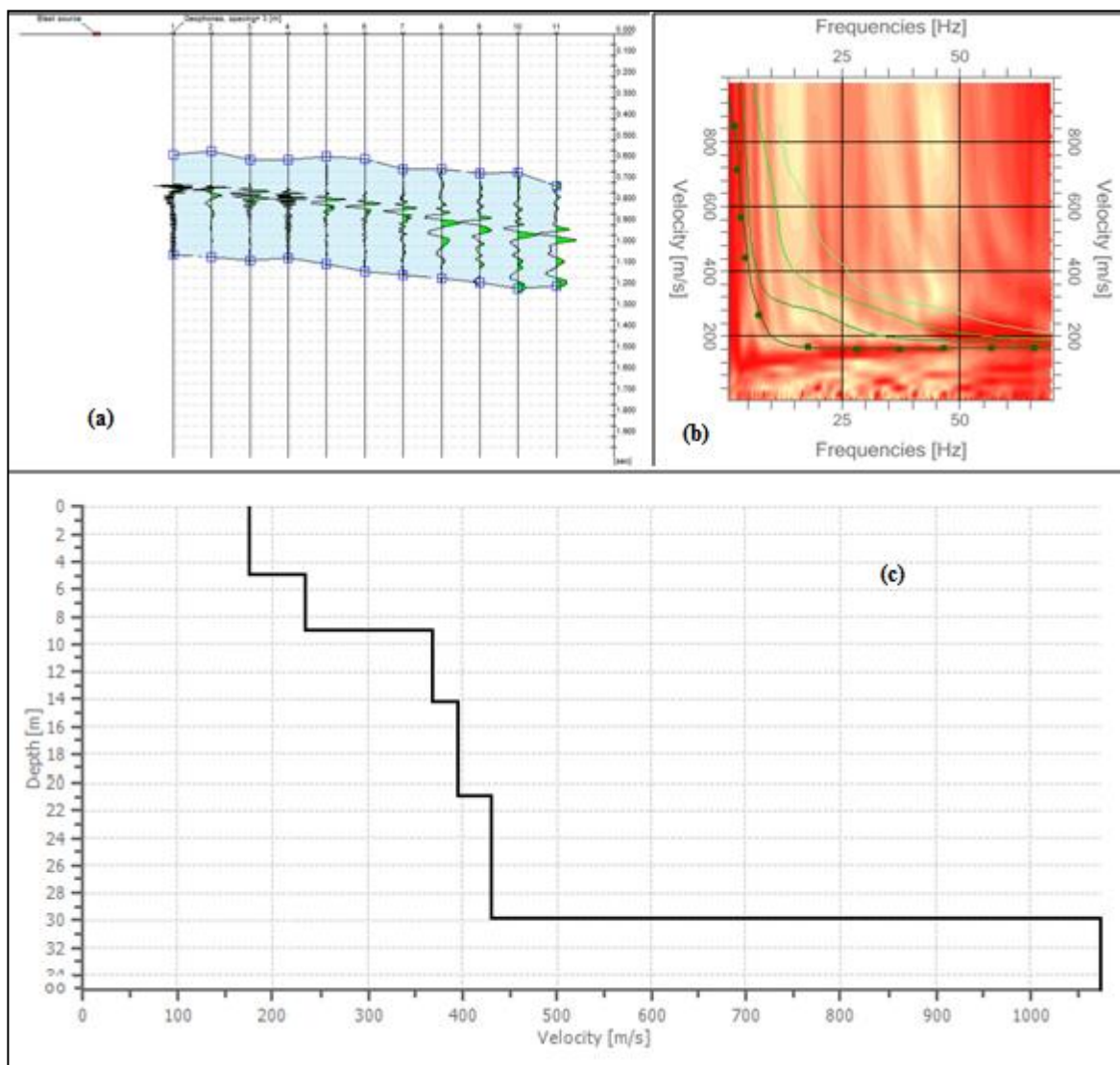


Figura 7. Medición 1, Ensayo 3, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

Espaciamiento de 4 m.

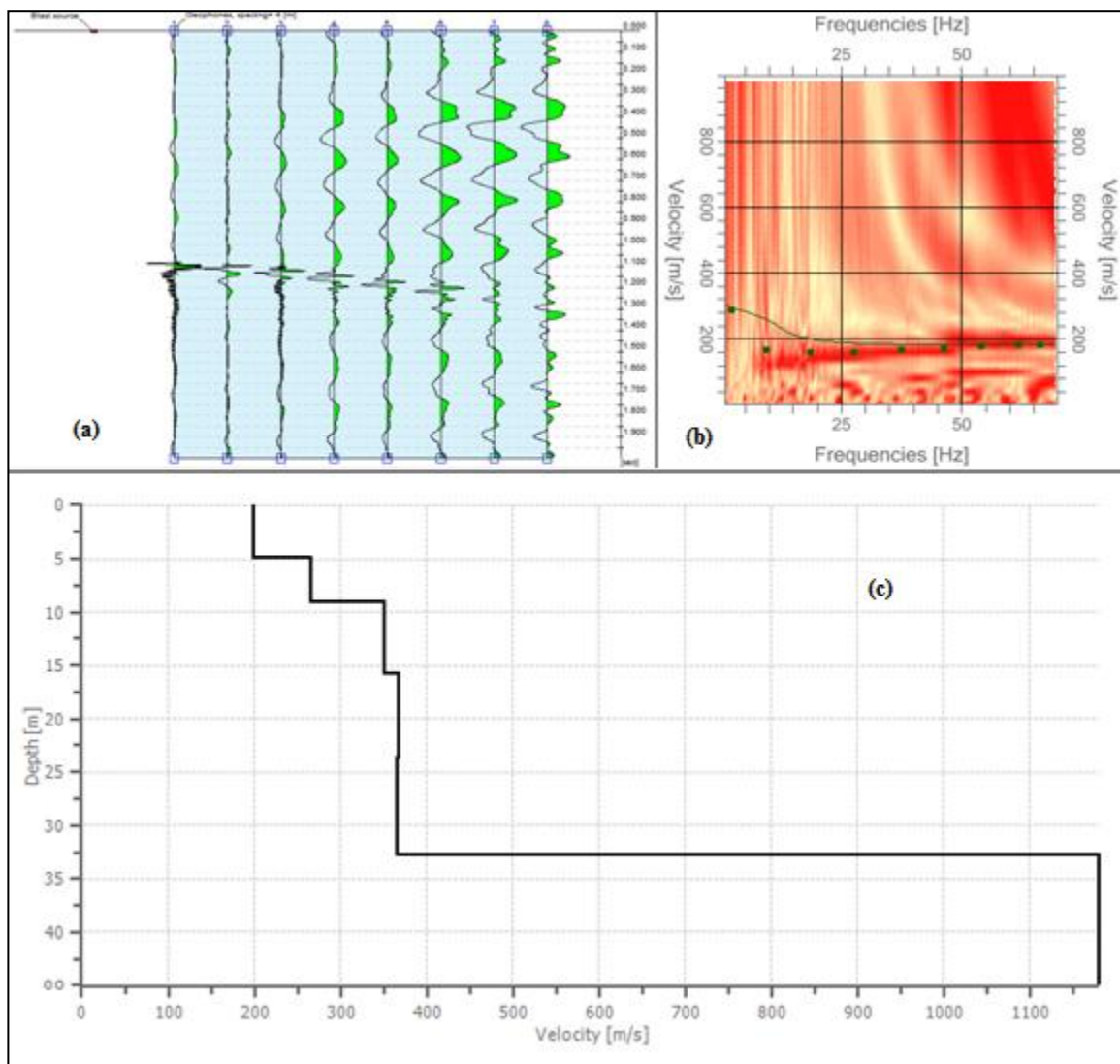


Figura 8. Medición 1, Ensayo 1, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

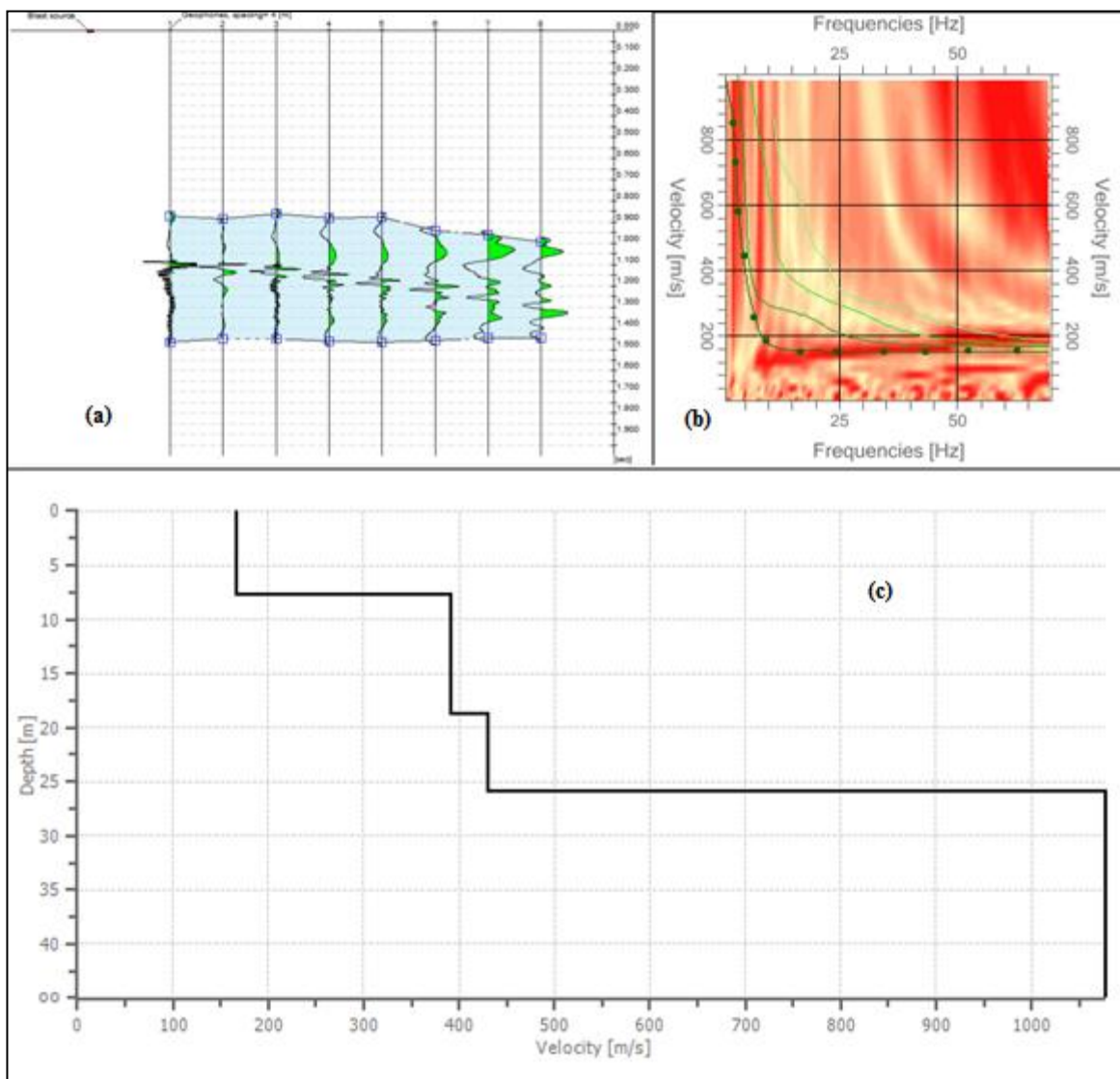


Figura 9. Medición 1, Ensayo 2, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

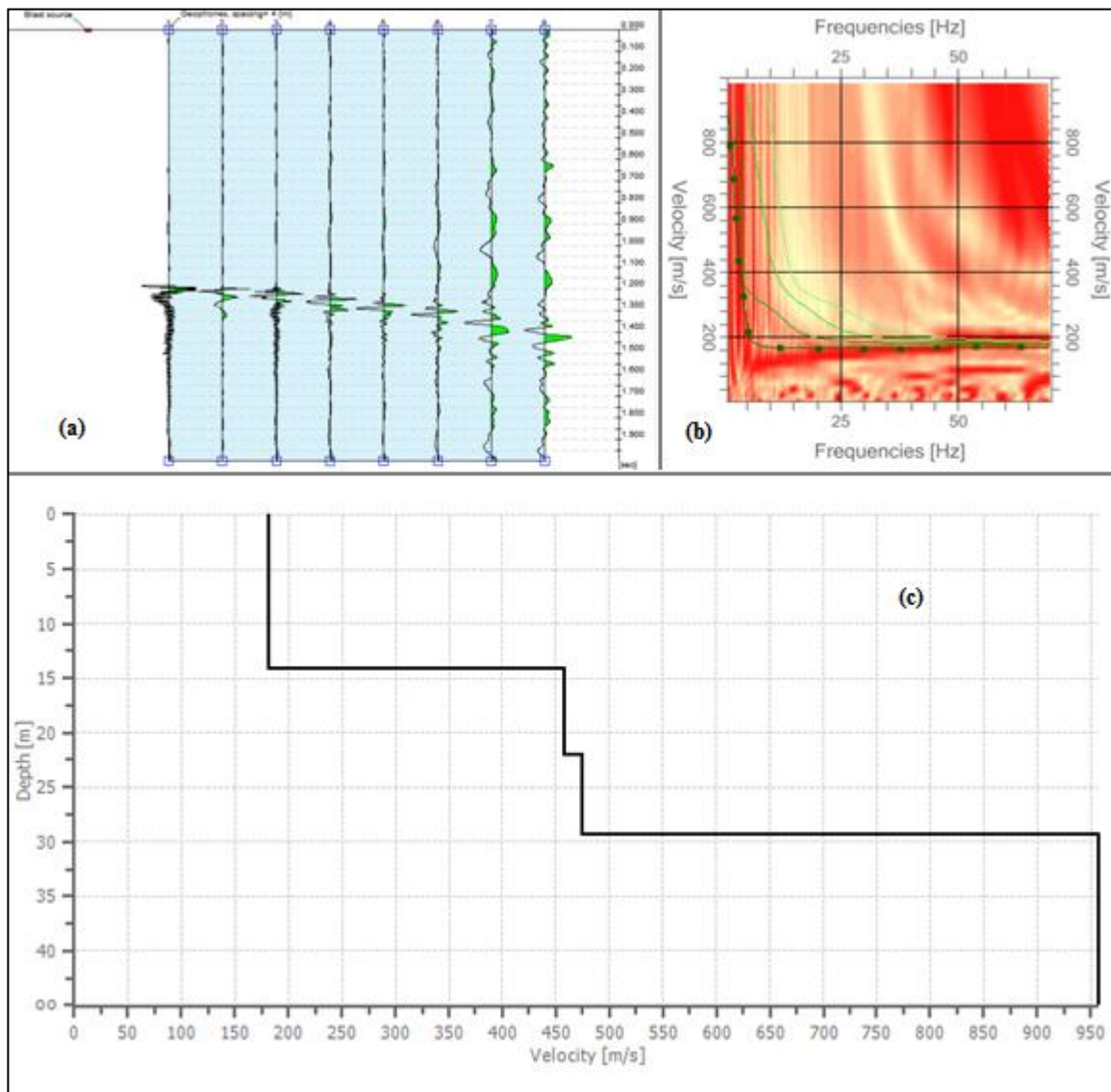


Figura 10. Medición 1, Ensayo 3, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Medición 2.
Espaciamiento 2 m.

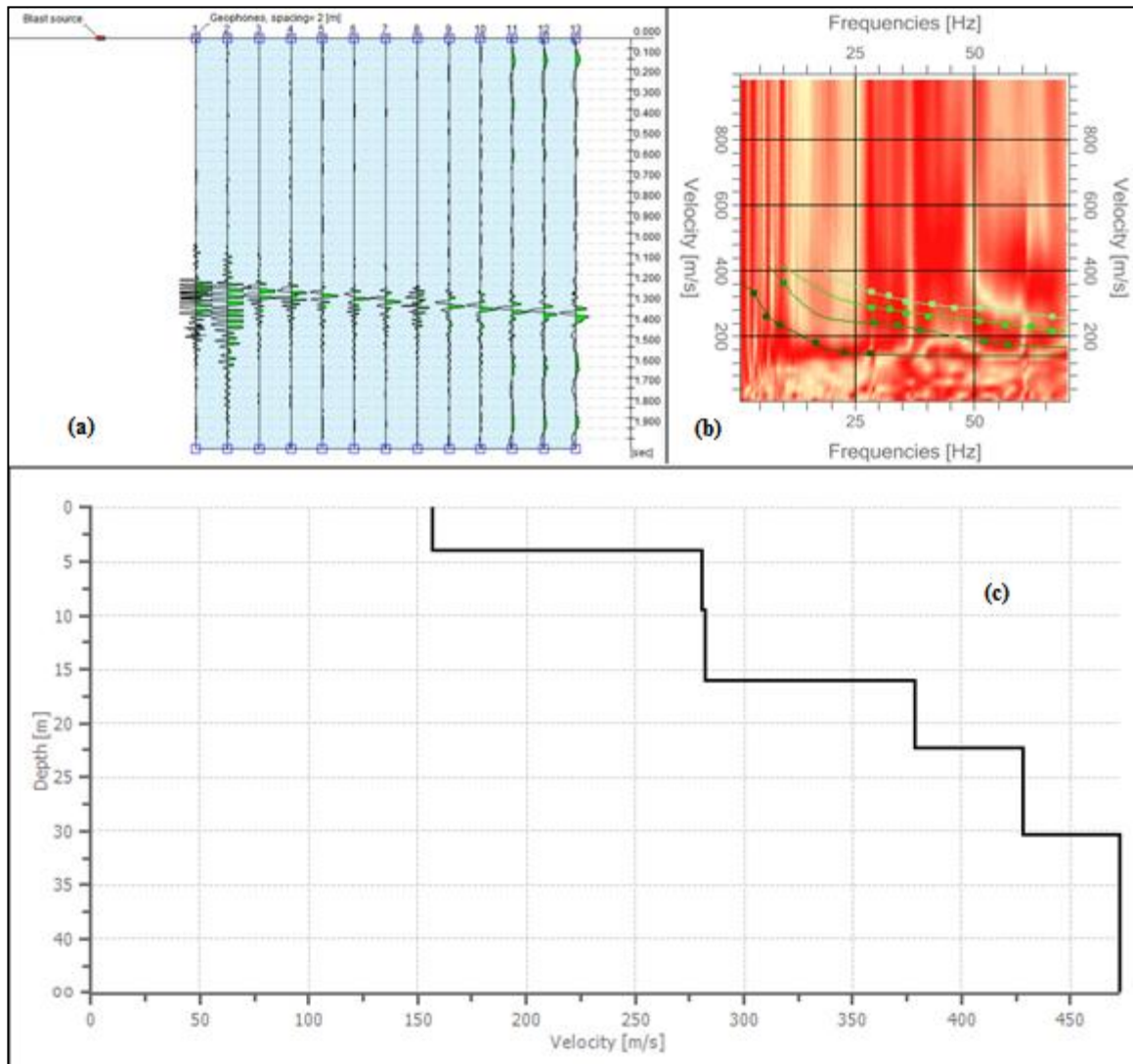


Figura 11. Medición 2, Ensayo 1, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

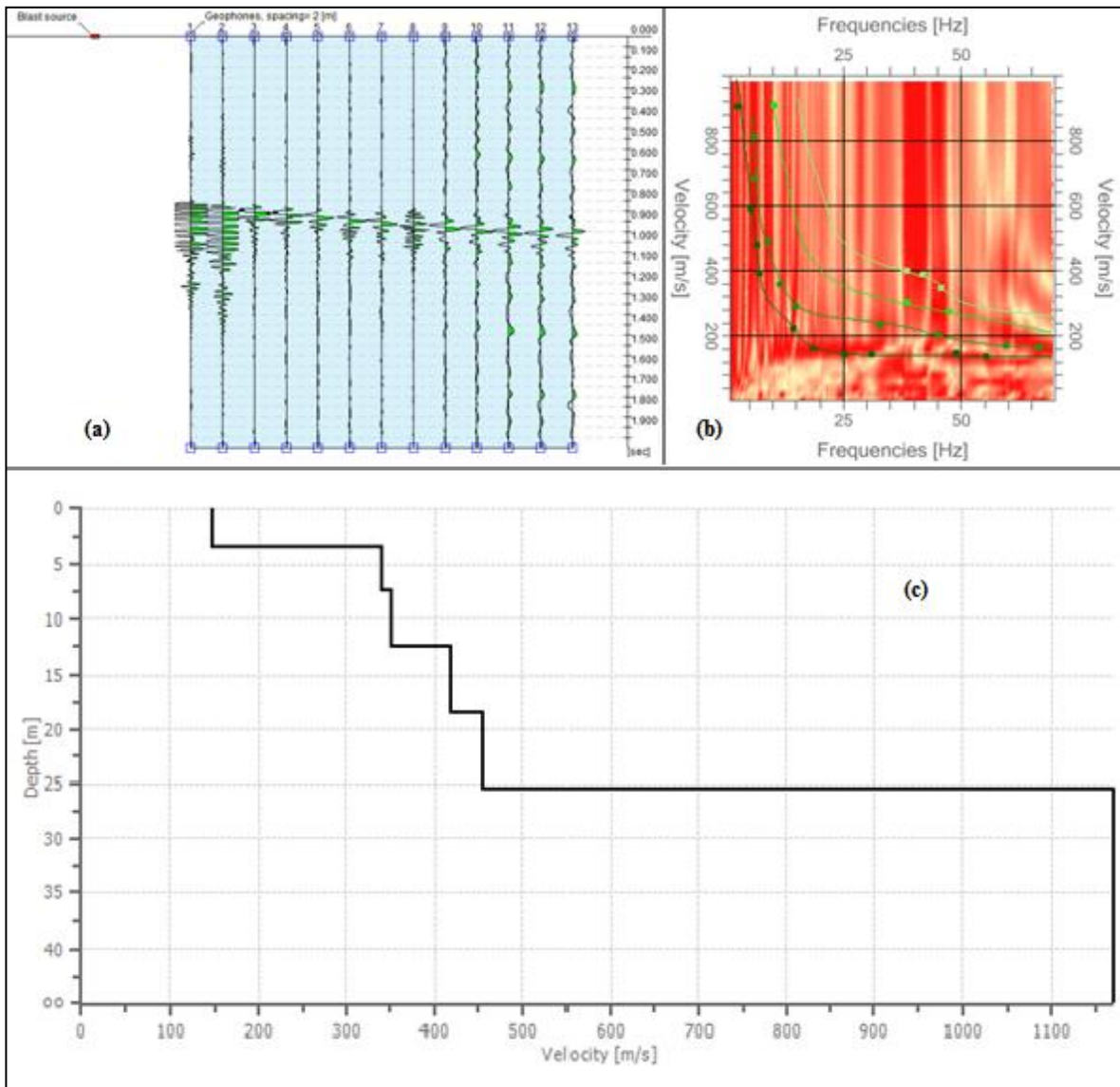


Figura 12. Medición 2, Ensayo 2, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

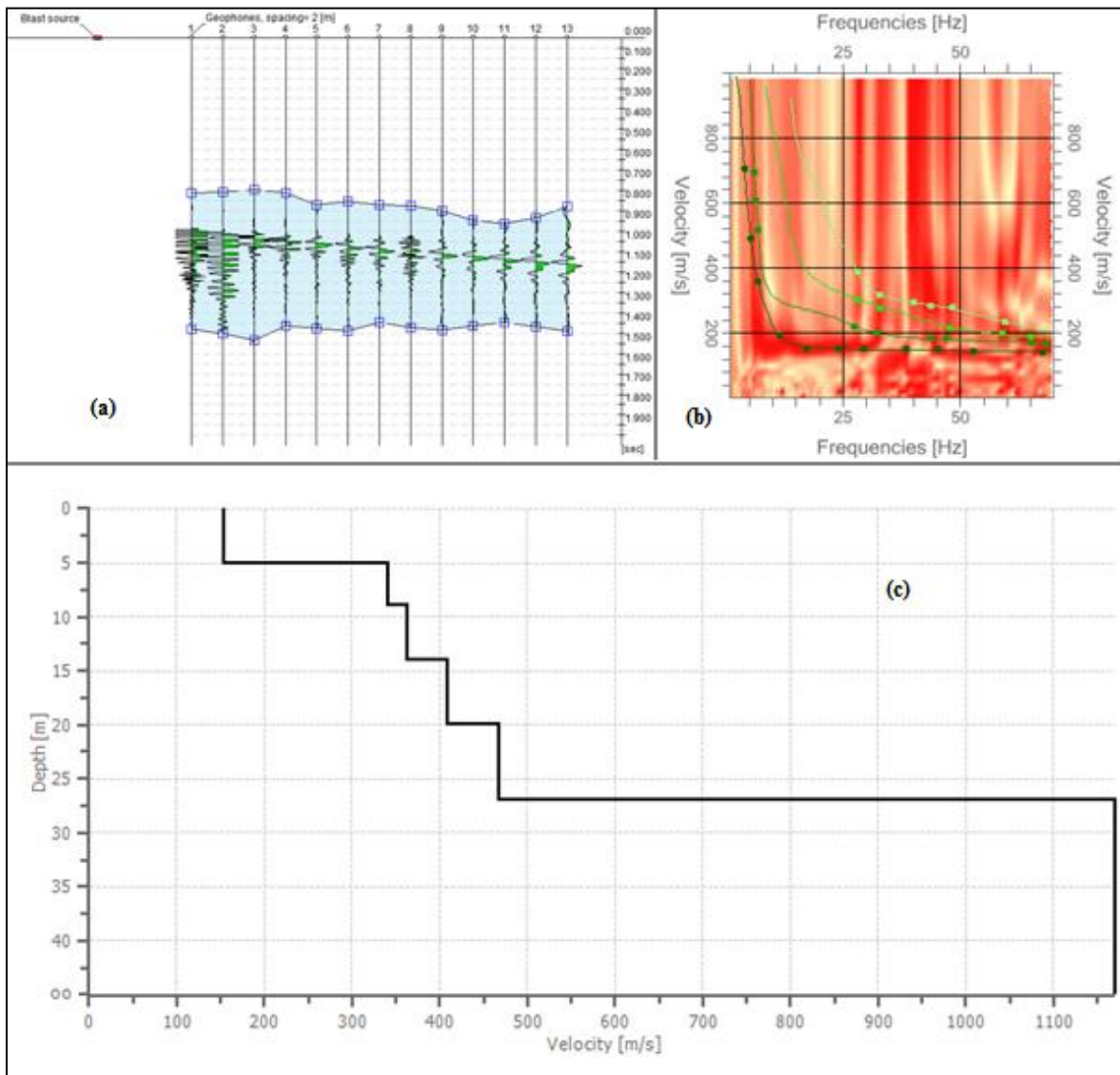


Figura 13. Medición 2, Ensayo 3, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

Espaciamiento 3 m.

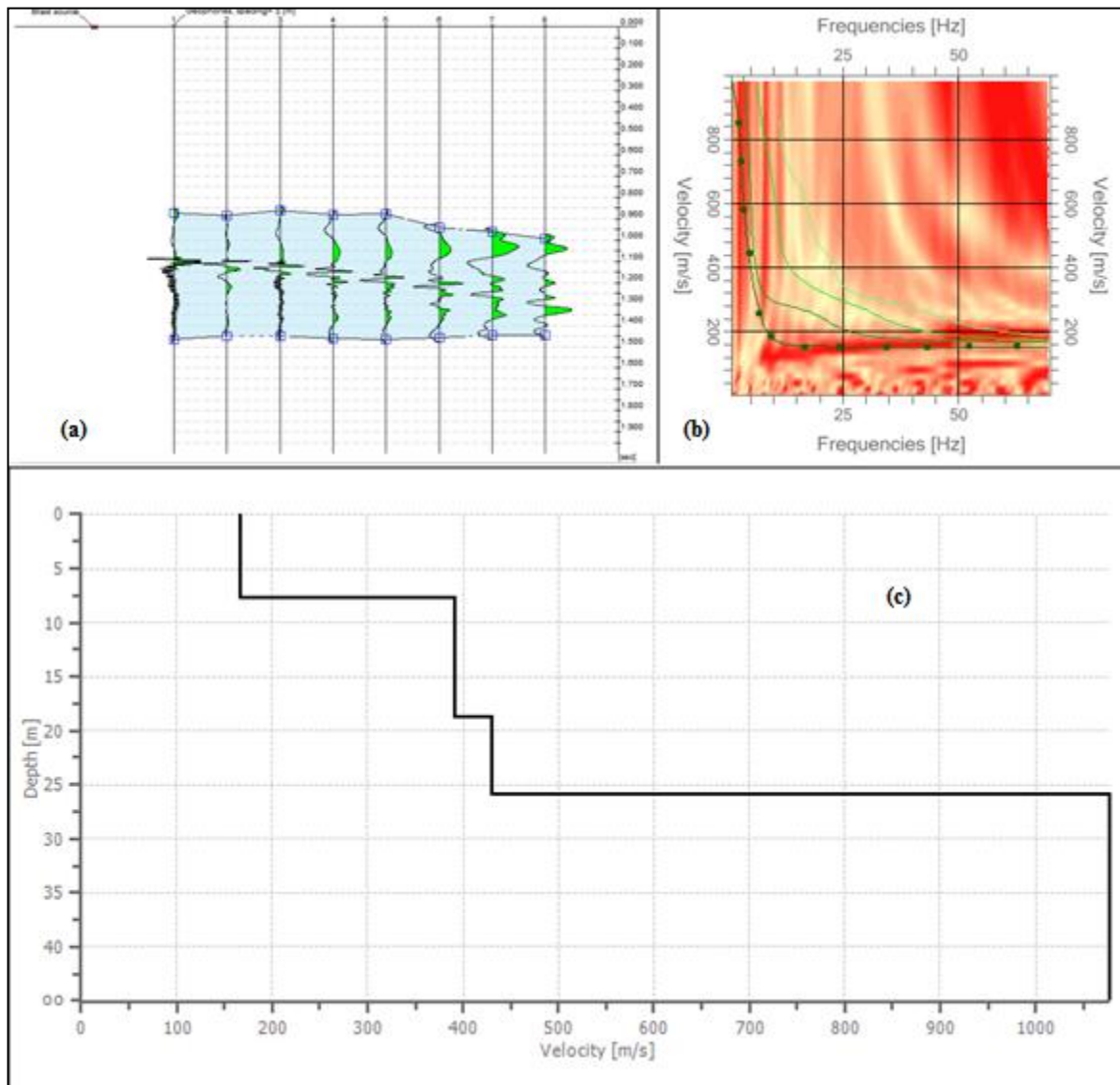


Figura 14. Medición 2, Ensayo 1, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

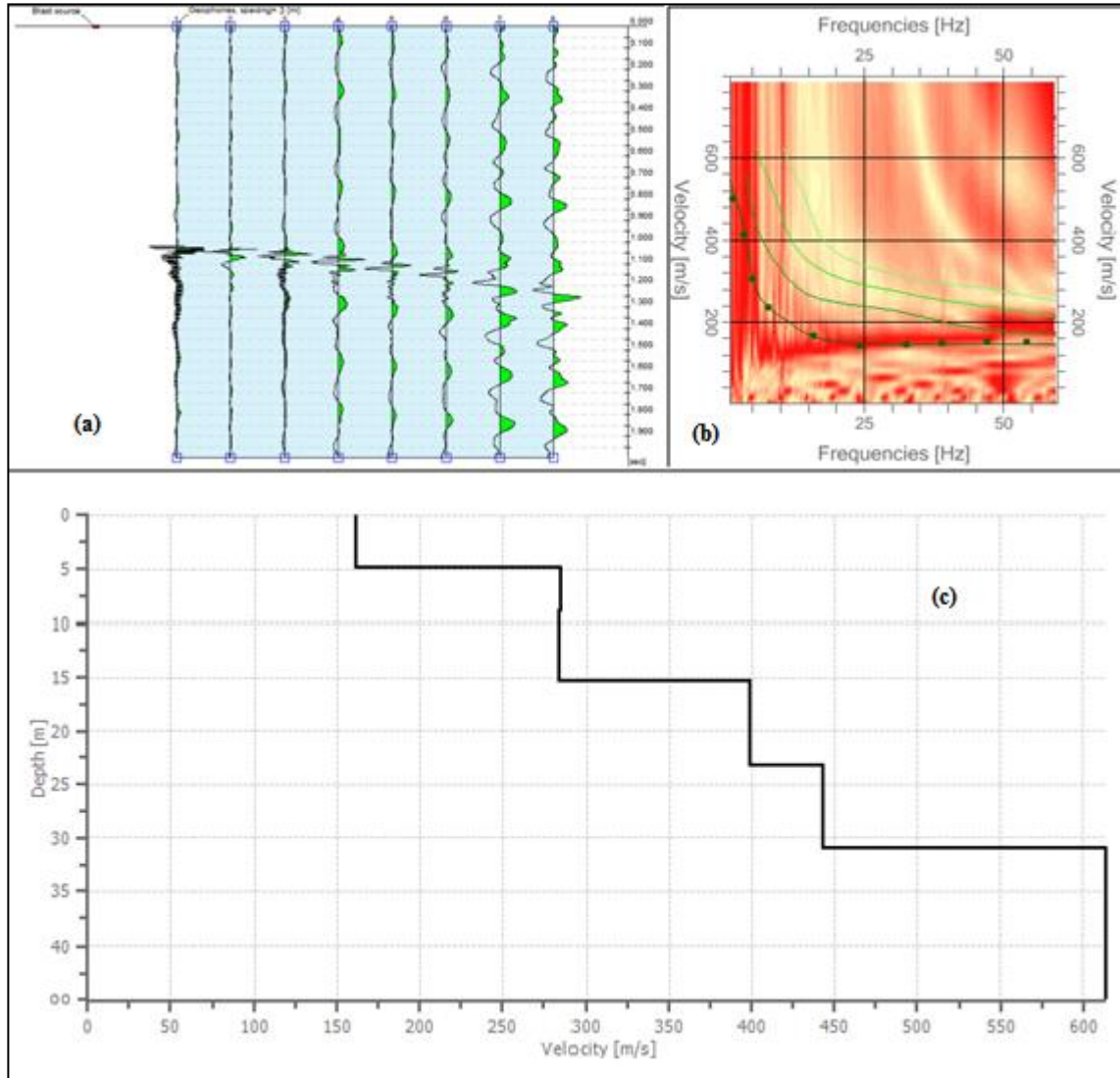


Figura 15. Medición 2, Ensayo 2, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

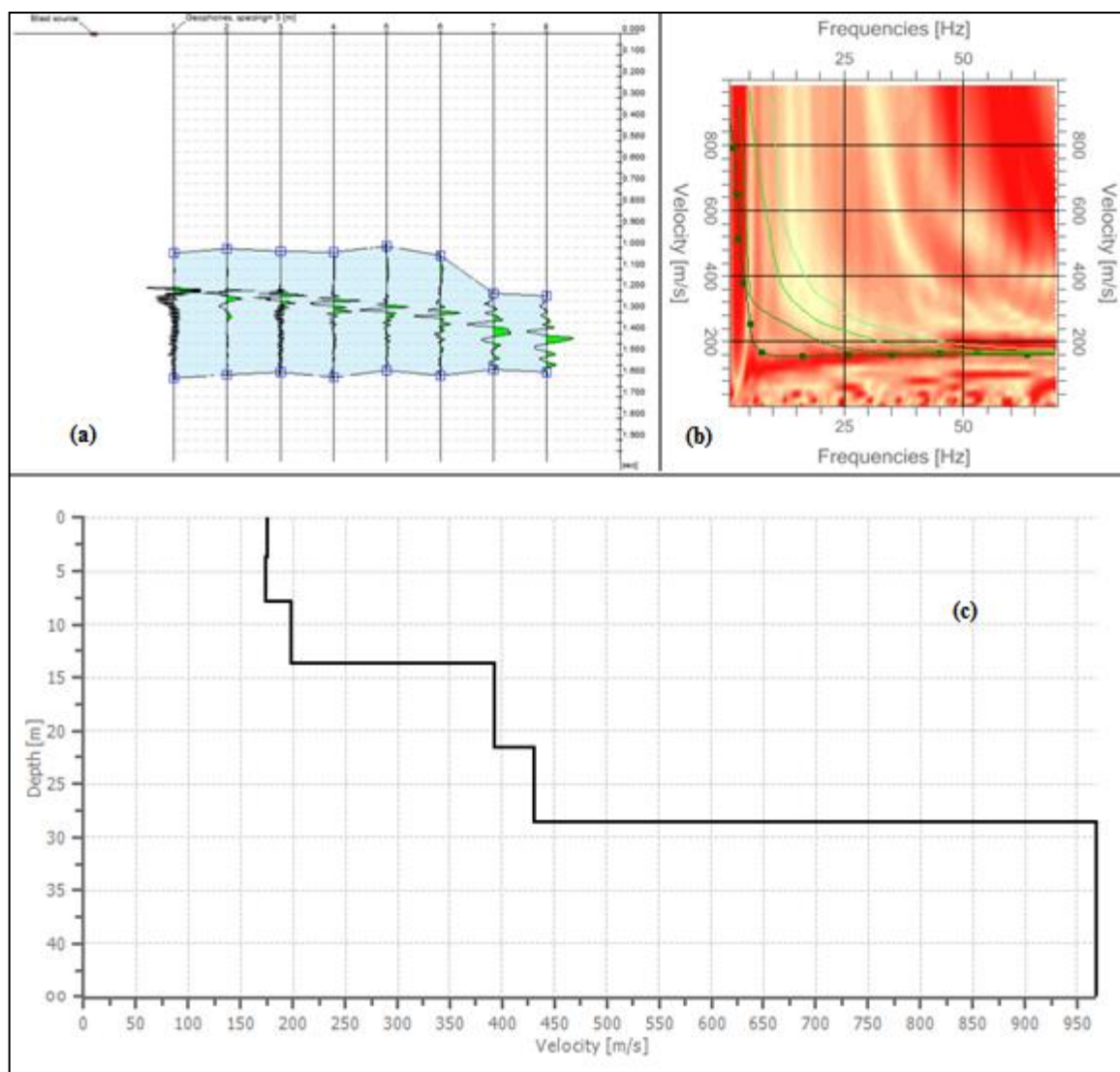


Figura 16. Medición 2, Ensayo 3, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

Espaciamiento de 4 m.

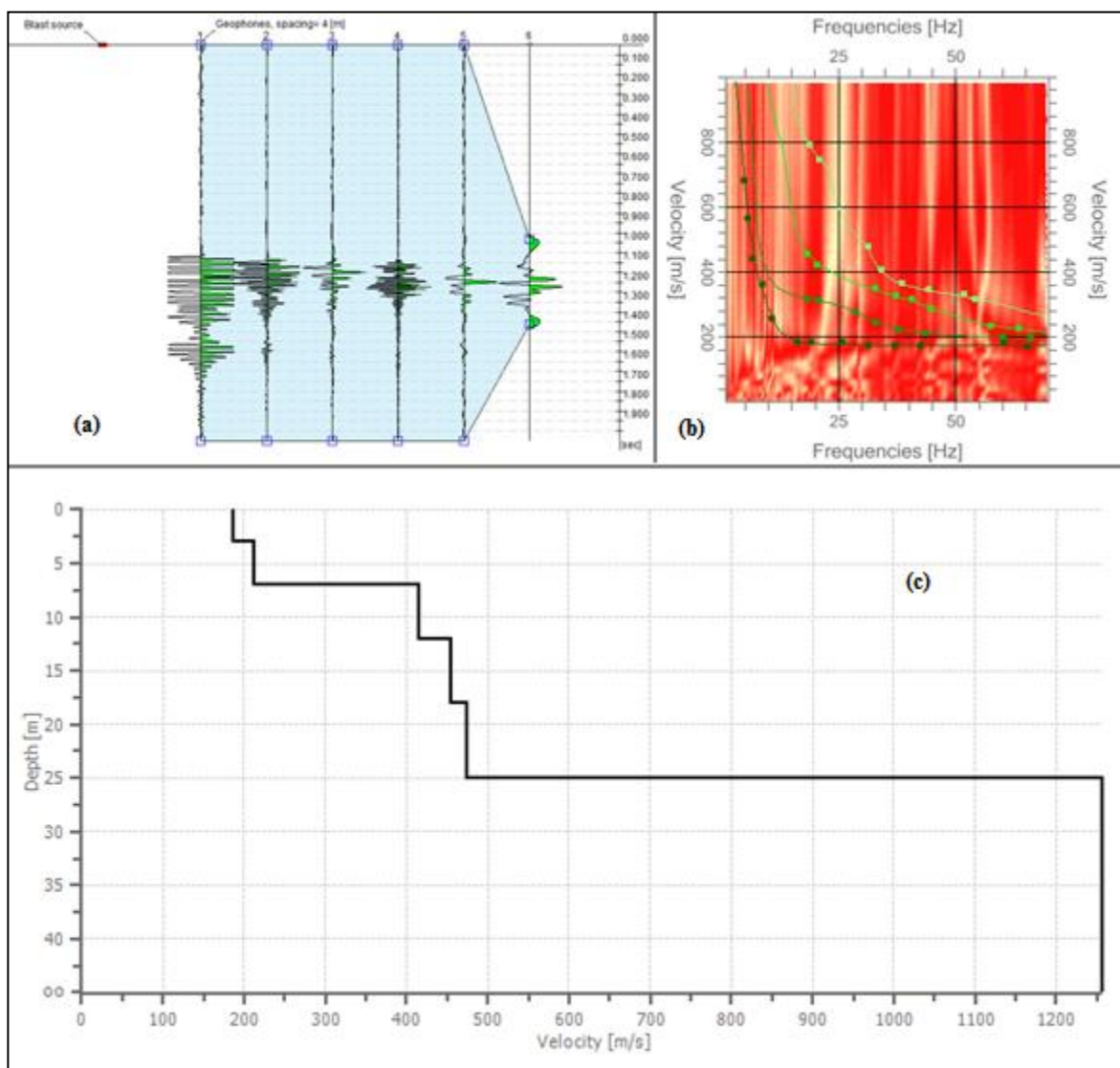


Figura 17. Medición 2, Ensayo 1, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

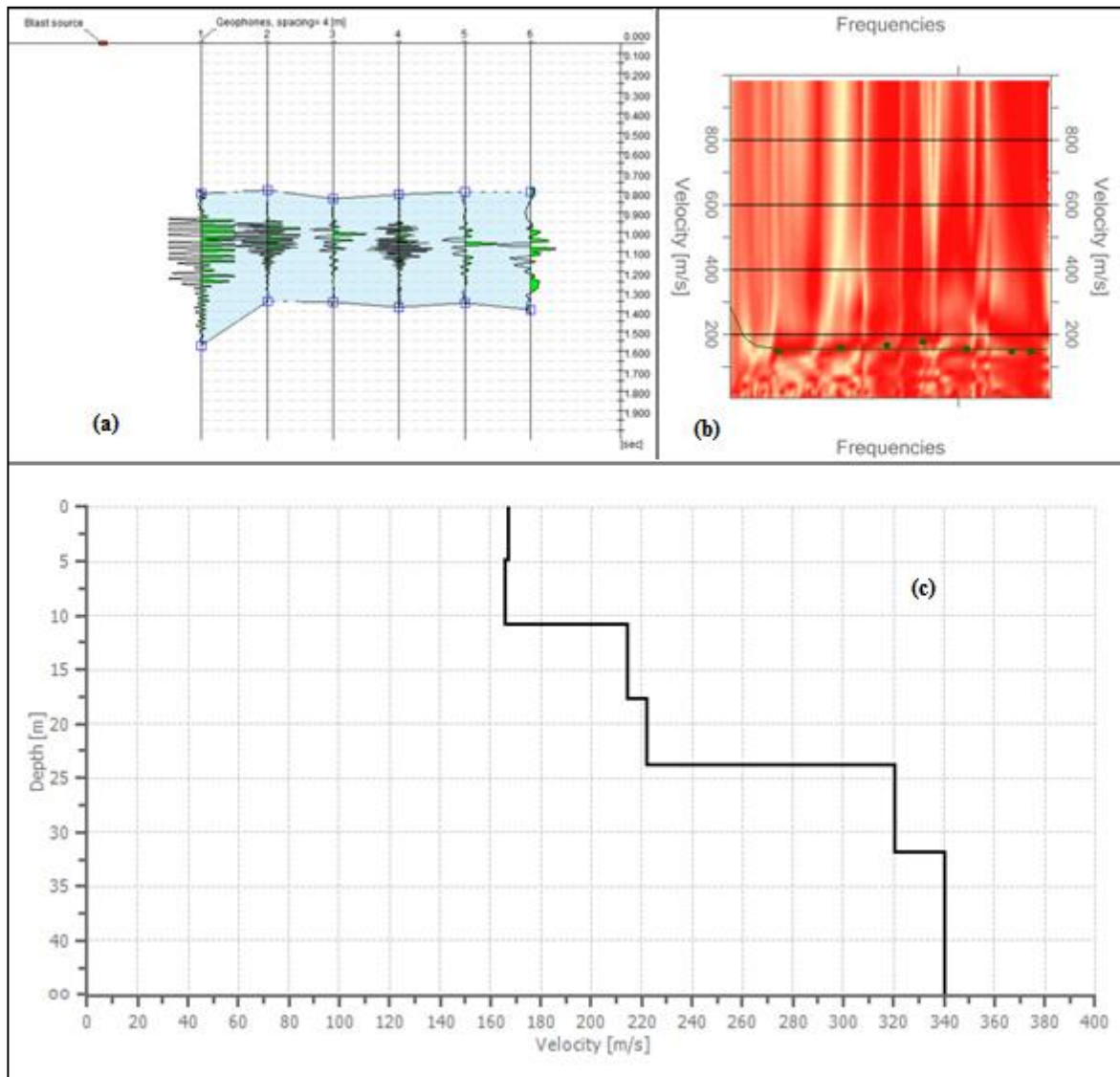


Figura 18. Medición 2, Ensayo 2, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

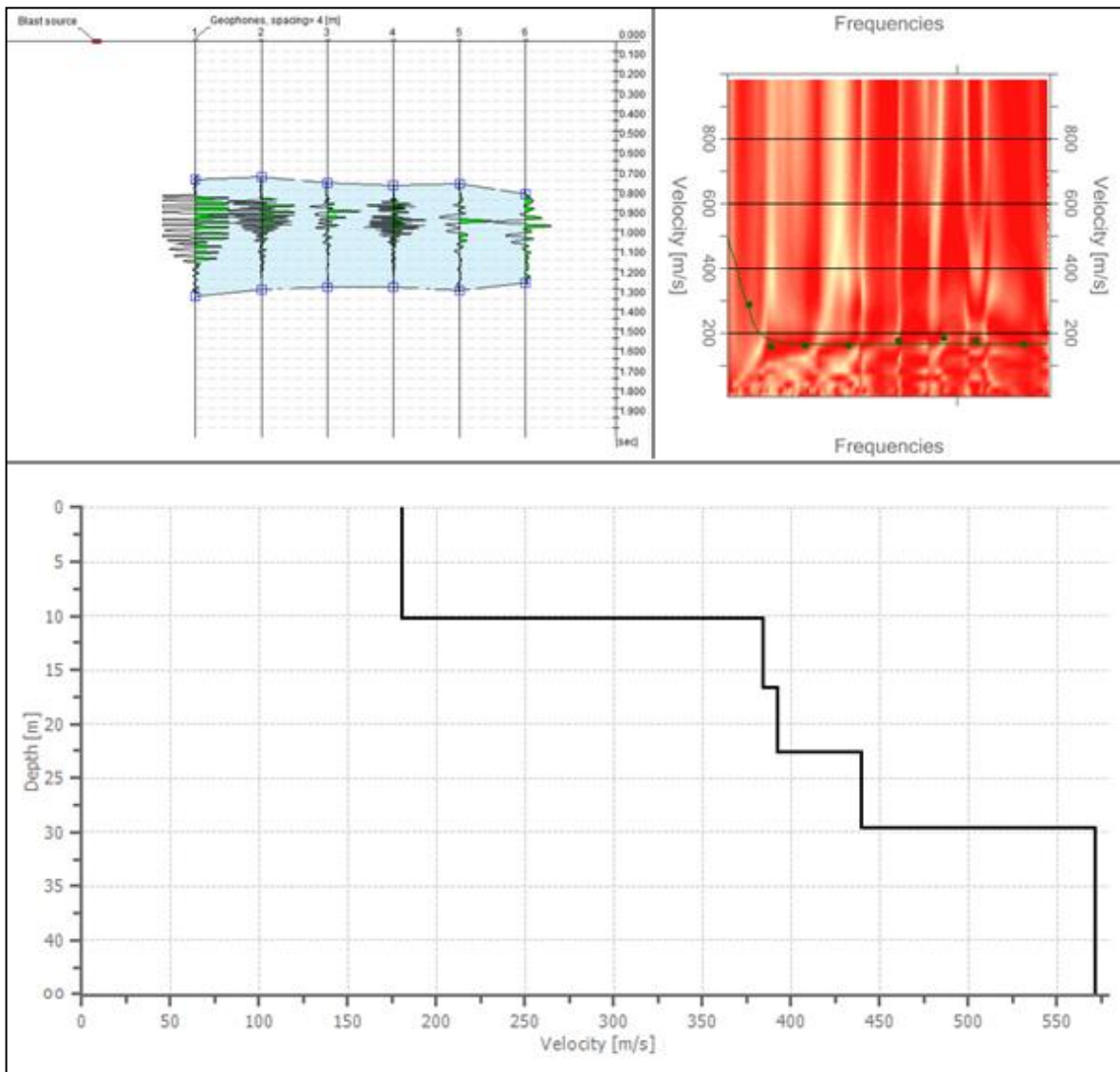


Figura 19. Medición 2, Ensayo 3, Prueba 1. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

Prueba 2. Cancha de Fútbol, Universidad del Bio-Bio



Figura 20. Disposición medición, Cancha de Fútbol, Universidad del Bío-Bío.



Figura 21. Fotos Ensayo in situ, Cancha de Fútbol. Universidad del Bío-Bío.

Espaciamiento de 2 m.

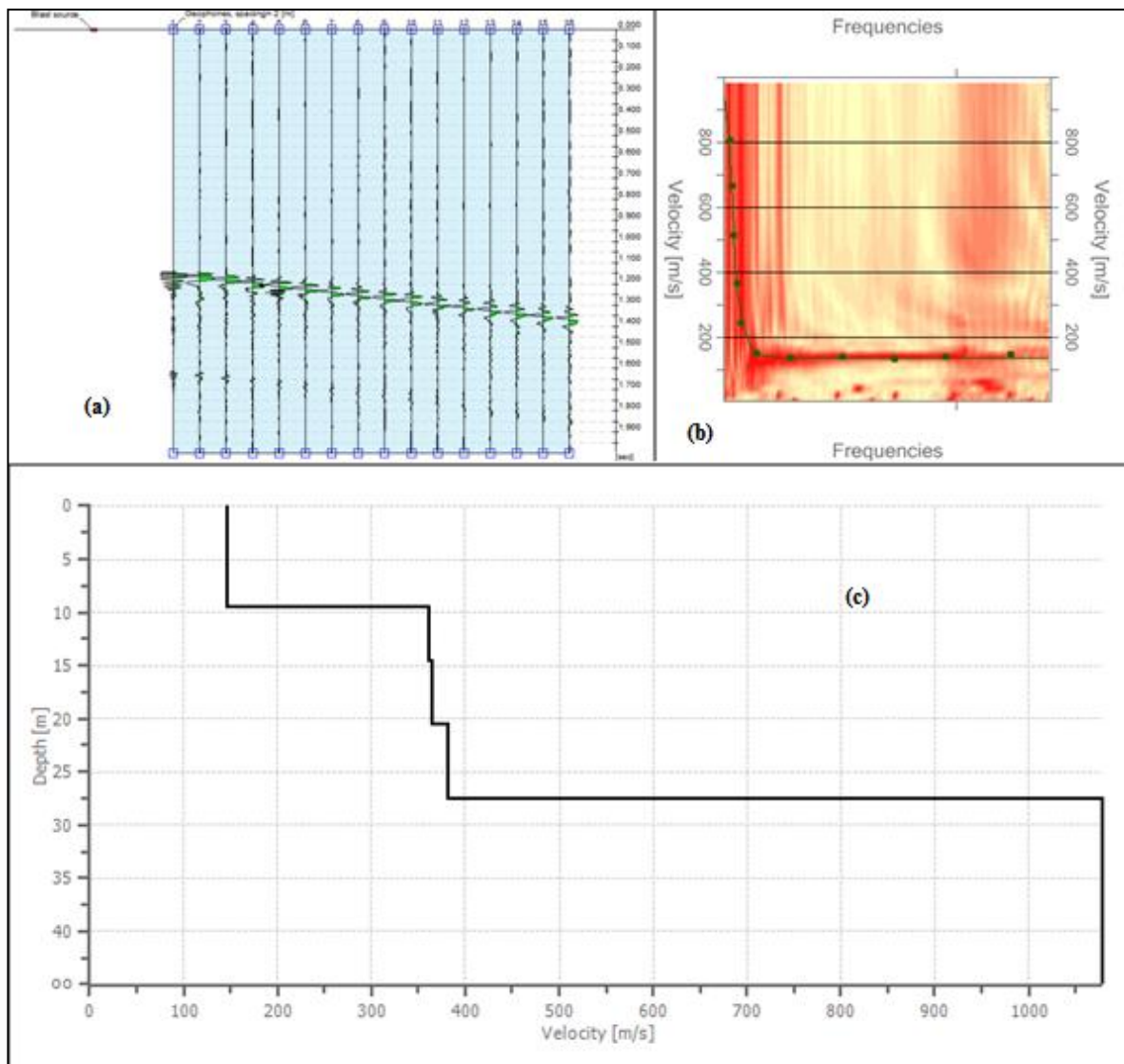


Figura 22. Ensayo 1, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

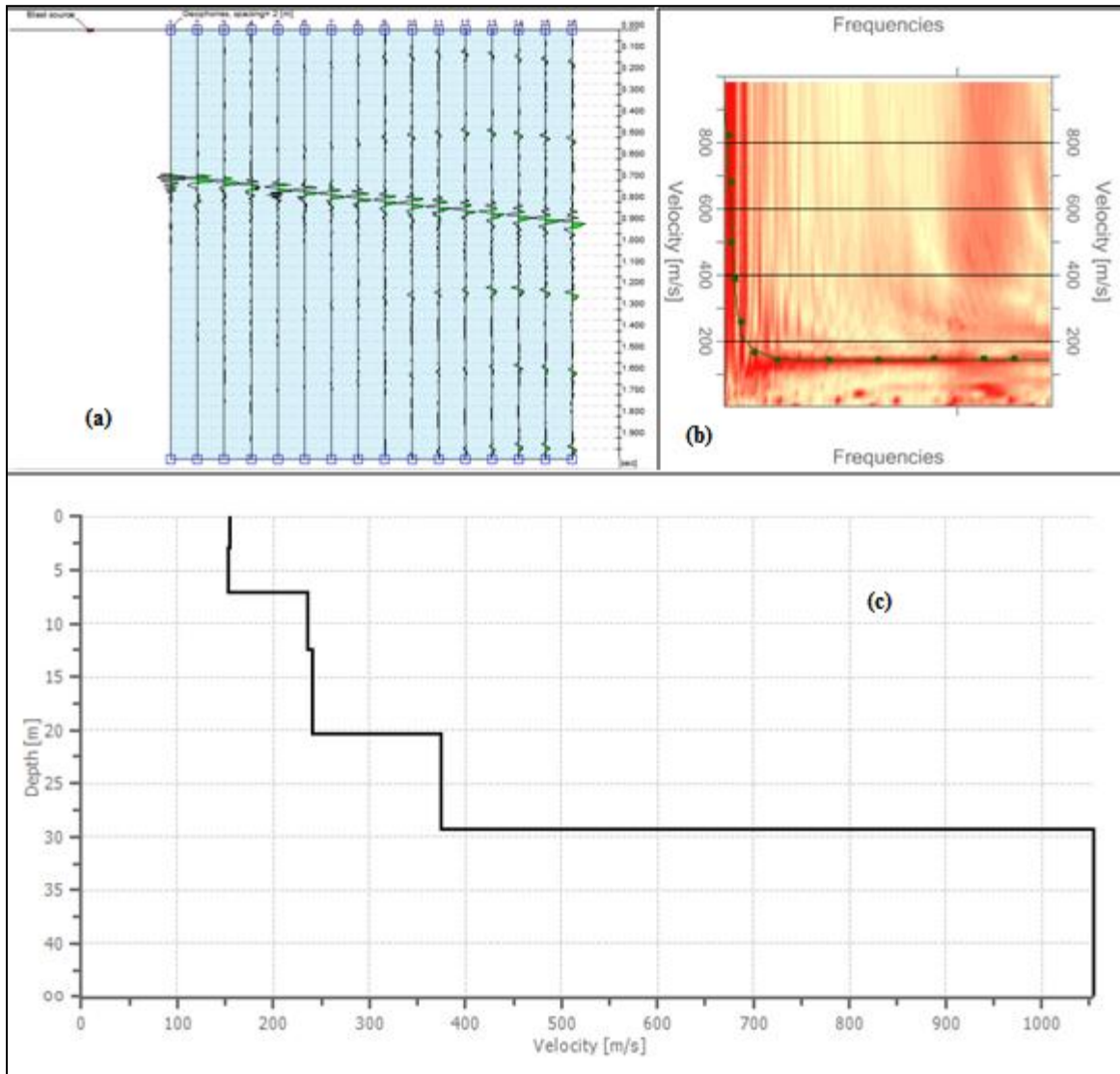


Figura 23. Ensayo 2, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

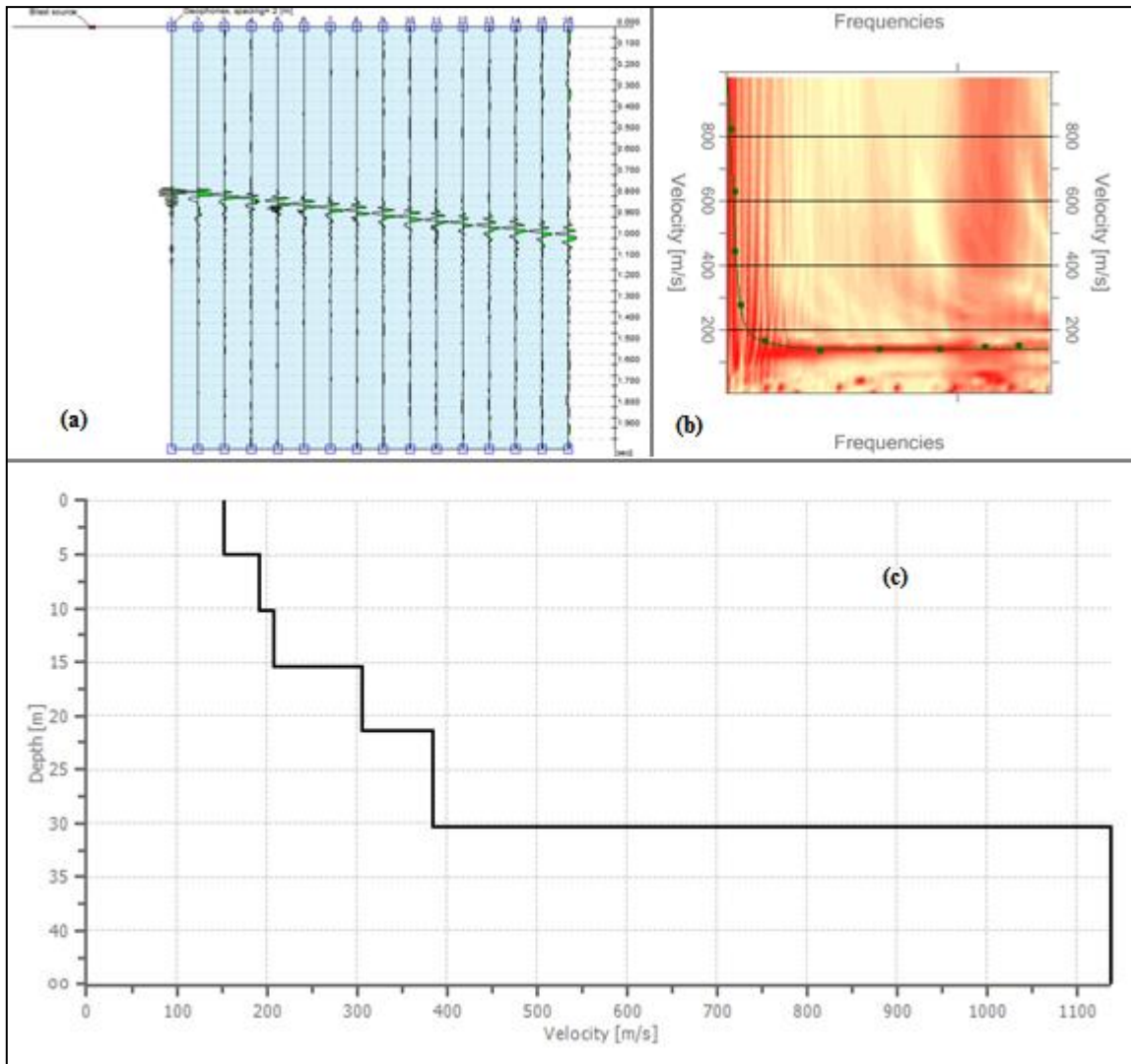


Figura 24. Ensayo 3, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Espaciamiento de 3 m.

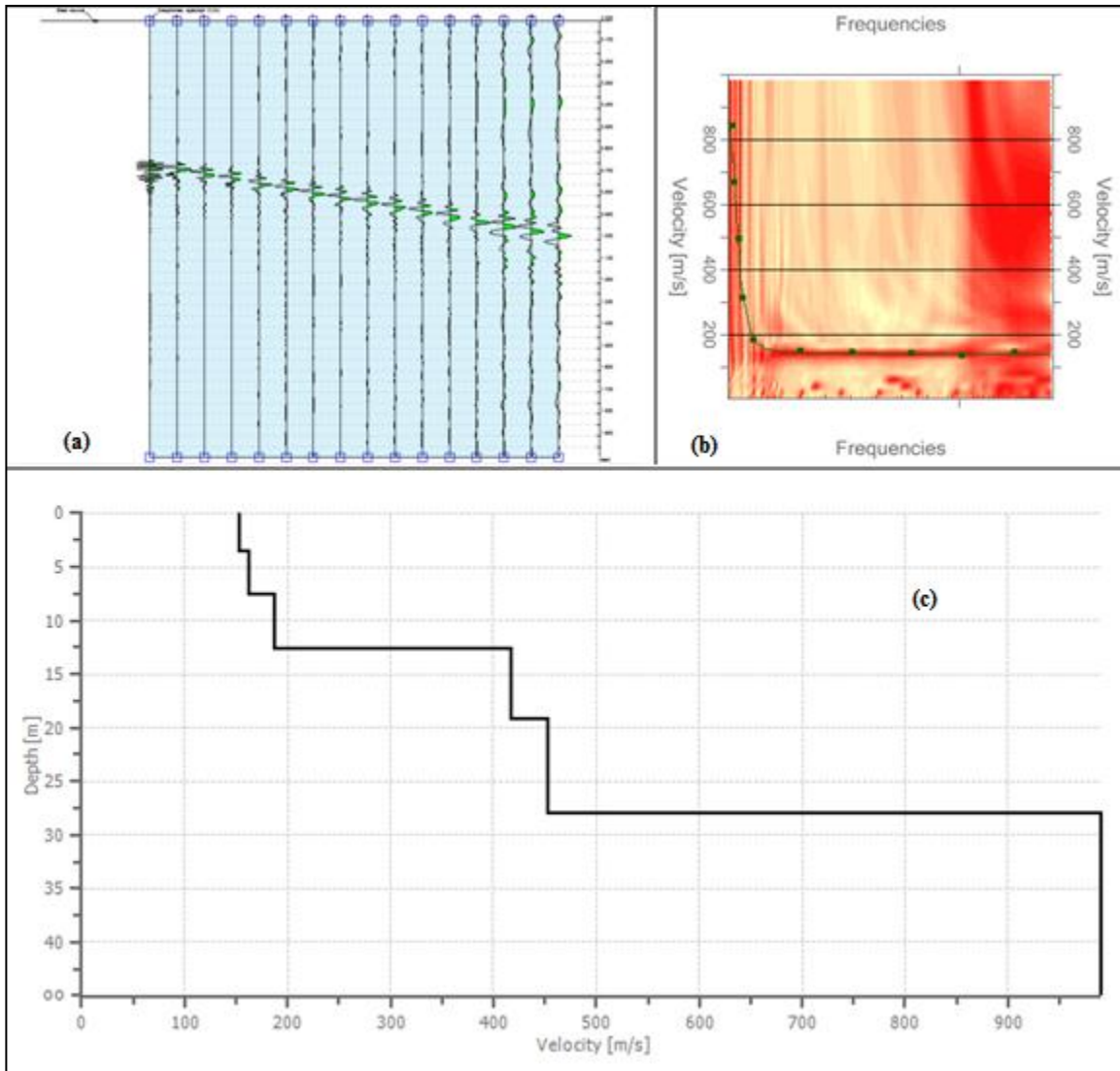


Figura 25. Ensayo 1, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

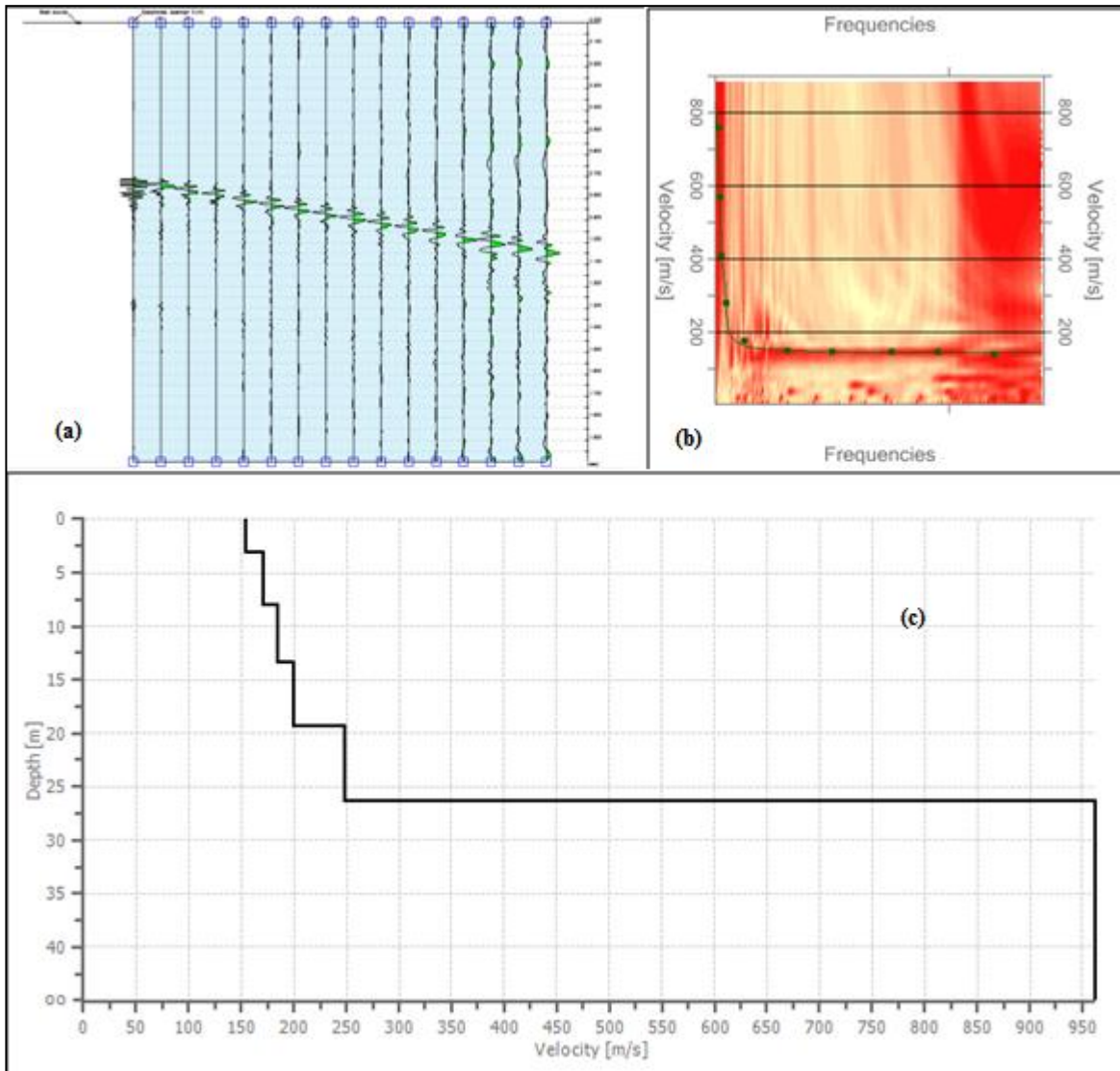


Figura 26. Ensayo 2, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

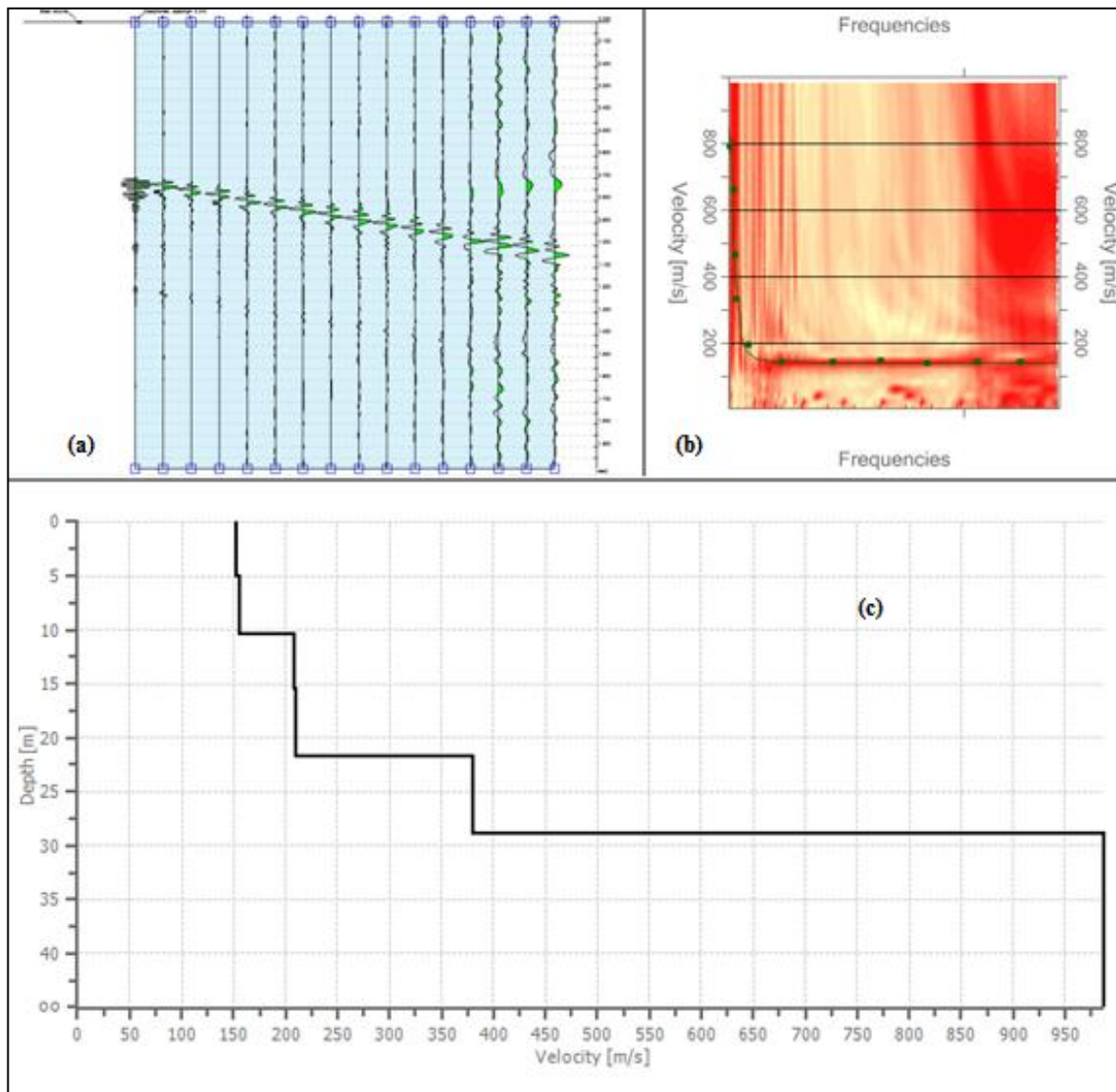


Figura 27. Ensayo 3, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Espaciamiento de 4 m.

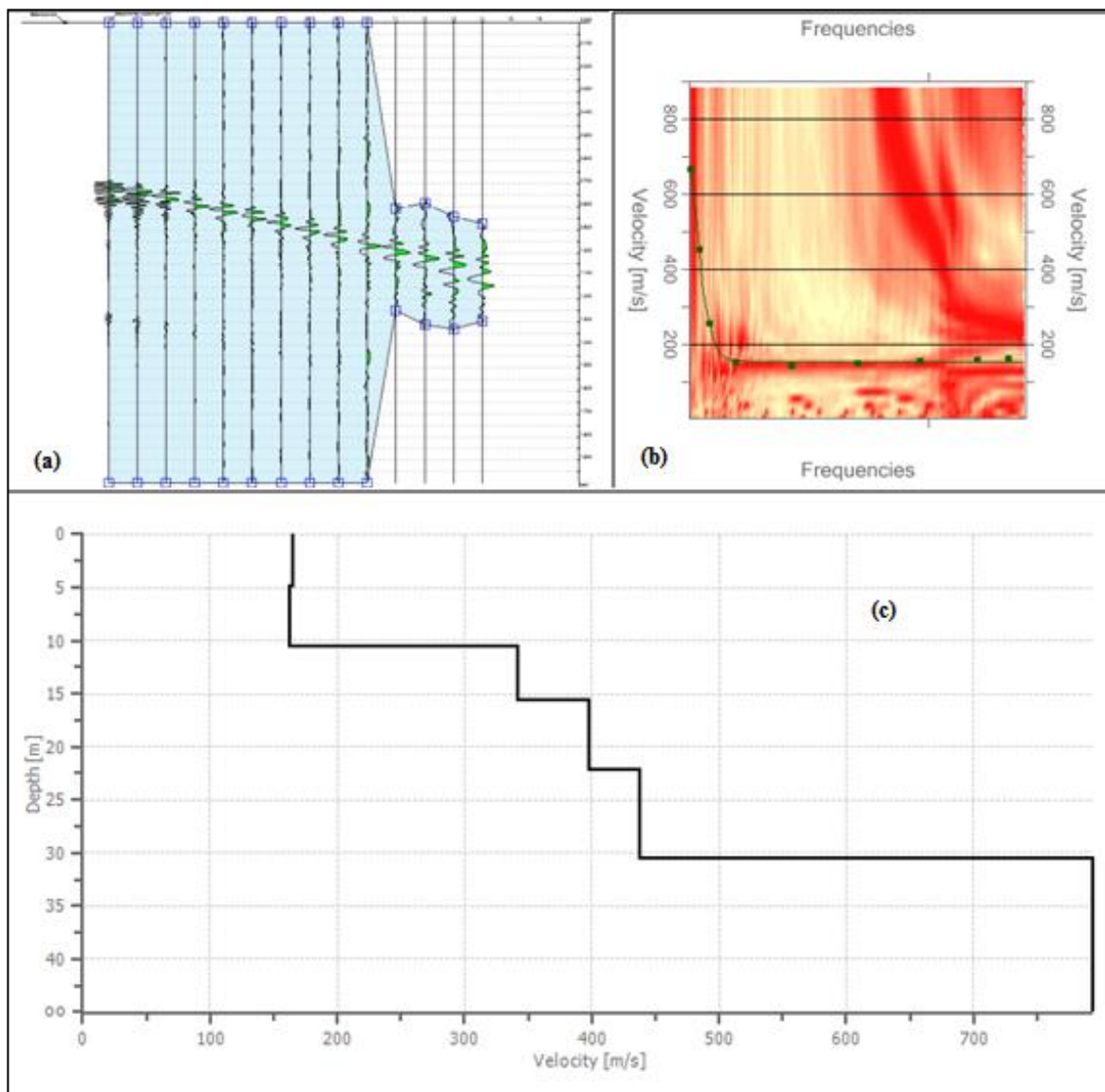


Figura 28. Ensayo 1, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: En el registro del sismógrafo se acortaron las trazas para eliminar el ruido ambiental que se registró al momento de la medición.

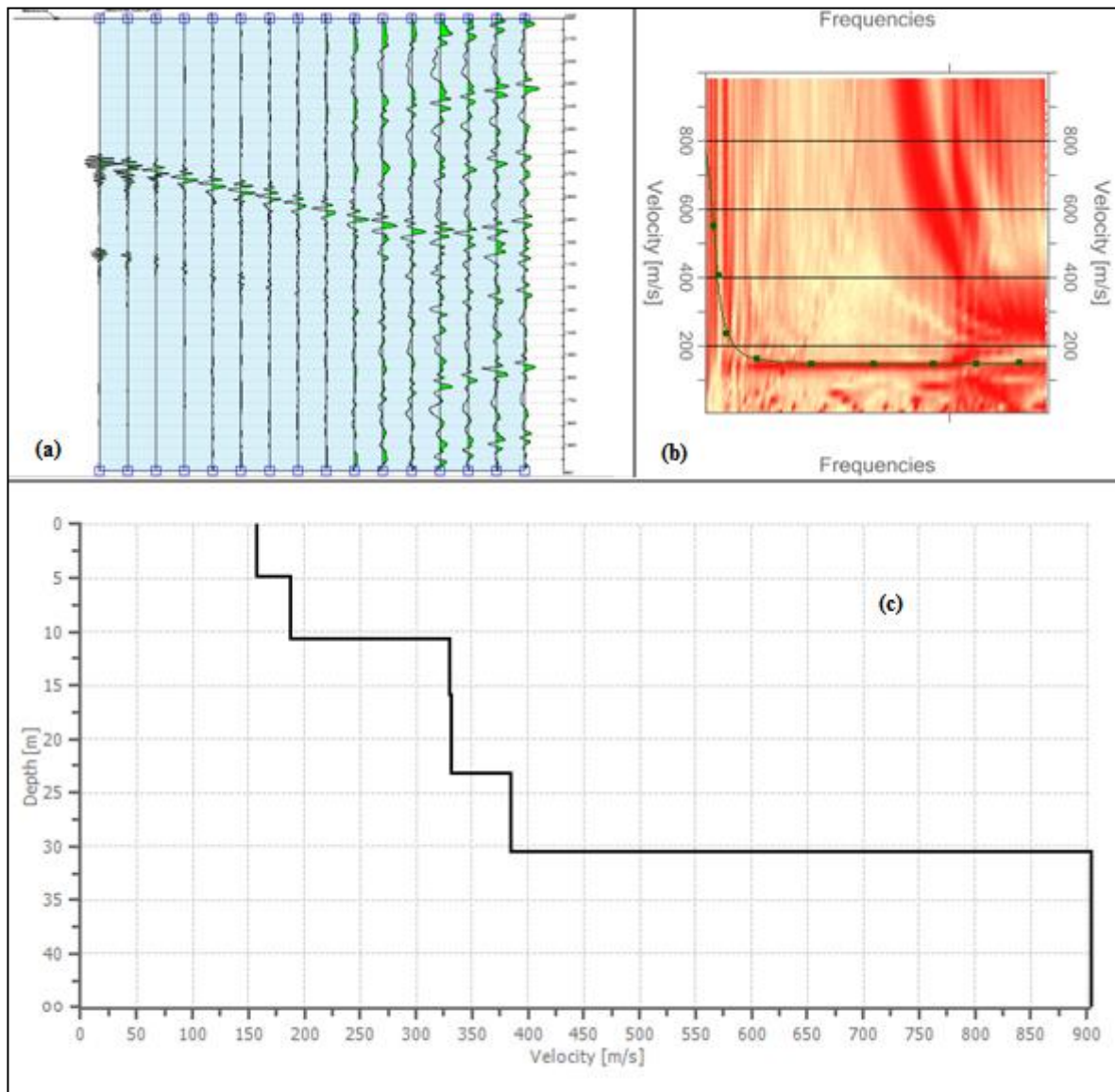


Figura 29. Ensayo 2, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

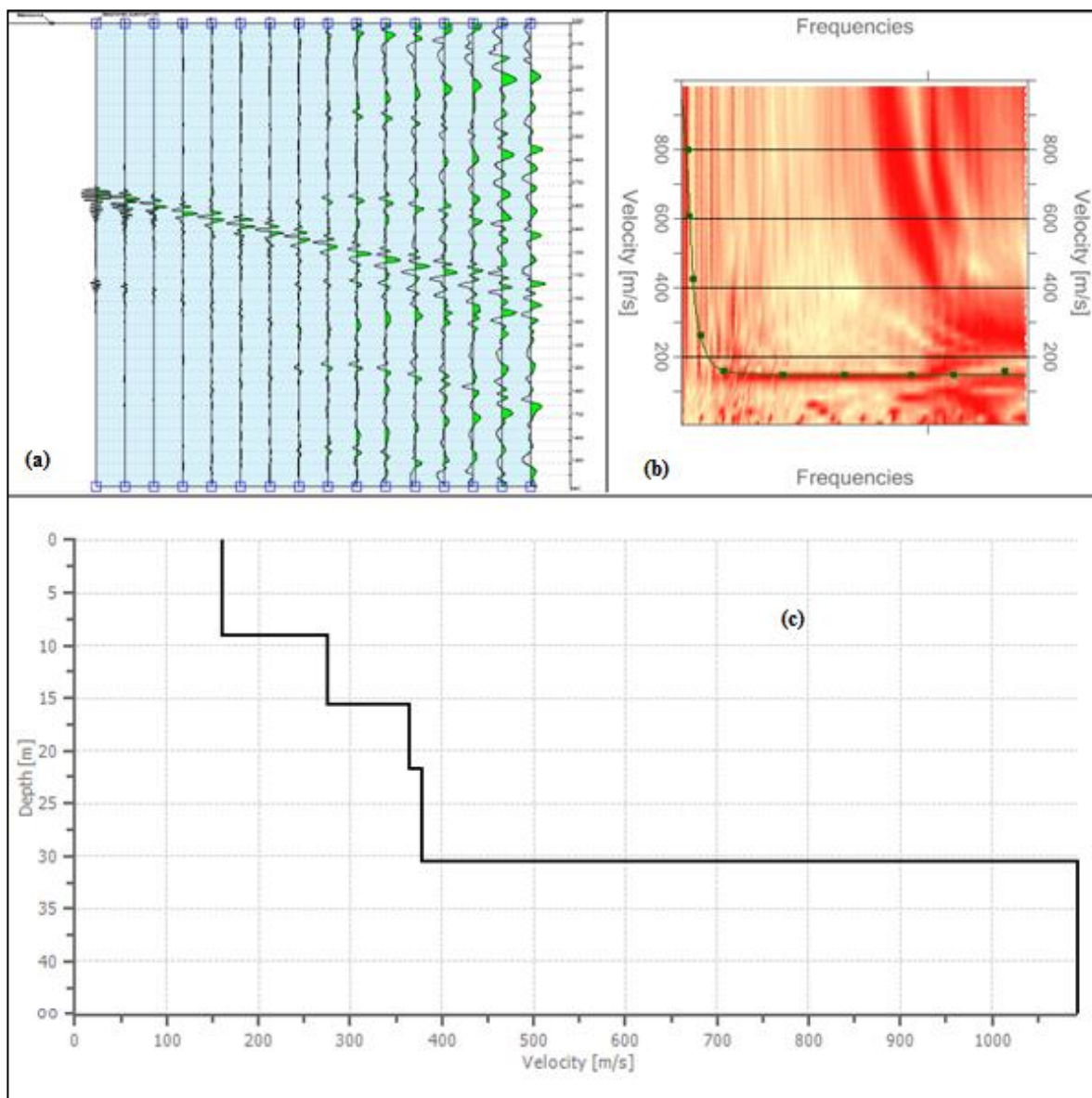


Figura 30. Ensayo 3, Prueba 2. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

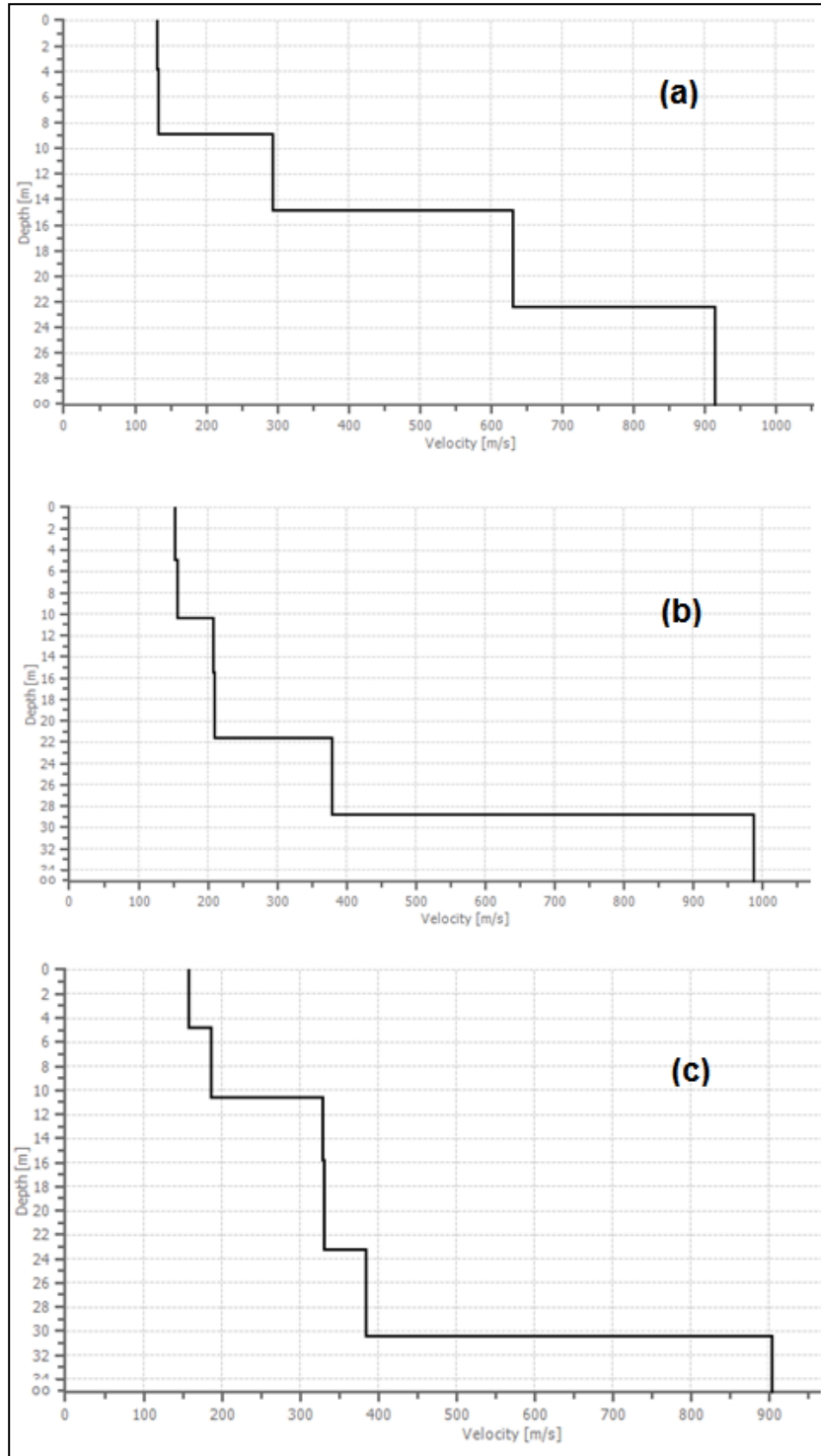


Figura 31. Perfil de velocidad con arreglo lineal de separación entre geófonos a 2 m (a), 3 m (b) y 4 m (c).

Anexo C: Mediciones in-situ.

Ensayo 1: Sector Aserradero Universidad del Bío-Bío.



Figura 1. Disposición de mediciones. Sector Aserradero, Universidad del Bío-Bío.



Figura 2. Fotos Ensayo in situ, medición N-S (1). Aserradero, Universidad del Bío-Bío.

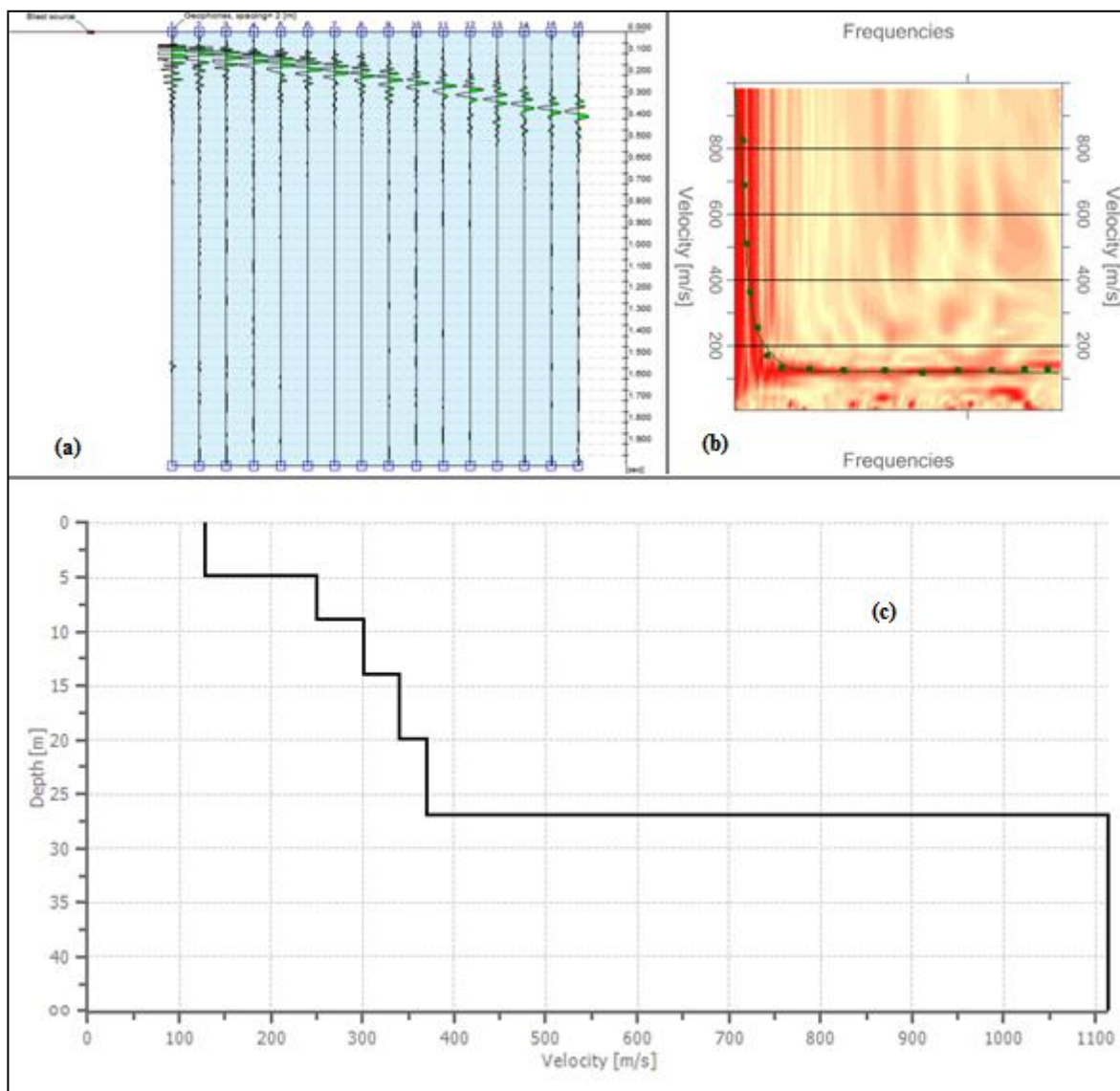


Figura 3. Medición 1, N-S (1). (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

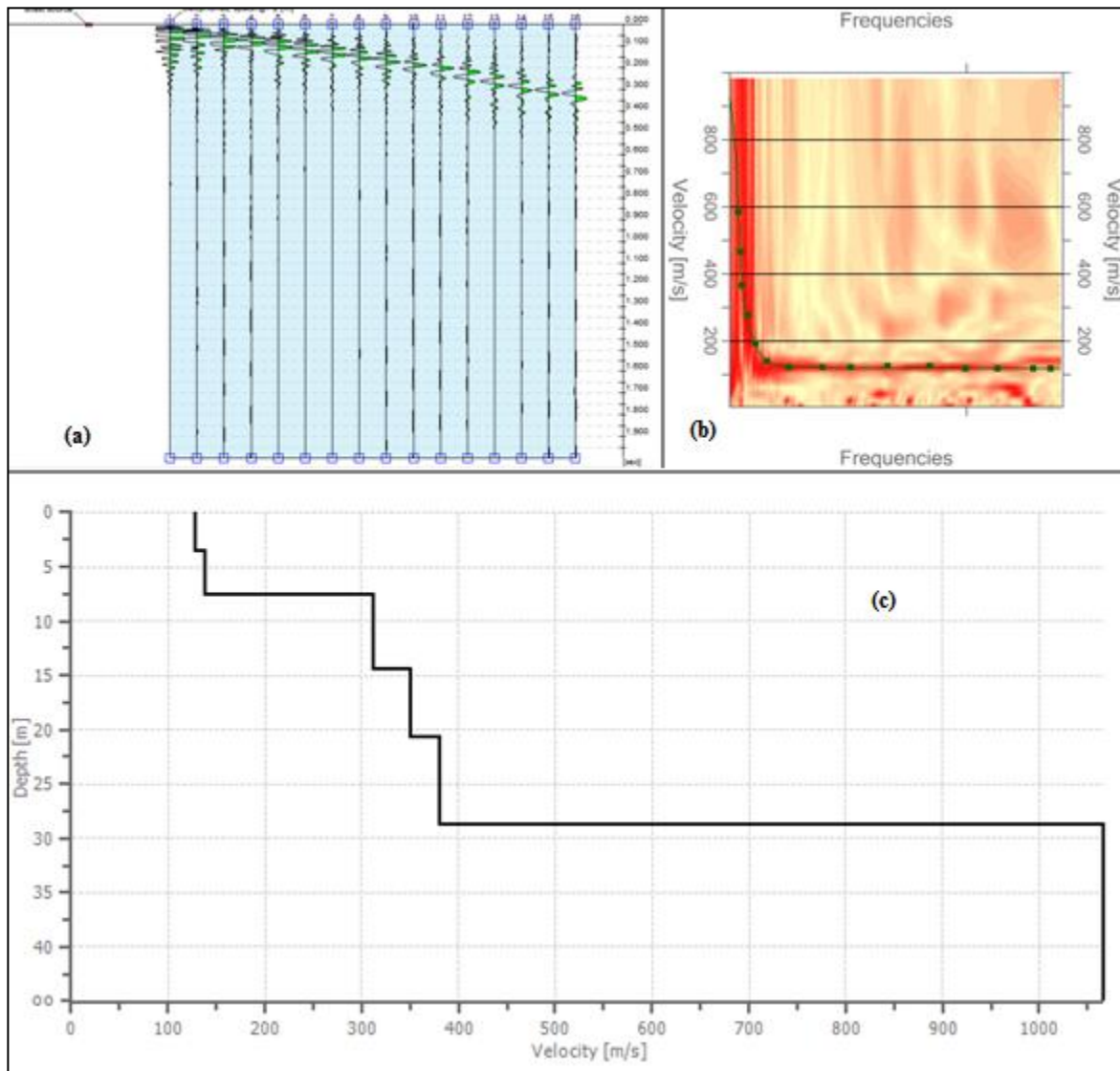


Figura 4. Medición 1, N-S (2). (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

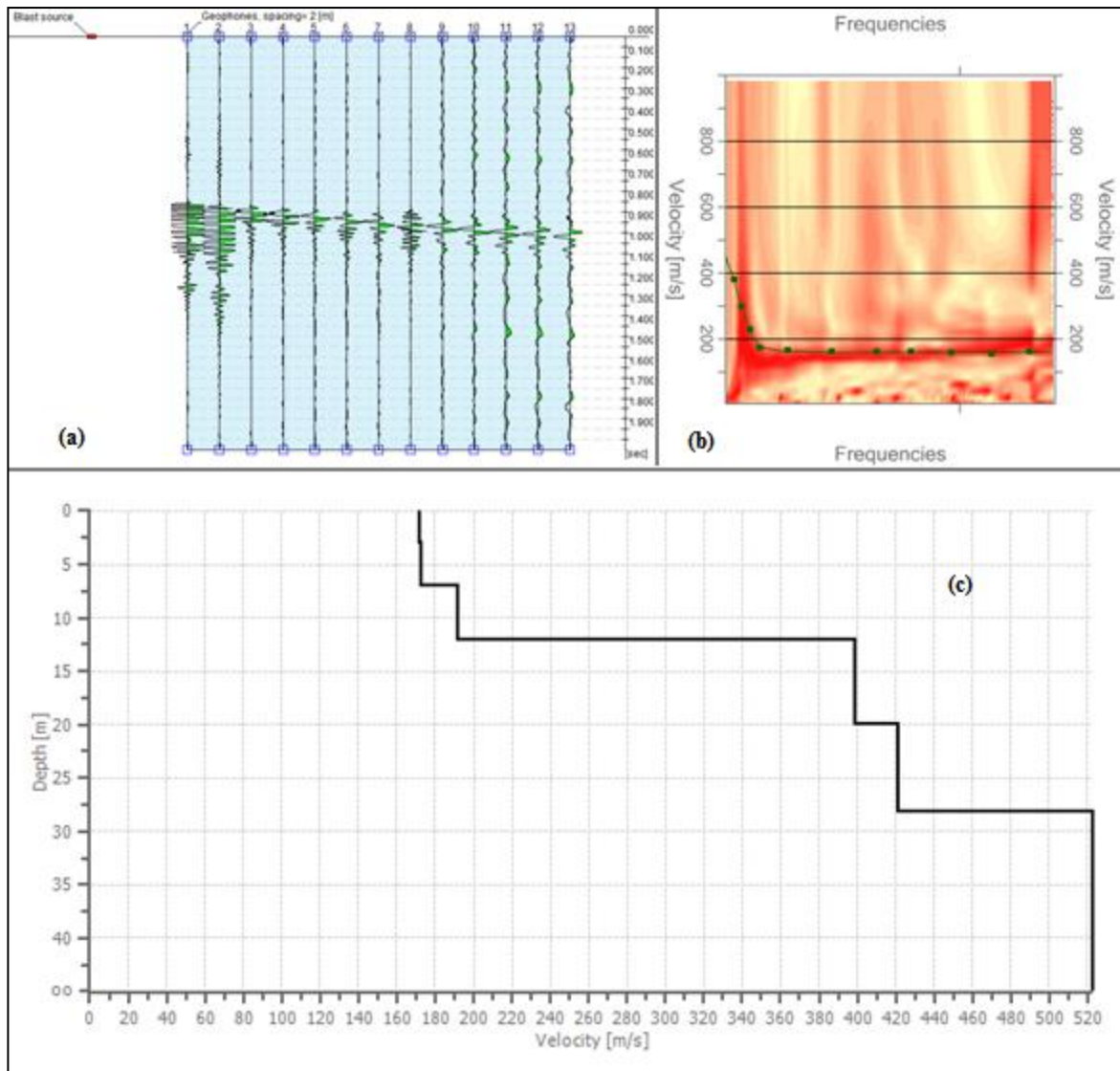


Figura 5. Medición 1, E-O. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Ensayo 2: Dichato

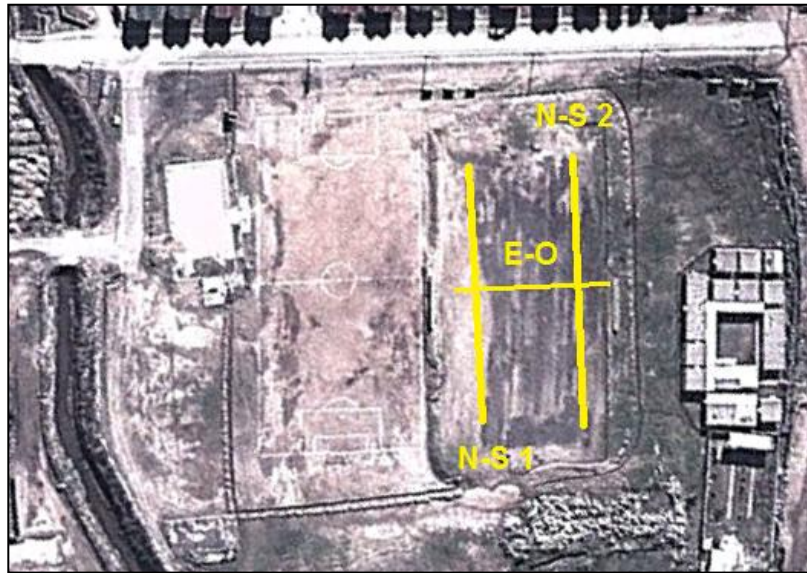


Figura 6. Disposición de mediciones. Dichato.



Figura 7. Fotos Ensayo in situ, Dichato.

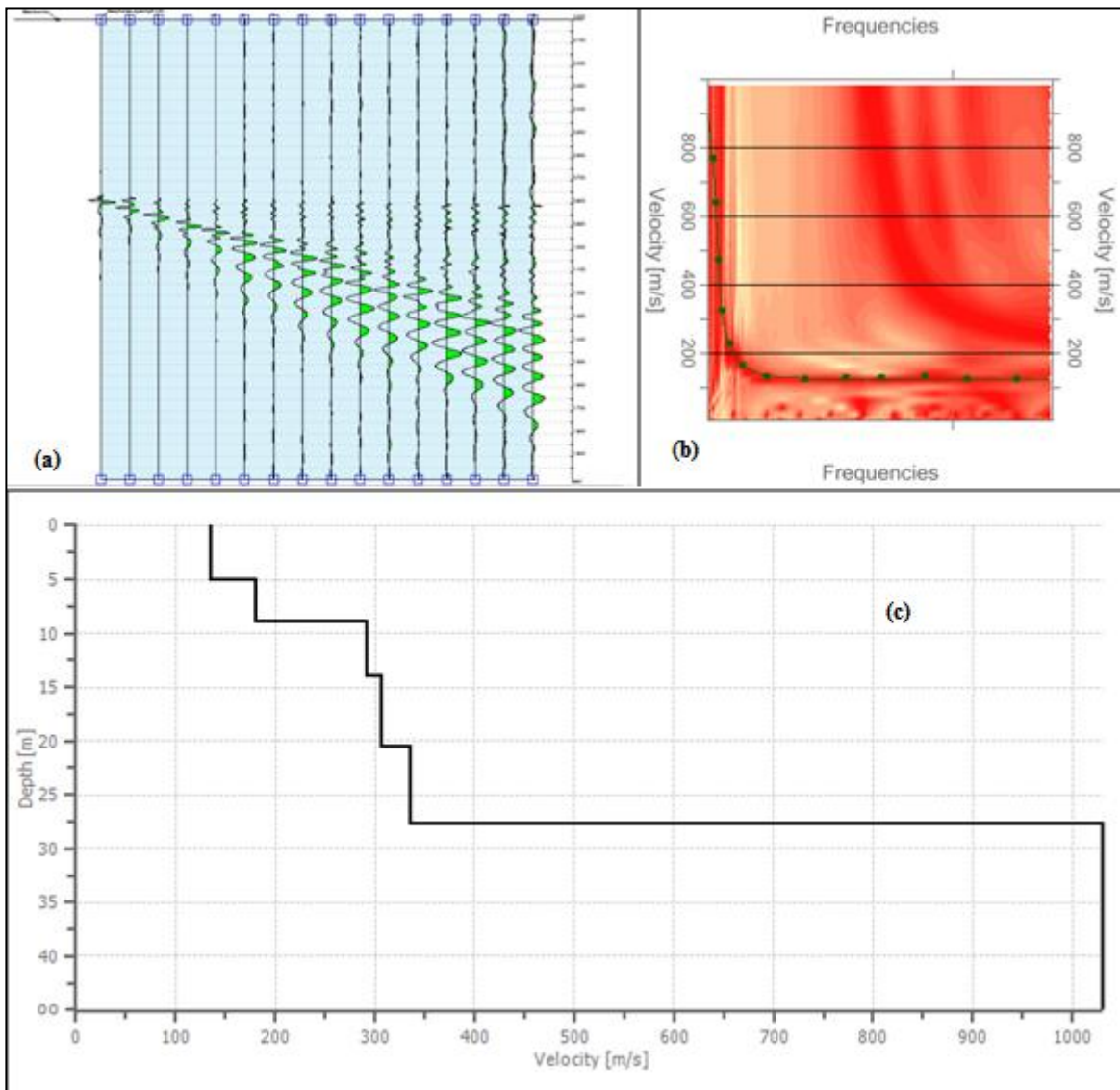


Figura 8. Medición 1, N-S (1). (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

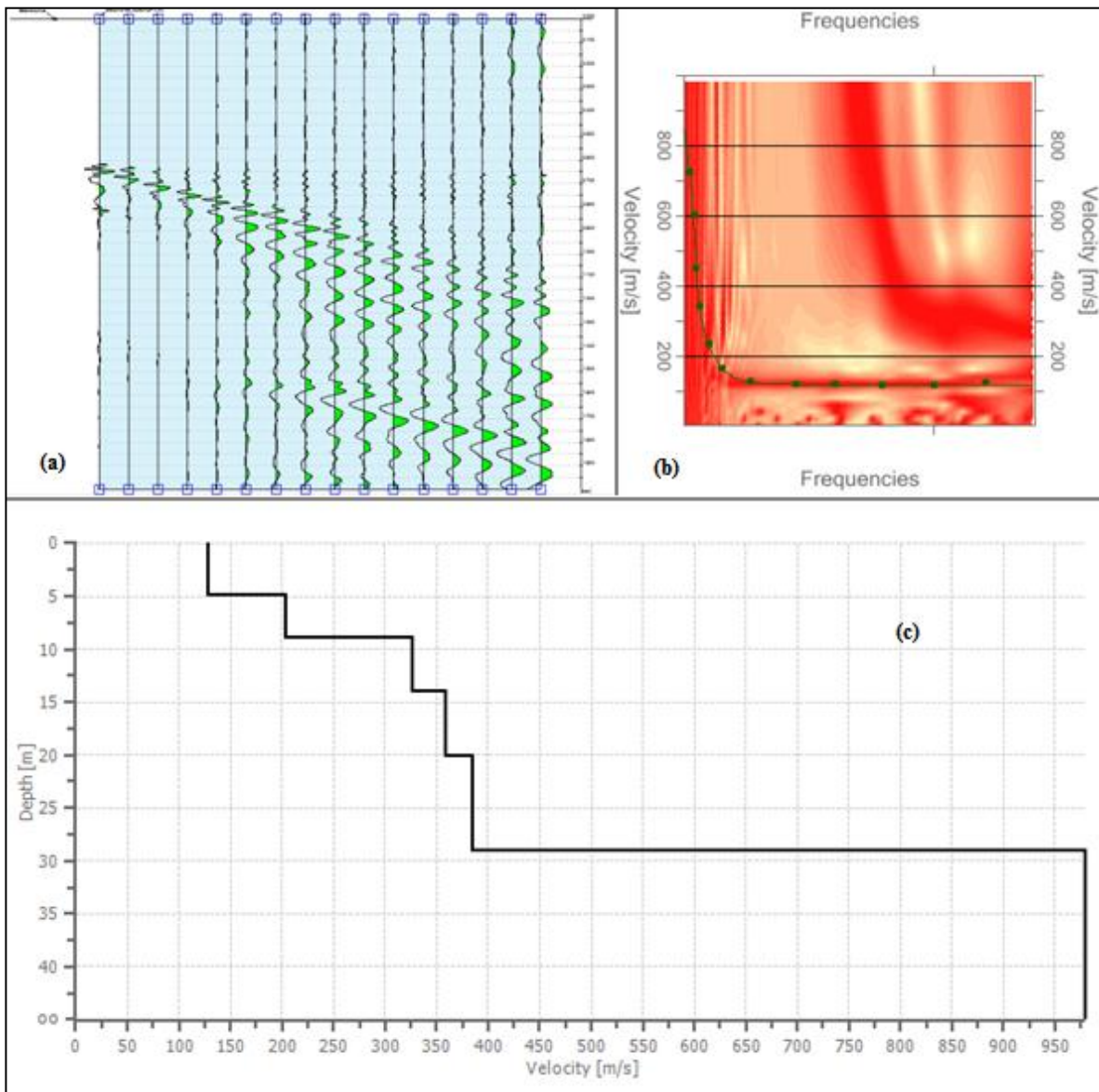


Figura 9. Medición 1, N-S (2). (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

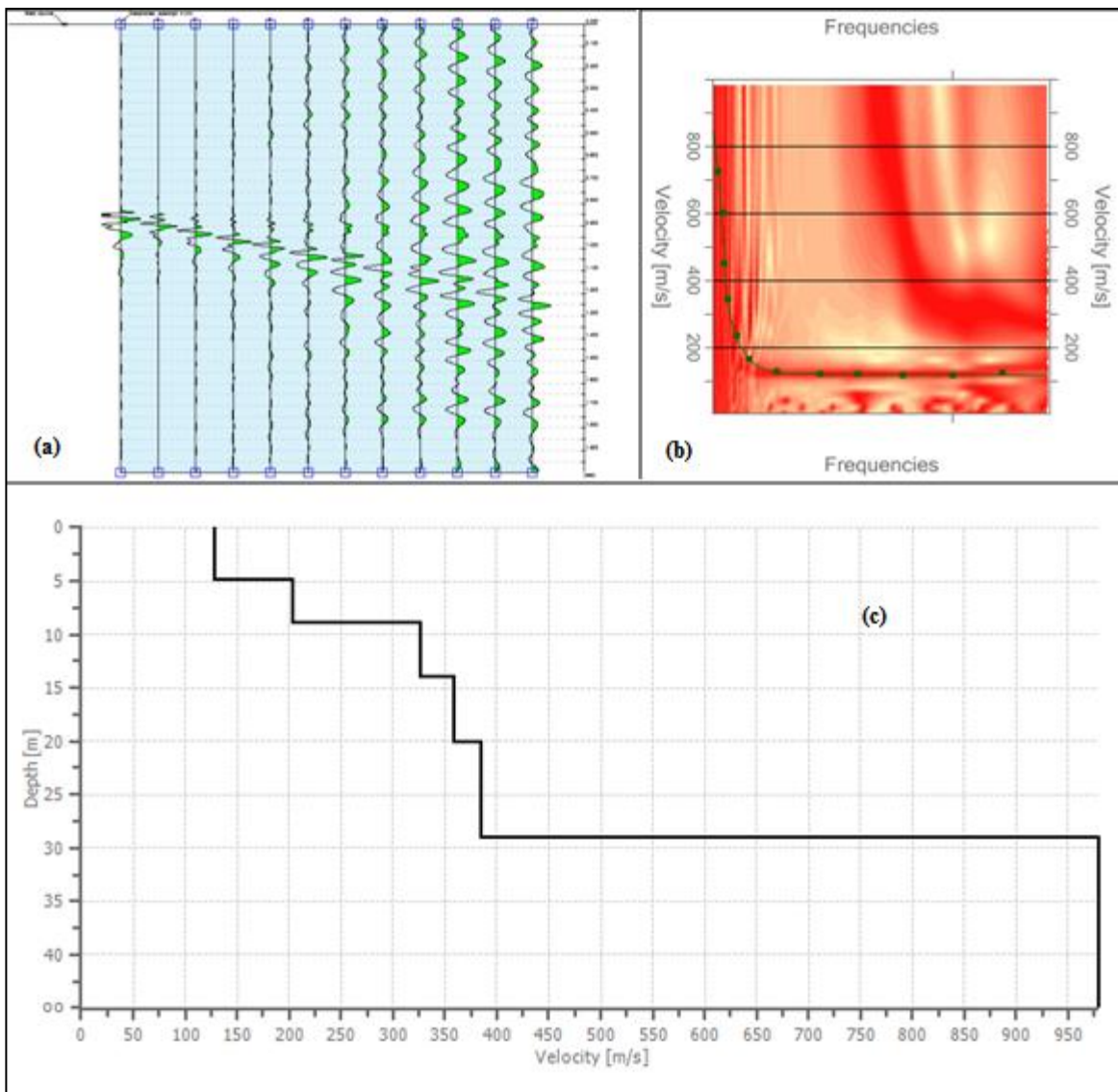


Figura 10. Medición 1, E-O. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Ensayo 3: Lomas de Bellavista, Concepción.



Figura 11. Disposición de mediciones. Lomas de Bellavista, Concepción.



Figura 12. Fotos Ensayo in situ, Lomas de Bellavista, Concepción.

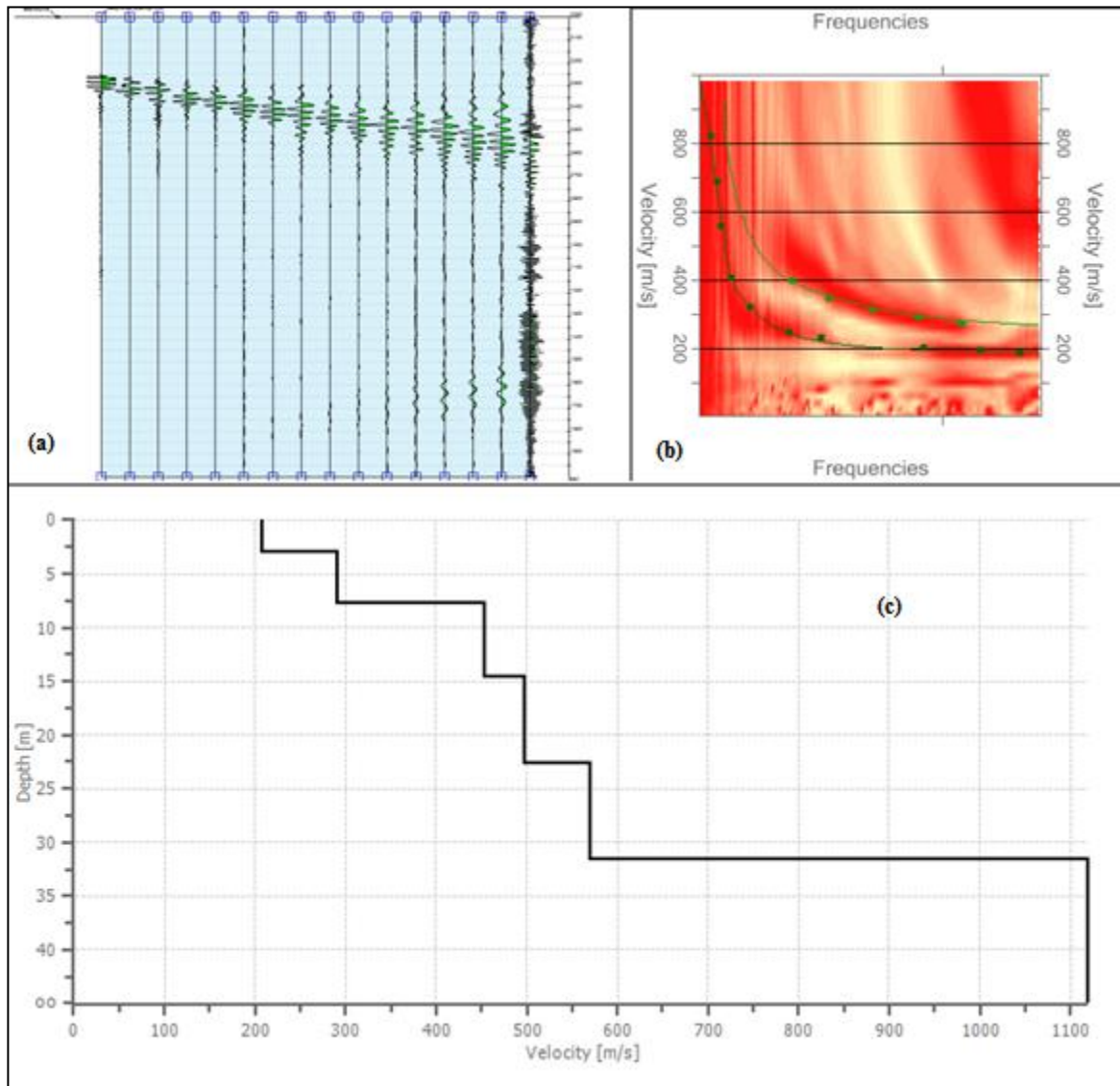


Figura 13. Medición 1, N-S (1). (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

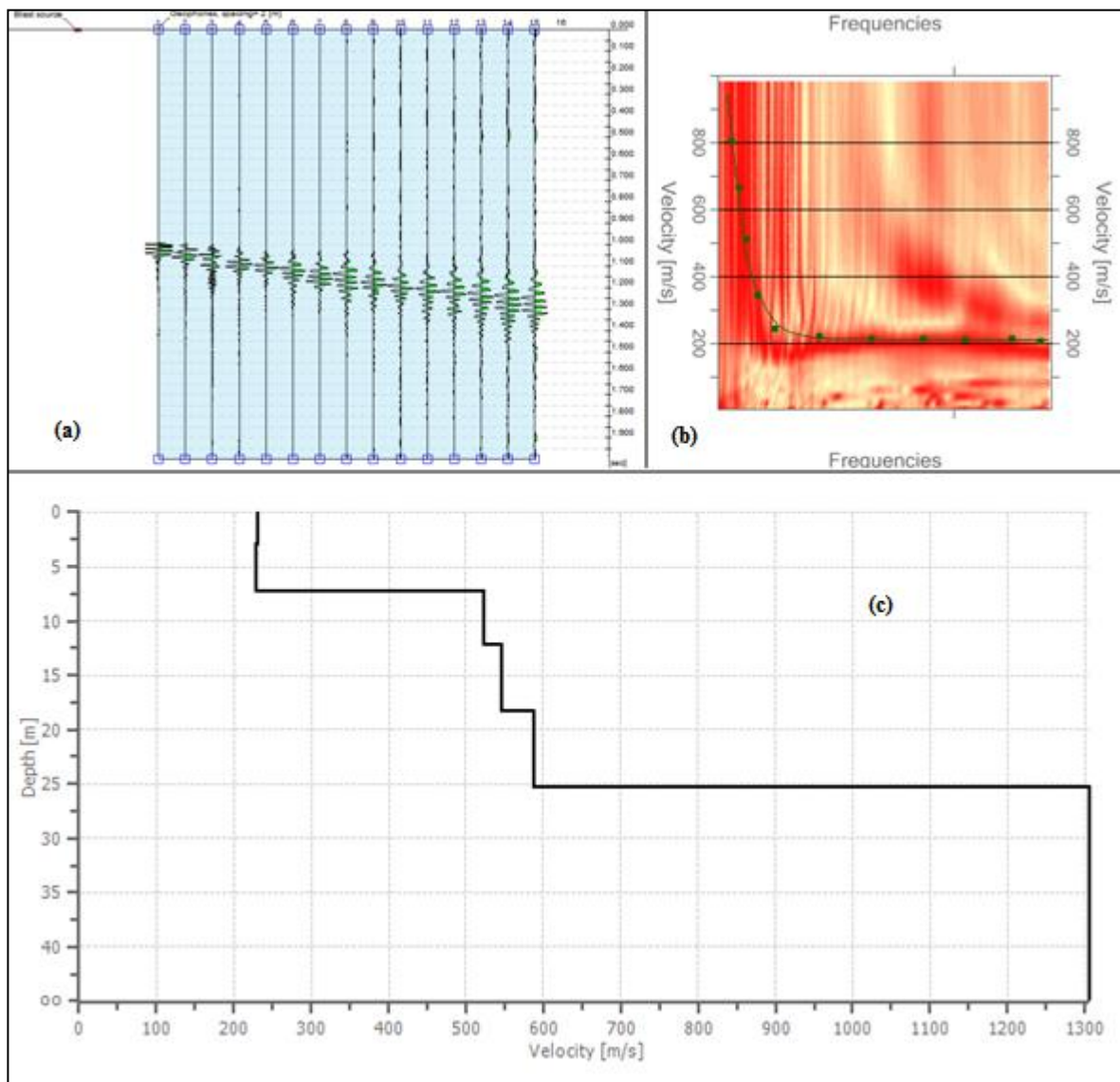


Figura 14. Medición 1, N-S (2). (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

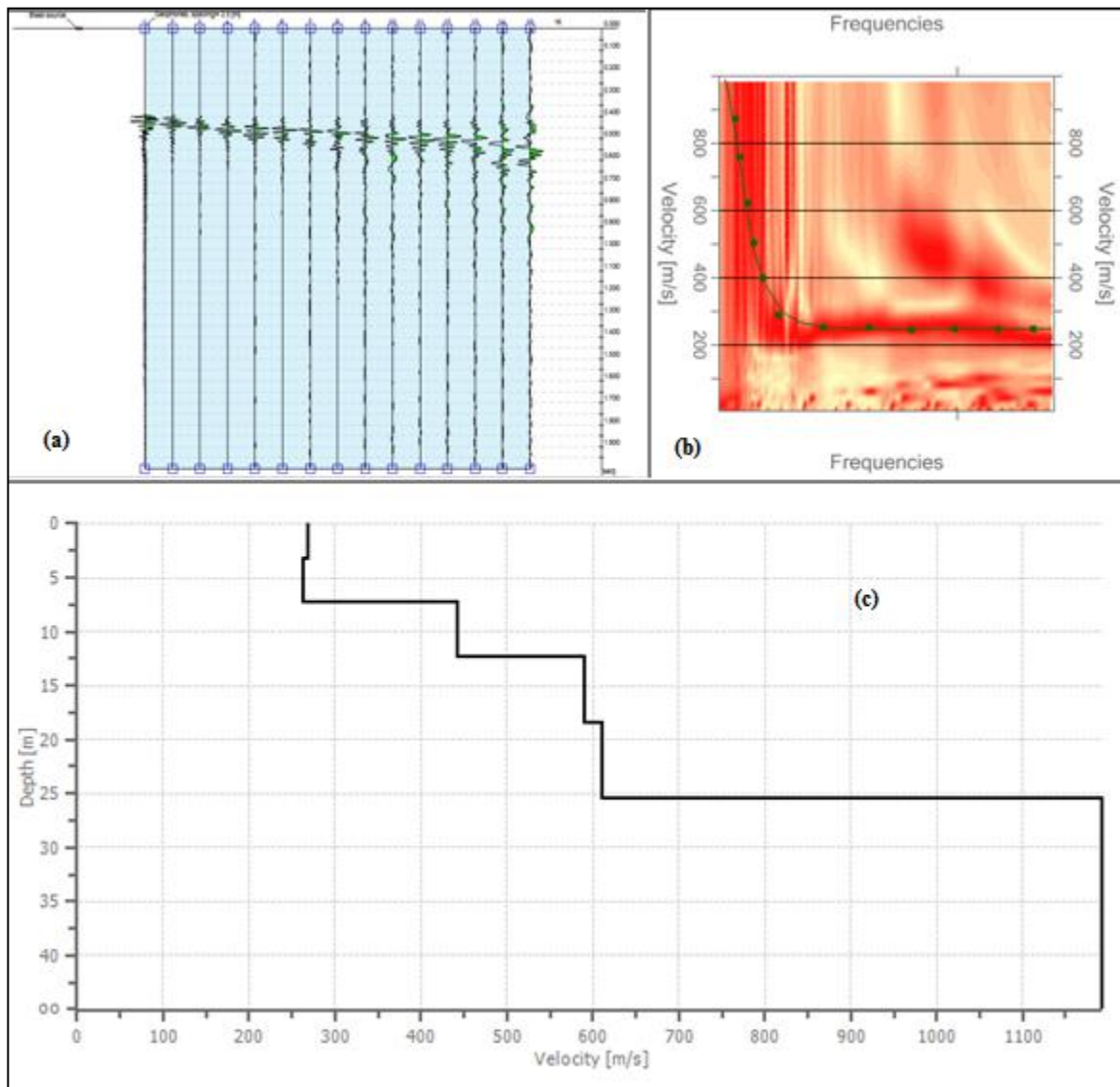


Figura 15. Medición 1, E-O. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Ensayo 4: Osorno.



Figura 16. Disposición de mediciones. Osorno.



Figura 17. Fotos Ensayo in situ, Osorno.

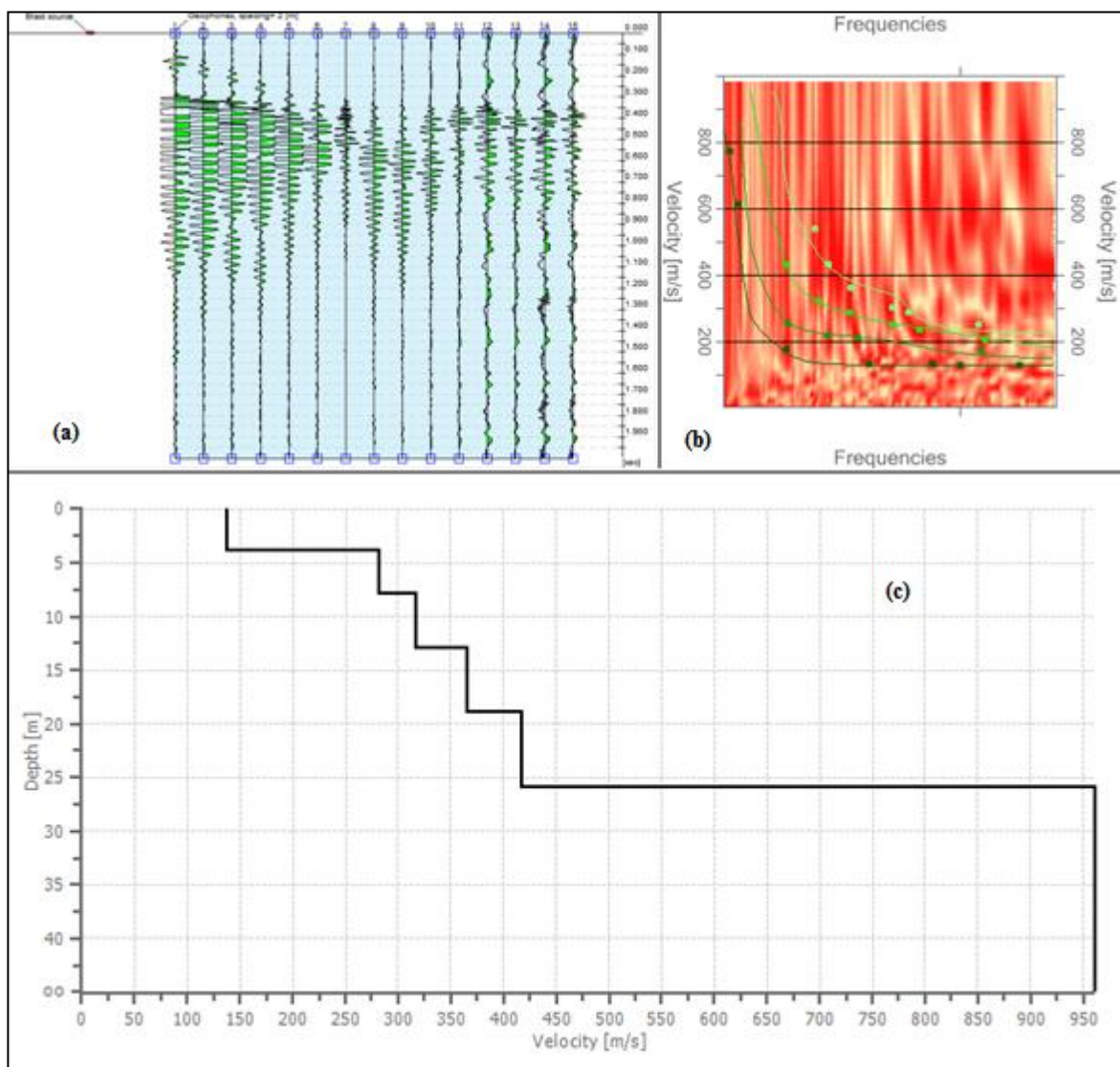


Figura 18. Medición 1, N-S. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: El registro del sismógrafo se “ensucio” con ruido ambiental y además debió haberse ajustado la “ganancia” del equipo; en este caso disminuirla, para registrar las ondas generadas por el golpe de manera más “limpia”.

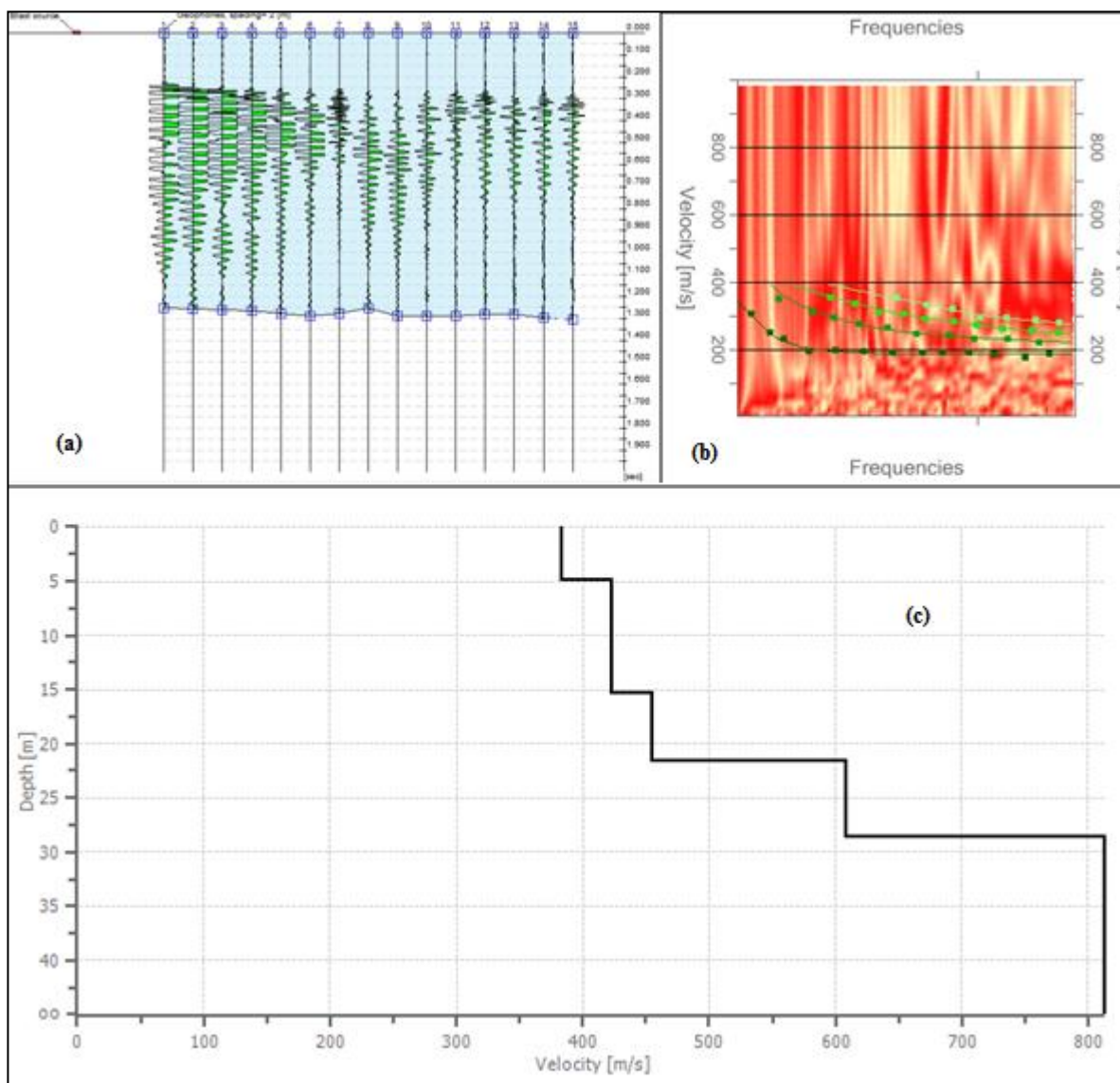


Figura 19. Medición 1, E-O. (a) Registro Sismográfico, (b) Curva de dispersión experimental y aparente, (c) Perfil de velocidades.

Nota: El registro del sismógrafo se “ensucio” con ruido ambiental y además debió haberse ajustado la “ganancia” del equipo; en este caso disminuirla, para registrar las ondas generadas por el golpe de manera más “limpia”. En este caso además se eliminó parte del ruido y el rebote de la placa.

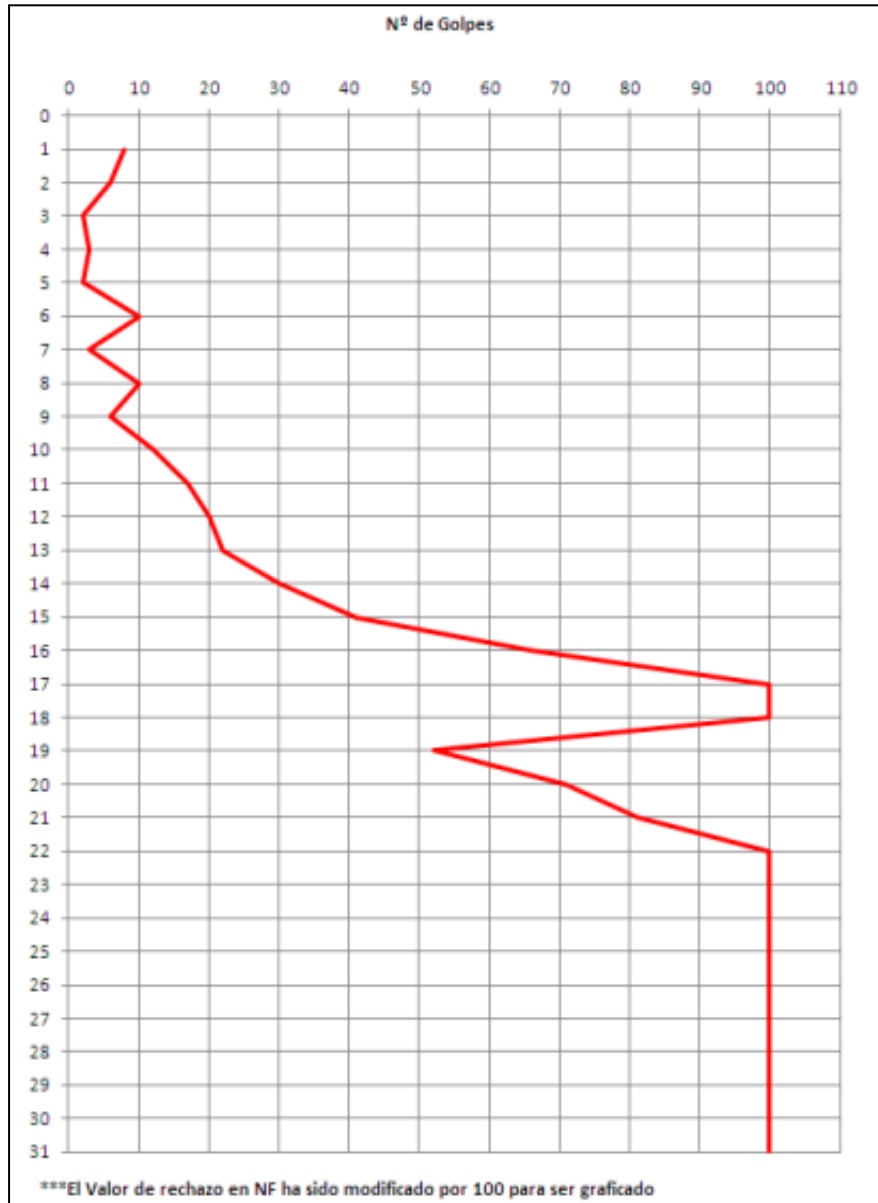


Figura 20. Gráfico Nspt del sondaje N°2. Universidad del Bío-Bío.