PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL ECUADOR

FACULTAD DE INGENIERIA

CARRERA DE INGENIERÍA CIVIL

TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR

TEMA: DETERMINACIÓN DEL PERFIL DE VELOCIDAD DE ONDA (VS-PROFUNDIDAD) MEDIANTE LA APLICACIÓN DEL MÉTODO GEOFÍSICO REMI, EN LOS POZOS DE PERFORACIÓN P-01 Y P-02 DEL PROYECTO DE MICROZONIFICACIÓN DEL DMQ

AUTORA:

KAREN PAMELA VISTIN LOPEZ

QUITO, 06 DE JUNIO 2023

Agradecimiento

Primero a Dios por brindarme la oportunidad de ser una gran profesional, a mí misma por ser perseverante, mis padres Fanny López y Eloy Vistin, mi hermano Víctor Aguayo, familia, amigos que cruzaron durante mi etapa universitaria.

También agradezco a la empresa Geosoil con su representante legal Segundo B. Guanoliquin P., en el departamento de Geofísica al Ing. David J. Nasimba G. por sus enseñanzas y conocimientos compartidos, a los ingenieros Luis Guerrero y Michael Smith, al personal del laboratorio de suelos de la PUCE y al ingeniero Sebastián Morales.

Dedicatoria

Le dedico la tesis a mis padres y hermano especialmente a mi madre por su amor y apoyo incondicional en toda mi etapa universitaria, muchas gracias por todo mamita.

Contenido

1. Capítulo 1 10
1.1. Introducción 10
1.2 Antecedentes 11
1.2.1 Exploración geofísica 11
1.2.2 Sísmica pasiva de refracción 11
1.3 Objetivo General 12
1.4 Objetivos específicos 12
1.5 Alcance 12
2. Capítulo 2 13
2.1 Ubicación de la zona de estudio 13
2.2 Descripción geológica regional 14
2.2.1 Geología cordillera Real 14
2.2.2 Geología cordillera Occidental 15
2.2.3 Geología del Valle Interandino Central (Distrito Metropolitano) 15
2.3 Descripción geológica Local 16
2.4 Geología cuenca de Quito 17
2.5 Estructura Geológica subcuenca del sur de Quito 18
2.6 Hidrogeología 18
2.6.1 El acuitardo 18
2.6.2 Nivel Acuífero Superior 19
2.6.2.1 Yacimiento Guamaní 19
2.6.2.2 Yacimiento el Pintado 19
2.6.3 Nivel Acuífero Inferior 19
2.7 Vulcanismo 20
2.7.1 Vulcanismo En la zona del Proyecto: Complejo volcánico Pichincha 20
2.7.2 Complejo volcánico Atacazo-Ninahuilca 21
3 Capítulo 3 21
3.1 Prospección sismológica, sondeos sísmicos de refracción 21
3.2 Ondas sísmicas 21
3.3 Ondas superficiales 22
3.4 Ondas corpóreas 22
3.4.1 Ondas primarias 22
3.4.2 Ondas secundarias 23
3.5 Ondas Love 24

3.6 Ondas Rayleigh 24
3.7 Dispersión de ondas superficiales 25
3.8 Velocidad de fase 25
3.9 Velocidad de grupo 25
3.10 Zona de impedancia 26
3.11 Vs30 26
3.12 Método Refracción Microtremor 27
3.13 Curva de dispersión 27
3.14 Análisis de dispersión 28
3.15 Método de cambio de fase 28
3.16 Transformada de Fourier 29
3.17 Espectro de dispersión 32
3.18 Extracción de curvas de dispersión 34
3.19 Selección manual de curvas de dispersión (picking) 35
3.20 Inversión 35
3.21 Algoritmos generales de inversión 36
3.22 Modelo del suelo por estratos y parámetros del modelo. 37
4 Capítulo 4 39
4.1 Marco Metodológico 39
4.2 Exploración geofísica 39
4.3 Adquisición de datos en campo. 42
4.4 Equipos de adquisición 42
4.5 Parámetros de adquisición 43
4.6 Metodología de adquisición 43
4.7 Procesamiento de datos por el método MAS 43
4.8 Procesamiento de datos por el método REMI 43
5 Capítulo 5 51
5.1 *Vs30 vs velocidad en profundidad y* cálculo del *Vs30* 51
5.2 Líneas de tendencia exponencial 52
5.2.1 Análisis de Datos 52
5.3 Perfil Vs30 de cada tendido 56
5.3.1 Perfil geotécnico 56
5.3.2 POZO 1 57
5.3.3 POZO 2 58
5.4 Perfil Vs y Vs30 de cada pozo 59

5.5 Error Absoluto y Relativo 61
5.6 Clasificación NEC 2015 62
5.7 Conclusiones y Recomendaciones 64
5.7.1 Conclusiones 64
5.7.2 Recomendaciones 65
5.8 Referencias 65
5.9 Anexos 69
5.9.1 Curvas de dispersión 71
5.9.2 POZO 1 71
5.9.2.1 Tendido 1 71
5.9.2.1.1 Datos 11-15 71
5.9.2.1.2 Datos 16-20 71
5.9.2.1.3 Datos 21-25 72
5.9.2.1.4 Datos 26 -30 72
5.9.2.1.5 Datos 30-35 73
5.9.2.1.6 Datos 35-40 73
5.9.2.2 Tendido 2 74
5.9.2.2.1 Datos 135-139 74
5.9.2.2.2 Datos 140-144 74
5.9.2.2.3 Datos 145-149 75
5.9.2.2.4 Datos 150-154 75
5.9.2.2.5 Datos 155-159 76
5.9.3 POZO 2 77
5.9.3.1 Tendido 1 77
5.9.3.1.2 Datos 285-289 77
5.9.3.1.3 Datos 291-294 78
5.9.3.1.4 Datos 295-299 78
5.9.3.1.5 Datos 300-304 78
5.9.3.1.6 Datos 305-309 79
5.9.3.2 Tendido 2 80
5.9.3.2.1 Datos 390-394 80
5.9.3.2.2 Datos 395-399 80
5.9.3.2.3 Datos 400-404 81
5.9.3.2.4 Datos 405-409 81
5.9.3.2.5 Datos 409-414 81

5.9.3.2.6 Datos 414-418 82
5. Capítulo 5 83
5.10 Perfil Vs30 83
5.10.1 POZO 1 83
5.10.1.1 Tendido 1 83
5.10.1.2 Tendido 2 86
5.10.2 POZO 2 89
5.10.2.1 Tendido 1 90
5.10.2.2 Tendido 2 93

Figura 1:Pozo -01. Obtenido: (Earth, 2023) 13
Figura 2: Pozo-02. Obtenido: (Earth, 2023) 14
Figura 3: Esquema tectónico actual simplificado del Valle Interandino Central. Obtenido: (Villagómez Díaz, 2003) 16
Figura 4: Columna estratigráfica de la subcuenca del sur de Quito. Tomado de (AGUIAR, 2009) 18
Figura 5: Modelo hidrogeológico conceptual de la subcuenca del sur de Quito. Tomado de (Peñafiel Aguiar L., 2009) 20
Figura 6: Ondas de Compresión “Vp” (Kramer, 1996) 23
Figura 7: Ondas de Corte “Vs” (Kramer, 1996) 24
Figura 8: Principio básico detrás del método de cambio de fase. (a) Curvas sinusoidales normalizadas con frecuencia de 20 Hz y velocidad de fase de 140 m/s. (b) Suma normalizada de amplitud como una función para diferente número de señales. (Olafsdottir, 2014) 32
Figura 9: Extracción de curvas de dispersión 35
Figura 10: Problema de Inversión. Tomado (ROSELL, 2016) 36
Figura 11: Clasificación de perfiles de suelo según NA (1993) y la ASTM-D5777. 38
Figura 12: Clasificación de perfiles de suelo según la norma E.030. 38
Figura 13: Pozo -01. Obtenido de: (Earth, 2023) 40
Figura 14: Pozo -01. Obtenido de: (Earth, 2023) 40
Figura 15:Pozo-01 Tendido Longitudinal 41
Figura 16: Pozo -01 Tendido Transversal 41
Figura 17: Pozo-02 Tendido Longitudinal 41
Figura 18: Parámetros geométricos. (Rojas & Diaz, 2017-2018) 44
Figura 19: Inversión tau-p. (Rojas & Diaz, 2017-2018) 44
Figura 20:Datos para inversión (Rojas & Diaz, 2017-2018) 45
Figura 21: Picking. (Rojas & Diaz, 2017-2018) 45
Figura 22:Display DC. (Rojas & Diaz, 2017-2018) 46
Figura 23: Formato txt. (Rojas & Diaz, 2017-2018) 46
Figura 24: Curva de dispersión. (Dinver, s.f.) 47
Figura 25: Ingreso de parámetros. (Dinver, s.f.) 49
Figura 26: Parámetros. (Dinver, s.f.) 49
Figura 27: Primera iteración (Dinver, s.f.) 50
Figura 28: Perfil geotécnico al perfil 1-1 del polígono de la microzonificación geotécnica del sur de Quito. Tomada de: (NIAMA & SALTOS, 2021) 56
Figura 29: Clasificación de los perfiles de suelo. Obtenido: (NEC, 2014) 63

Ec 1 26
Ec 2 27
Ec 3 27
Ec 4 29
Ec 5 29
Ec 6 29
Ec 7 29
Ec 8 30
Ec 9 30
Ec 10 30
Ec 11 30
Ec 12 30
Ec 13 30
Ec 14 31
Ec 15 31
Ec 16 31
Ec 17 31
Ec 18 32
Ec 19 32
Ec 20 33
Ec 21 33
Ec 22 33
Ec 23 34
Ec 24 34
Ec 25 34
Ec 26 35

1. Capítulo 1

1.1. Introducción

Ecuador es un país de alta sismicidad al disposición y cantidad de fuentes posibles que atraviesan su territorio, asociadas fundamentalmente a una convergencia de placas oceánica-continental. Quito la capital de Ecuador, al igual que otras ciudades se encuentran amenazadas sísmicamente, a más de la fuente interplaca señalada por un corredor de fallas activas intraplaca. Específicamente el Distrito Metropolitano de Quito se encuentra asentada en una falla geológica de 60 km ciega inversa la cual está activa y puede generar sismo de magnitud entre 6 y 6.4. (Roa, 2021)

Considerando esta amenaza el Municipio de Quito, en convenio con la Pontificia Universidad Católica del Ecuador (PUCE) y el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN) decidió iniciar un plan de investigación para generar una actualización de la microzonificación sísmica de Quito.

Se debe tener presente que según la Norma Ecuatoriana de la construcción 2015 (NEC, 2014), para poblaciones con más de 100000 habitantes deberían disponer de estudios de microzonificación sísmica y geotécnica en su territorio. Actualmente el DMQ tiene una población de 2,872,351 habitantes.

En cumplimiento de la responsabilidad del Municipio de Quito frente a este tipo de amenazas se entiende la necesidad de una constante investigación, considerando los avances de la ciencia y técnica en este ámbito, por ello se planificó y desarrollo una actualización de la microzonificación Sísmica en el DMQ, para evaluar la respuesta sísmica en la zona del área de estudio, por lo cual, se realizaron investigaciones pertinentes para caracterizar el subsuelo, determinar las características geológicas, geofísicas y geotécnicas; establecer microzonas del subsuelo con mayor precisión respecto a estudios previos realizados. En este contexto de amenazas y estudios, así como sobre la base de la participación de la PUCE en el proyecto, se plantea como trabajo de Integración curricular el desarrollo e implementación en la Facultad de Ingeniería de la PUCE, la técnica de investigación de campo geofísica conocida como ReMi. Se considera importante que la Facultad esté en conocimiento teórico y práctico del método, al formar parte de los métodos obligatorios en cualquier caracterización dinámica del subsuelo.

El presente trabajo de Integración tiene por objetivo determinar con el perfil de velocidad de onda (Vs-profundidad) mediante la aplicación del método geofísico REMI, en los pozos de perforación P-01 Y P-02 del proyecto de microzonificación del DMQ.

Los perfiles de velocidad de onda S son importantes en la caracterización dinámica del suelo, así como también, a partir de esa información el parámetro Vs30 es de uso estandarizado para caracterizar la respuesta sísmica a nivel regional y global, es la velocidad de la onda de corte ponderado en los primeros 30 metros de profundidad. (Cristian Godoy, 2014)

La técnica ReMi (Refracción Microtremor) es un ensayo geofísico, no invasivo, pasivo que consiste en determinar la distribución de los valores de la velocidad de las ondas de corte o cizalla (Vs) a través del terreno, a partir del análisis espectral del ruido sísmico ambiental el cual produce una contribución pasiva de baja frecuencia del espectro lentitud- frecuencia. (Pasiva., s.f.)

Para explicar la obtención del perfil de ondas Vs30 se debe indicar que son ondas Rayleigh, son una combinación de las ondas longitudinales y transversales. La variación entre el movimiento horizontal y vertical de las partículas se refleja en la curva de elipticidad que está estrechamente vinculada a las ondas de corte. (Olafsdottir, 2014)

Con el método de transformada de onda de corte de campo, que es una técnica de transformación de ondas, se obtiene un espectro de la velocidad de fase (imagen de dispersión) basado en registro multicanal (Olafsdottir, 2014)

1.2 Antecedentes

1.2.1 Exploración geofísica

Hay varios tipos de técnicas de exploración geofísica que permiten una evaluación rápida de las características del subsuelo. Estos métodos también permiten una rápida cobertura de las áreas grandes y son menos costosos que la exploración convencional por perforación. Sin embargo, en muchos casos la interpretación definitiva de los resultados es difícil. Por esa razón, tales técnicas se deben usar sólo para el trabajo preliminar. (DAS, 2015) en el caso de la determinación de propiedades estáticas. En investigación sísmica las técnicas geofísicas, si bien son complejas, constituyen metodologías necesarias que en conjunto con investigación geotécnica directa permiten la obtención de información confiable del subsuelo.

1.2.2 Sísmica pasiva de refracción

Este método de la Sísmica Pasiva consiste básicamente en determinar la distribución de los valores de la velocidad de transmisión de las ondas de cizalla (Vs) a través del terreno, a partir del análisis espectral del ruido sísmico ambiental convenientemente registrado. (Angel Granda Sanz, 2007)

El importante significado geotécnico de los valores de Vs del terreno hace que el método que se presenta sea de indudable interés. El método ha sido suficientemente contrastado y ha demostrado ser una opción fiable para la caracterización geotécnica del terreno en medios urbanos o en la proximidad de autovías, aeropuertos o vías férreas donde se da la circunstancia de que precisamente por ser muy alto el nivel de ruido ambiental no es factible la ejecución de otros tipos de estudios sísmicos. (Angel Granda Sanz, 2007)

Una de las ideas fundamentales en que se basa el método de la Sísmica Pasiva es que la transformada (lentitud- frecuencia) bidimensional (inversa de la velocidad-frecuencia) de un registro sísmico de ruido ambiental permite separar las ondas Rayleigh de cualquier otro tipo de ondas, superficiales o volumétricas y determinar su velocidad de fase en función de la frecuencia. (Angel Granda Sanz, 2007)

1.3 Objetivo General

Determinación del perfil de velocidad de onda (Vs-profundidad) mediante la aplicación del método geofísico REMI, en los pozos de perforación SDMQ 1 Y SDMQ 2 del proyecto de microzonificación del DMQ.

1.4 Objetivos específicos

- Evidenciar la correspondencia entre la velocidad de onda s determinada, la formación geológica, y características geotécnicas.
- Determinar la velocidad de onda S30 (vs30) del subsuelo.
- Caracterizar sísmicamente el subsuelo según la norma NEC 2015.

1.5 Alcance

Se determinará del perfil de velocidad de onda 1D (Vs-profundidad) mediante la aplicación del método geofísico REMI, en los pozos de perforación SDMQ 1 Y SDMQ2 del proyecto de microzonificación del DMQ ubicado en el sur de Quito.

Con los resultados obtenidos se contrastará la velocidad de onda Vs, la formación geológica y las características geotécnicas con los datos obtenidos anteriormente mediante la aplicación del método geofísico activo MASW. (Arias, 2019)

2. Capítulo 2

2.1 Ubicación de la zona de estudio

El Distrito metropolitano de Quito se encuentra localizado sobre la meseta de Quito, la cual forma parte de la hoya de Guayllabamba.

La investigación de campo fue realizada en Quito en los sectores de Fudurma, Guamaní y el Garrochal.

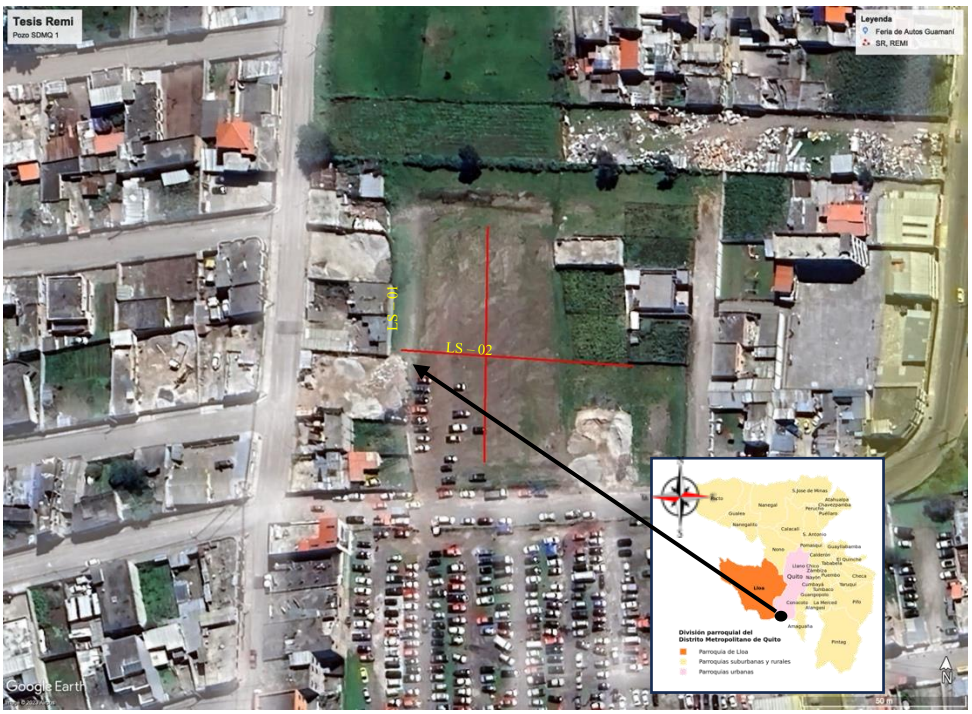


Figura 1:Pozo -01. Obtenido: (Earth, 2023)



Figura 2: Pozo-02. Obtenido: (Earth, 2023)

2.2 Descripción geológica regional

Desde el periodo Oligoceno hasta la actualidad se ha suscitado el proceso de convergencia entre la placa Sudamericana y la de Nazca lo que ha provocado levantamientos, vulcanismo y deformaciones existentes en el margen occidental de Sudamérica. Gracias al cinturón de fuego se han creado 3 zonas geológicas y geomorfológicas: las planicies costeras, el andes central o montañosa y las zonas bajas del Ecuador (Oriente).

El cinturón orogénico de los Andes está compuesto por 2 cadenas montañosas subparalelas de rocas metamórficas del Paleozoico con direccionamiento Norte-Sur, está limitada al Oeste por el valle interandino y al Este por la zona sub-andina. (Ferrari, 1992)

2.2.1 Geología cordillera Real

La cordillera Real está constituida por cinturones alargados de rocas metamórficas del Paleozoico- cretácico. Las rocas que forman la cordillera Real se encuentran divididas en 5 unidades de oeste a este: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora.

Las fallas que se encuentran entre los límites de las unidades son: Cosanga-Méndez, Llanganates, Baños y Peltetec. (Litherland, 1994)

2.2.2 Geología cordillera Occidental

La Cordillera Occidental del Ecuador está compuesta de bloques alóctonos, los cuales fueron acrecionados al margen Sudamericano durante el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano. Cada bloque alóctono está compuesto de un basamento máfico oceánico, el cual está cubierto por rocas sedimentarias pre, syn- y postacrecionarias cuya edad varía entre el Cretácico y el Terciario.

Emerge a lo largo del borde este de la cordillera occidental por una zona de sutura deformada Zona de falla de Pujilí. El bloque está compuesto por las unidades de Pallatanga y San Juan. (Vallejo, 2007)

2.2.3 Geología del Valle Interandino Central (Distrito Metropolitano)

Es una depresión topográfica limitada por fallas asociadas a la génesis de las cordilleras occidental y Real. Se extiende desde el chota al norte, hasta Alausí al sur y empezó a formarse a partir del Mioceno Tardío- Plioceno. (GUEVARA, CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA DE LA ESTRUCTURA ANTICLINAL DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE QUITO, UTILIZANDO EVIDENCIA GEOFÍSICA Y GEOMORFOLÓGICA., 2017)

En la zona de estudio el Valle Interandino Central es representada por un grupo de tres lomas que tienen una orientación en común, aproximadamente Norte a Nornoreste. De Norte a Sur las lomas corresponden de la siguiente manera: Calderón-Catequilla (CCR). Batán- La Bota (BBR) e Ilumbisi-Puengasí (IPR), estas lomas dividen al Valle Interandino Central en tres subcuencas: Quito, San Antonio y Guayllabamba. (Villagómez Díaz, 2003)

Los materiales que rellenan el valle interandino son depósitos volcánicos.

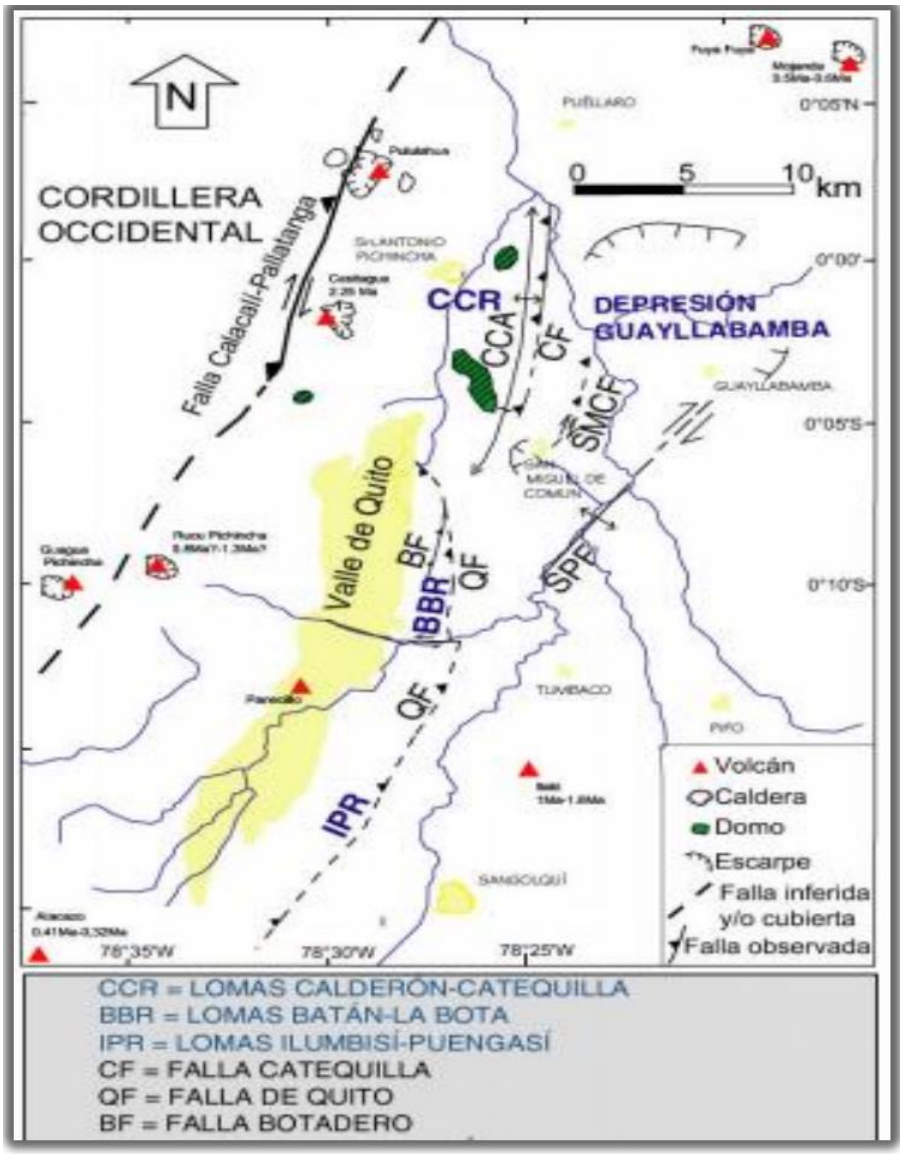


Figura 3: Esquema tectónico actual simplificado del Valle Interandino Central. Obtenido: (Villagómez Díaz, 2003)

2.3 Descripción geológica Local

En la subcuenca se distinguen 3 rasgos morfológicos: flancos orientales de los complejos volcánicos Pichincha y Atacazo- Ninahuilca, valle del sur de Quito y Loma de Puengasi.El valle del sur de Quito se presenta como una planicie de 53.7 kilómetros cuadrados. (AGUIAR, 2009)

En esta subcuenca se distinguen 3 rasgos morfológicos:

Flancos orientales de los complejos volcánicos Pichincha y Atacazo – Ninahuilca, valle del sur de Quito y Loma de Puengasi. (AGUIAR, 2009)

El borde oriental de los complejos volcánicos Atacazo- Ninahuilca y Pichincha se encuentra cubierto por la formación cangahua, las laderas del primer complejo tiene

pendientes suaves, mientras que los flancos del segundo presentan fuerte inclinación. Al oriente de este valle se extiende la Loma de Puengasi, la cual se presenta como una estructura alargada de dirección Norte-Noreste y altura aproximadamente constante. (AGUIAR, 2009)

2.4 Geología cuenca de Quito

La ciudad de Quito se encuentra ubicada sobre una cuenca alargada que está limitada al oeste por el complejo volcánico Pichincha, al este se encuentra un conjunto de elevaciones con dirección Norte-Sur. La formación de la cuenca está directamente relacionada con la actividad del sistema de fallas inversas de Quito, cuya expresión morfológica es una serie de loma alargadas de dirección Norte-Noreste, situadas en el borde este de la ciudad. En la cuenca de Quito se ha depositado material de origen volcánico a partir de Pleistoceno medio, el cual ha sido agrupado dentro de las formaciones Machángara y cangahua. (A. Alvarado, 1943)

La formación cangahua es un depósito piroclástico cuaternario, de varios de metros de espesor que cubre en forma de mantos la topografía preexistente. Se presenta en toda la hoja, pero es más gruesa en los valles. Consiste principalmente de ceniza compacta café oscuro, pero hay bandas finas de lapilli de pómez. Este lapilli incrementa su tamaño de grano al SSE, el Cotopaxi fue probablemente la fuente. Al Oeste del Illiniza y al sur de Almas Santas, se presentan depósitos piroclásticos poco consolidados de hasta 60 m, de espesor con lapilli de pómez en su parte superior. Puede haberse originado en el Illiniza y Almas Santas, así como el Cotopaxi. (Anónimo., 1978)

En el drenaje del sur se encuentra el rio Machángara que corre de sur a norte formando al desaguar una profunda quebrada.

La formación Machángara se conforma por el Miembro Volcánico Basal y el Miembro Quito. El Miembro Basal está formado por La Unidad Volcánica Atacazo – Ninahuilca, La Unidad Volcánica Pichincha y por los Volcánicos Indiferenciados que constituyen el basamento de la subcuenca del sur de Quito (Unidad Basamento). (GUEVARA, CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA DE LA ESTRUCTURA ANTICLINAL DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE QUITO,UTILIZANDO EVIDENCIA GEOFÍSICA Y GEOMORFOLÓGICA., 2017)

El Miembro Quito se encuentra formado por la Unidad Fluvio-Lacustre El Pintado y La Unidad Vulcano sedimentaria Guamaní. (METROPOLITANA, 2012)

2.5 Estructura Geológica subcuenca del sur de Quito

La subcuenca del sur de Quito tiene un área aproximada de 127.7 kilómetros cuadrados. Está limitada al norte por el domo El Panecillo y el río Machángara,al sur por la quebrada Saguanchi afluente del río San Pedro, al oeste por los complejos volcánicos Atacazo – Ninahuilca (CVAN) y Pichincha (estructura basal El Cinto) y al este por la Loma de Puengasí. (AGUILAR, 2009)

Los materiales de la subcuenca del sur de Quito fueron clasificados en 3 unidades litológicas: Unidad de Basamento, Unidad Volcano sedimentaria Guamaní y Unidad Fluvio- Lacustre El Pintado. (AGUIAR, 2009)

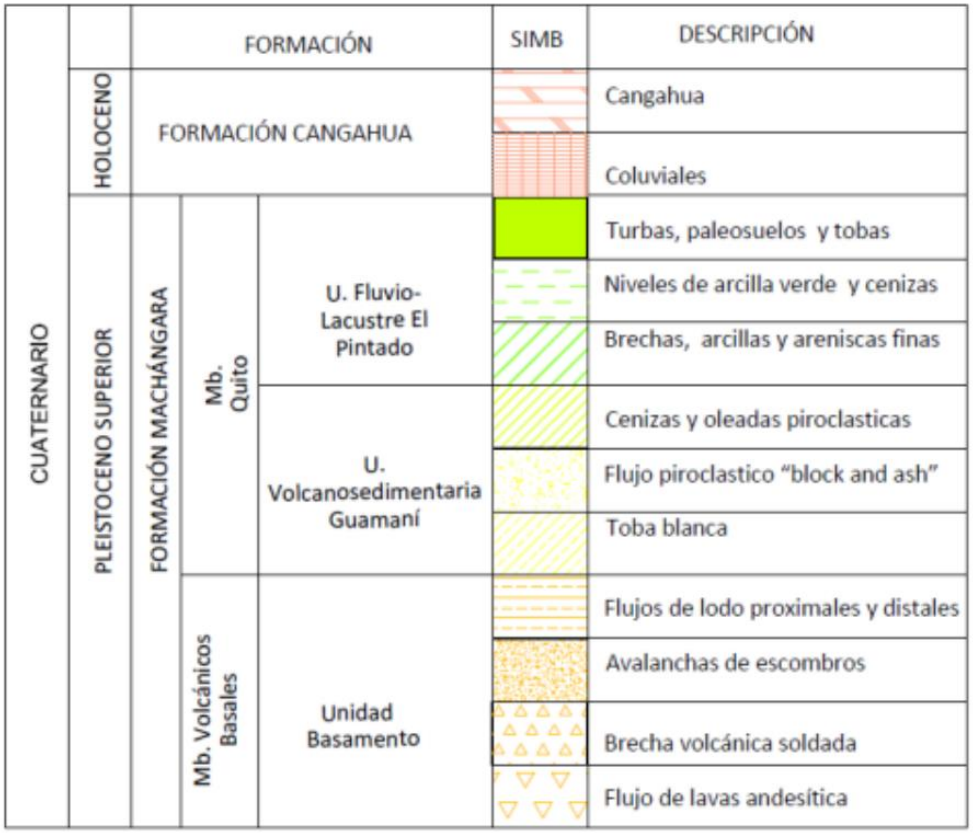


Figura 4: Columna estratigráfica de la subcuenca del sur de Quito. Tomado de (AGUIAR, 2009)

2.6 Hidrogeología

Está compuesta por acuitardo, nivel acuífero superior y nivel acuífero inferior.

2.6.1 El acuitardo

El acuitardo es una formación geológica en donde grandes cantidades de agua circulan con dificultad. El acuitardo para toda la zona de interés corresponde

principalmente a los depósitos de arena y tobas de la formación Cangagua y su descarga acontece hacia el río Machángara. (Peñafiel Aguiar, 2009)

2.6.2 Nivel Acuífero Superior

Un acuífero es una formación geológica que contiene agua en cantidades representativas y que permite que circule a través de ella con facilidad. Cabe añadir que el acuitardo desemboca en el rio Machángara. (Peñafiel Aguiar, 2009). Este acuifero se subdivide en 2 sectores los cuales son:

2.6.2.1 Yacimiento Guamaní

Tiene un área de recarga de 43.53 km2 y un área de tránsito de 37.09 km2 y, provenientes de los flancos occidentales del Complejo Volcánico Atacazo – Ninahuilca. (PONCE, 2013)

2.6.2.2 Yacimiento el Pintado

Se encuentra en el sector el Pintado que tiene un área de circulación de 12.09 km2, con una recarga de 15.57 km2 y está conformado por un estrato superior semipermeable que corresponde a depósitos de tobas de espesor de entre (5 a 15 metros) y de un depósito de sedimentos lacustres compuestos por secuencias intercaladas de arcillas, limos turbas y arenas de espesor de entre 1 a 10 metros. (Peñafiel Aguiar, 2009)

2.6.3 Nivel Acuífero Inferior

Es semiconfinado y corresponde con depósitos de avalancha de escombros de la unidad de Basamento que pertenece al miembro Volcánico Basales. El estrato confinante de este nivel corresponde con depósitos de flujos de lodo. (AGUIAR, 2009)

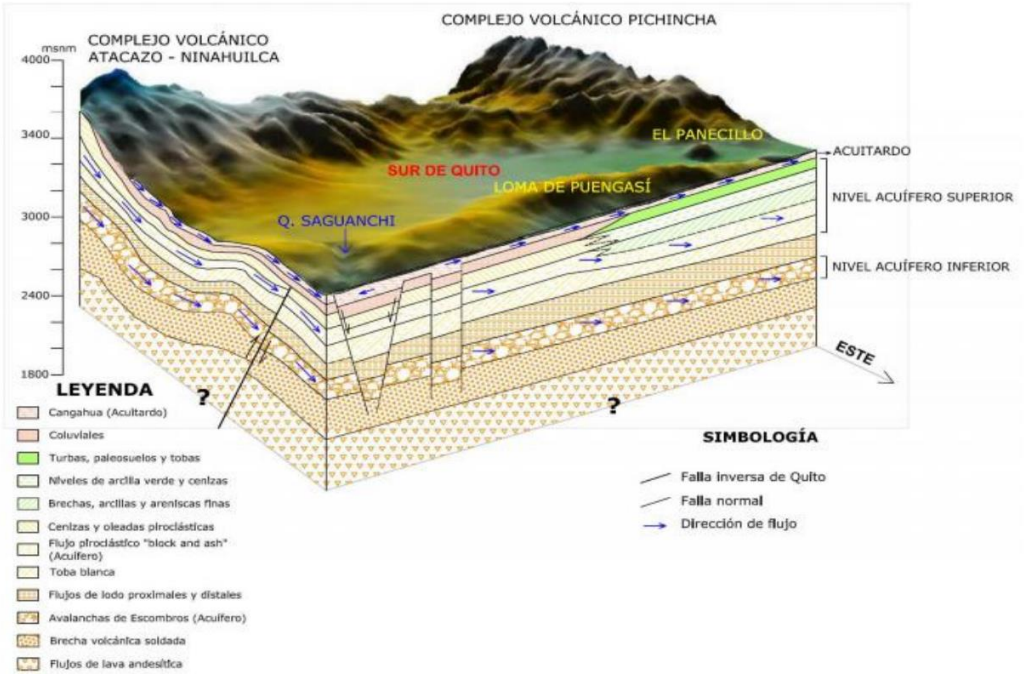


Figura 5: Modelo hidrogeológico conceptual de la subcuenca del sur de Quito. Tomado de (Peñafiel Aguiar L., 2009)

2.7 Vulcanismo

El terreno volcánico se extiende en el Ecuador desde la frontera de Colombia cerca del grado 1 de Latitud Norte, hasta los confines de la provincia de Loja con la del Azuay entre Oña y Saraguro, el sistema de volcanes, el cual es causado por acciones sísmicas profundas que rasgaron la corteza terrestre en secciones largas, por donde ascendió el magma y formaron las altas cimas del país. (Anónimo., 1978)

Los materiales que rellenan el valle interandino son depósitos volcánicos y volcán sedimentarios. La base de la depresión Interandina sobre el cual se ha depositado estos materiales corresponde con rocas oceánicas. (Anónimo., 1978)

El vulcanismo se inició en una cuenca marina elongada cuyo eje axial siguió la dirección actual de la cordillera Occidental. Piroclásticos submarinos y lavas de composición andesítica y basáltica que fueron extruidos para formar estratovolcanes que a veces se levantaron sobre el nivel del mar. (Anónimo., 1978)

2.7.1 Vulcanismo En la zona del Proyecto: Complejo volcánico Pichincha

El complejo volcánico Pichincha está ubicado en las coordenadas 78.61°W, 0.17°S. El mismo está conformado por los estratovolcanes Rucu Pichincha de 4645 m s.n.m., composición mayormente andesítica, y Guagua Pichincha de 4784 m s.n.m de composición andesítica-dacítica. (Bernard, 2018)

2.7.2 Complejo volcánico Atacazo-Ninahuilca

Está formado por 2 edificios antiguos La carcacha y Atacazo, por domos recientes externos e internos. La actividad volcánica de este complejo inició con la formación de la estructura la carcacha. El edificio Atacazo está formado por lavas andesíticas. (Atacazo-Ninahuilca, 2012)

3 Capítulo 3

3.1 Prospección sismológica, sondeos sísmicos de refracción

Los métodos geofísicos que han proporcionado más información acerca del interior de la Tierra, y han delimitado por ejemplo los yacimientos de hidrocarburos con mejor resolución que cualquier otro, han sido desarrollados por medio de la sismología. (Aceves, 2003)

Las ondas generadas durante un terremoto o evento sísmico (artificial), se someten a detallados estudios que brindan una relevante información acerca de la estratificación de las capas y de las discontinuidades en el interior de la Tierra. (Aceves, 2003)

El primer método geofísico practicado con fines de ingeniería fue el de "sísmica refracción", con el que se logró interpretar:

- Presencia de cuerpos de alta velocidad
- Profundidad al techo de cuerpos de alta velocidad
- Gradientes de velocidad (Aceves, 2003)

Al ser un método indirecto basado en el principio de refracción de ondas entre dos medios distintos existe debilidad en ciertos casos como:

- Estratos o materiales con menor densidad confinados por aquellos más densos, no son detectados
- Una capa de espesor menor a un-cuarto de la profundidad al techo de este, no se detecta. (Aceves, 2003)

3.2 Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son unas perturbaciones tensionales que se propaga en un medio elástico que es la tierra. (Zafra Otero, 2017)

El estudio de este tipo de ondas nos ayuda a entender mejor a los tan poco predecibles terremotos y a saber cómo construir diversas cosas que sean capaces de soportar los diferentes tipos de ondas relacionadas con los terremotos (Zafra Otero, 2017)

3.3 Ondas superficiales

Las ondas superficiales son aquellas que se generan a partir de la interacción entre ondas P y ondas S por condiciones de frontera asociada a una superficie libre de esfuerzos y a una estratificación en capas del medio que propician que gran parte de la energía sísmica quede atrapada en estas capas propagándose a lo largo de la superficie. (Kramer, 1996)

3.4 Ondas corpóreas

Las ondas de cuerpo se caracterizan por propagarse al interior de los medios elásticos en forma de ondas de compresión o también como ondas de cizalla. (Kramer, 1996)

3.4.1 Ondas primarias

Las ondas de compresión se propagan de manera más rápida por lo que, cuando ocurre un sismo, son las primeras en registrarse en los sismógrafos, por ello se les conoce también como ondas primarias (ondas P). (Zafra Otero, 2017)

Son las primeras en llegar a la superficie de la tierra. La velocidad de propagación de las ondas P es de unos 7.5 kilómetros por segundo, aunque varía de acuerdo con el material del medio en donde se transmiten. Las ondas P son ondas compresionales longitudinales que se propagan produciendo oscilaciones (Zafra Otero, 2017) Las ondas de compresión se propagan en la superficie y subsuelo (Figura 5),

retornando por reflexión y refracción; poseen las velocidades más altas y arriban antes que ninguna otra; se denotan con “Vp”. La velocidad de propagación en los materiales geológicos varía de acuerdo con:

- Grado de acidez de la roca
- Grado de saturación de cualquier fluido
- Consolidación, consistencia y compactación
- Cantidad de agua retenida en los poros
- Fracturamiento
- Alteración
- Densidad
- Vejez
- Profundidad



Figura 6: Ondas de Compresión “Vp” (Kramer, 1996)

3.4.2 Ondas secundarias

Las ondas internas o también denominadas ondas secundarias (Ondas S) debido a la llegada de la onda después de las ondas P. Las ondas secundarias tienen una velocidad de propagación de alrededor de los 4.2 kilómetros por segundo y varían de acuerdo con el material en que se propagan. (Zafra Otero, 2017)

Las ondas de cizalla o de corte son un poco más lentas que las ondas P y llegan a los sismógrafos justo detrás de éstas por ello se les conoce como ondas secundarias (ondas S), otra de sus características es que las ondas S no se propagan en los fluidos. (Kramer, 1996)

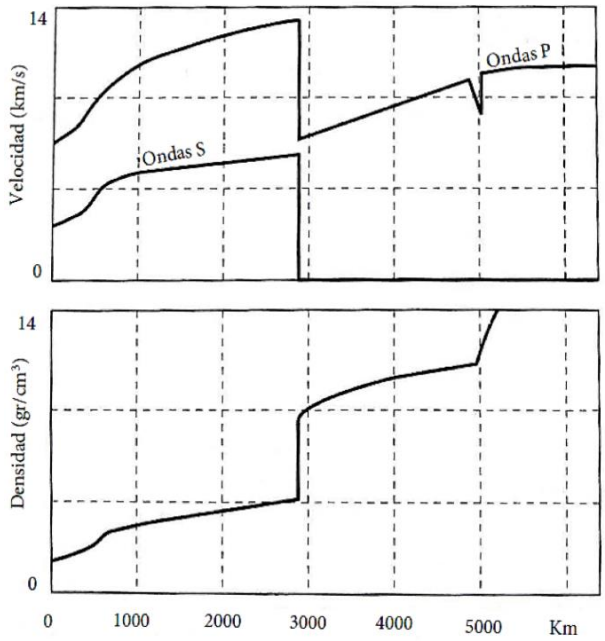


Figura 4.: Velocidad de las ondas S y P en las diferentes capas de la tierra Fuente: Tomado de Kramer, S L (1996)

Las ondas de corte "Vs" son también ondas de cuerpo, pero se propagan en trayectorias perpendiculares a las "Vp" (fig. 3.3). Presenta dos componentes, si se tienen los tres ejes de referencia: "x", "y" y "z", siendo el eje "x" la dirección de movimiento, las componentes horizontales de las ondas de corte serán: "Vsy" y "Vsz", mucho más lentas que las de compresión. (Aceves, 2003)

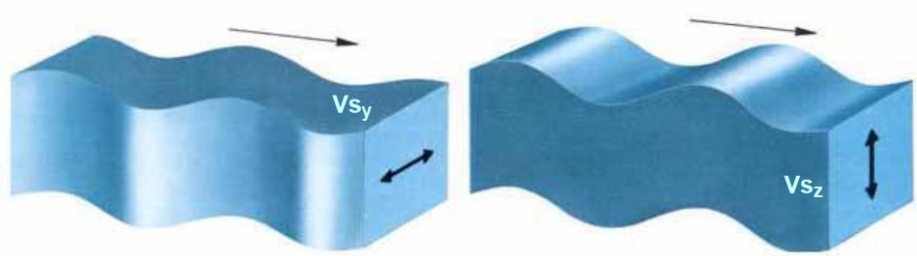


Figura 7: Ondas de Corte "Vs" (Kramer, 1996)

Sin considerar las temperaturas bajas extremas, las ondas de corte no se propagan en ningún fluido. (Aceves, 2003)

3.5 Ondas Love

Tiene un movimiento de partícula exclusivamente horizontal de cizalla normal de forma ortogonal que se desplaza es dirección de la propagación. Resultan de la interacción de ondas S horizontales (SH) con una capa superficial. (Kramer, 1996)

En un semiespacio elástico homogéneo, solo pueden existir ondas p, ondas s y ondas de Rayleigh. Sin embargo, si el semiespacio está cubierto por una capa de material con una velocidad de onda corporal más baja, se puede desarrollar ondas Love (Love, 1927). Las ondas Love consisten esencialmente en ondas SH que quedan atrapadas por múltiples reflejos dentro de la capa superficial. Considere el caso de una capa superficial homogénea de espesor H que recubre un medio espacio homogéneo. (Kramer, 1996)

3.6 Ondas Rayleigh

Las ondas Raleigh tienen un comportamiento elíptico que causan un movimiento parecido a las ondas de mar, son una combinación de las ondas longitudinales y transversales. La variación entre el movimiento horizontal y vertical de las partículas se refleja en la curva de elipticidad que está estrechamente vinculada a las ondas de corte. La elipticidad de las ondas Rayleigh depende de la estructura del suelo local. (Guerrero, 2023)

Ondas de Rayleigh, considere una onda plana (Figura 5) que viaja en la dirección x con cero desplazamientos de partículas en la dirección y (v = 0). La dirección z se toma como positiva hacia abajo, por lo que todo el movimiento de las partículas ocurre en la dirección x-z avión. (Kramer, 1996)

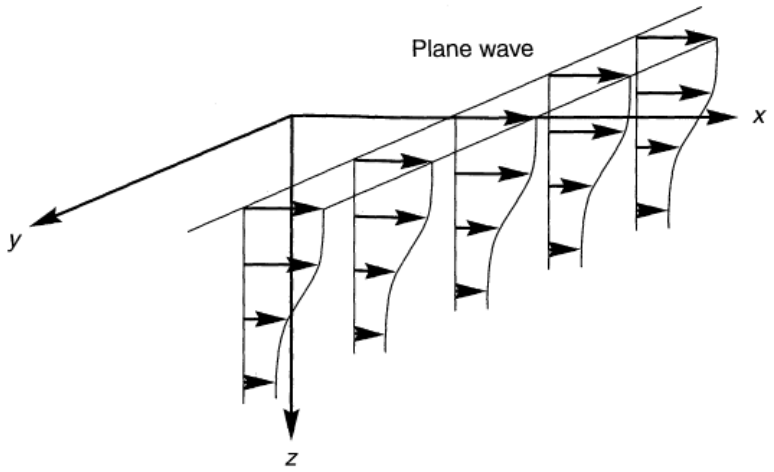


Figura 5: La onda no varía en la dirección y. Tomado (Kramer, 1996)

3.7 Dispersión de ondas superficiales

La dispersión es un fenómeno en el que ondas de diferente frecuencia (y diferente longitud de onda) se propagan a diferentes velocidades. Por lo tanto, las ondas de Love son claramente dispersivas y las ondas de Rayleigh en un semiespacio homogéneo no son dispersivas. (Kramer, 1996) mientras que en un medio estratificado sucede lo contrario (es dispersivo).

La curva de dispersión es un gráfico de un conjunto de datos que consta de frecuencias y velocidades de fase, el perfil se determina en base a esta curva de dispersión. Por lo tanto, la determinación precisa de la curva de dispersión es la parte más crítica que afecta la precisión del perfil Vs. (Park C. M., 1999)

3.8 Velocidad de fase

La velocidad de fase se refiere a la velocidad de propagación de las frecuencias individuales de un grupo de ondas o fase, de una posición fija de puntos con fase constante tal como un pico o valle de un grupo de ondas que se propaga a través de un medio, que difieren de la velocidad del paquete de ondas (velocidad de grupo) en un medio heterogéneo (Olafsdottir, 2014).

3.9 Velocidad de grupo

La velocidad de grupo de la onda es la velocidad para la cual el paquete de ondas se propaga a través del medio. La energía de las ondas puede agruparse para conformar

una envolvente, la forma de la envolvente que encierra el grupo de energía de ondas cambia con la distancia debida a que las fases de ondas individuales se separan unas de otras. (Schlumberger, 2020).

3.10 Zona de impedancia

"La impedancia representa el contraste que existe entre las propiedades del perfil de suelo y las del material que lo subyace". (Manuel R. Villarraga H. 1, 2005) La impedancia se expresa como:

$$\alpha = \frac{\rho s \times Vs}{\rho o \times Vp}$$

Ec 1

Donde:
ρs: Densidad promedio del suelo que sobreyace al semi espacio.
Vs: Velocidad de onda cortante promedio del suelo que sobreyace al semi espacio.
ρo: Densidad del geomaterial del semi espacio
Vo: Velocidad de la onda cortante del geomaterial en el semi espacio.

Cuando la roca subyace un perfil de suelo se producen modificaciones al contenido frecuencial y a la amplificación o deamplificación en las aceleraciones del movimiento original, como consecuencia del efecto restrictivo al movimiento asociado a la masa del suelo. (Manuel R. Villarraga H. 1, 2005)

En este contexto 40 considerar el efecto de confinamiento del suelo resulta importante ya que es función del espesor del perfil considerado, de la impedancia y de la rigidez del suelo. Particularmente hablando de la impedancia a medida que esta aumenta, la amplificación de las ondas sísmicas en el perfil de suelo será mayor. (Manuel R. Villarraga H. 1, 2005)

3.11 Vs30

El parámetro vs30 es de uso estandarizado para caracterizar la respuesta sísmica a nivel regional y global, es la velocidad de las ondas de corte ponderado en los primeros 30 metros de profundidad. (Díaz, 2012)

El parámetro Vs30 se define como el valor ponderado de la velocidad de onda de corte en los primeros 30 metros de profundidad, es un parámetro geotécnico considerado en la actualidad a nivel mundial para caracterizar la calidad del subsuelo superficial y, por consiguiente, estimar los efectos de sitio a escala regional y global, permitiendo el diseño

de criterios sismorresistentes ajustados a las características del sitio de estudio mediante normativas estandarizadas de ingeniería sísmica. (Díaz, 2012)

La velocidad media de la onda de corte, Vs30 se obtiene por medio de:

$$Vs_{30} = \frac{\sum_{i=1}^{n} d_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{d_i}{Vs_i}}$$

Ec 2

Dónde:

Vsi: Velocidad media de la onda de corte del suelo del estrato i, media (m/s)

di: Espesor del estrato i, localizado dentro de los 30m superiores del perfil

$$\sum_{i=!}^{n} d_i = 30m$$

Ec 3

Dónde:

di: Espesor del estrato i, localizado dentro de los 30m superiores del perfil. (NEC, 2014)

3.12 Método Refracción Microtremor

La técnica ReMi (**Refracción Microtremor**) es un ensayo geofísico pasivo que consiste en determinar la distribución de los valores de la velocidad de las ondas de corte o cizalla (Vs) a través del terreno, a partir del análisis espectral del ruido sísmico ambiental. El ruido sísmico produce una contribución pasiva de baja frecuencia del espectro lentitud- frecuencia. (Morales, Schmitz, & Pullammanappallil, 2015)

3.13 Curva de dispersión

En un semi-espacio homogéneo (no dispersivo) la velocidad de propagación (velocidad de fase) de las ondas de Rayleigh será la misma siempre, mientras que en un medio estratificado la velocidad de fase es dependiente de la frecuencia o longitud de

onda. Esta propiedad se conoce como dispersión, mientras que el gráfico que muestra la variación de la velocidad de fase con la frecuencia para los distintos modos de propagación se conoce como curva de dispersión (Tokimatsu, 1997).

3.14 Análisis de dispersión

Cada curva de dispersión será característica de una configuración geológica en profundidad (o varias equivalentes, según el problema inverso). Para generar un modelo sísmico que explique el espectro de dispersión obtenido se realiza un proceso de inversión de los datos.
El proceso de inversión consiste en realizar iteraciones sucesivas a partir de un modelo inicial, hasta que tras acumular una serie de pequeñas variaciones se consigue minimizar las diferencias entre el modelo y los datos adquiridos. Los cálculos se realizan a partir de un algoritmo desarrollado por Saito (1988). (Olafsdottir, 2014)

3.15 Método de cambio de fase

El método de cambio de fase o también llamado método de trasformación de onda de campo es una técnica de transformación de ondas con el objeto de obtener un espectro de la velocidad de fase (imagen de dispersión) basado en registro multicanal. (Olafsdottir, 2014)

Al utilizar este método todas las propiedades de dispersión de ondas, tanto de cuerpo como superficiales, contenidas en un registro pueden ser visualizadas en el dominio de la frecuencia-velocidad de fase-energía transformada (amplitud de onda sumada) (Park, Miller, & Xia, 1998). El método de cambio de fase presenta la importante ventaja de descomponer de manera eficiente la información recolectada en campo en modos de ondas superficiales diferentes y en fuentes de ruido. El ruido generalmente es removido de forma automática en este proceso, por ello es posible observar las características dispersivas multi modal de las ondas superficiales, siempre y cuando los modos superiores hayan sido alterados durante la adquisición de datos. (Park, Miller, & Xia, 1998)

Según (Ólasfsdóttir, 2014) el método de cambio de fase puede ser dividido en tres pasos:

- Transformada de Fourier y normalización de la amplitud.
- Imagen de dispersión.
- Extracción de curvas de dispersión.

3.16 Transformada de Fourier

La Transformada de Fourier cumple un rol muy importante en el análisis de imágenes, ya que nos permite obtener la representación de una señal en su espacio de frecuencias, y al aplicar un filtro en ese espacio, es posible eliminar ruido, detectar y realzar bordes o suavizar la imagen. (Olafsdottir, 2014)

La distancia desde la fuente hasta el primer receptor es denotada por x1 y el espaciamiento entre geófonos es expresado por dx. Por lo tanto, la longitud conformada por los receptores y la distancia desde la fuente hasta el receptor j respectivamente es (Olafsdottir, 2014):

$$L = (n - 1) * dx \qquad Ec\ 4$$

$$xj = x1 + (j - 1) * dx\ j = 1,2, \ldots, n \qquad Ec\ 5$$

El número de muestras registrado por unidad de tiempo, es decir la medición de la frecuencia en Hz se expresa como fs. El cálculo de la frecuencia en términos de frecuencia angular (ws) se expresa como (Ólasfsdóttir, 2014):

$$\omega s = 2\pi * fs \qquad Ec\ 6$$

La transformada de Fourier es aplicada para el eje del tiempo del registro de ondas adquirido, resultando en la representación del domino de frecuencia $\bar{u}$(x, ω) donde w es la frecuencia angular. (Park, Miller, & Xia, 1998)

$$\bar{u}(x,\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(x,t) * e^{-i\omega t} * dt \qquad Ec\ 7$$

Como el registro de ondas ((u (x, t)) es discreta tanto en el espacio como en el dominio del tiempo, la ecuación (7) describe una transformada de Fourier discreta unidimensional (DFT) a lo largo del tiempo aplicada a cada una de las señales de manera separada. (Olafsdottir, 2014):

$$\bar{u}j(\omega k) = \sum_{m=0}^{N-1} uj(tm) * e^{-i\omega_k t_m}$$

Ec 8

Donde j = 1,2, …, n es el número del receptor correspondiente en la alineación de geófonos. N es el número de puntos de muestreo. El tiempo total del registro es $T = N * dt$ y los puntos de muestra son (Ólasfsdóttir, 2014):

$tm = m * dt\ m = 0,1, \ldots, N - 1$ *Ec 9*

La frecuencia para los puntos de muestra está denotada por ωk y dado como:

$$\omega k = \frac{2\pi * k}{T} \quad \mathrm{k} = 0,1, \ldots, \mathrm{N} - 1$$

Ec 10

En el registro de ondas en el dominio de la frecuencia angular $\bar{u}(\mathrm{x}, \omega)$, los componentes de frecuencia del registro original (u (x, t)) fueron separados en frecuencias individuales como lo indica la ecuación (8). La frecuencia angular correspondiente a la componente k del registro transformado puede ser expresado como:

$$\omega k = k * \frac{\omega s}{N}$$ *Ec 11*

donde ωs es la frecuencia de muestreo (en radianes) dada por la ecuación (6) y N es el número de puntos de muestra. El registro de ondas transformado ($\bar{u}(x, \omega)$) puede ser expresado como espectro de amplitud (($A(x, \omega)$) y espectro de fase

($P(x, \omega)$): $\bar{u}(x, \omega) = A(x, \omega) * P(x, \omega)$ *Ec 12*

Donde la información correspondiente a las propiedades de dispersión de la señal está contenida en $P(x, \omega)$, mientras que $A(x, \omega)$ contiene toda la información relacionada con otras propiedades, como la pérdida gradual de la intensidad de señal (atenuación) y como su energía es distribuida (divergencia esférica) (Everett, 2013; Park, C B; Miller, R D; Xia, J, 1998). La transformada de Fourier del registro de onda ($\bar{u}(x, \omega)$) puede ser expresada de forma estándar como:

$$\bar{u}(x, \omega) = A(x, \omega) * e^{-i\Phi(\omega)x}$$

Ec 13

Reemplazando:

$$P(x,\omega) = e^{-i\Phi(\omega)x} \qquad \textit{Ec 14}$$

La idea fundamental del método de fase se basa en la figura (8). La figura muestra un arreglo de curvas sinusoidales normalizadas. Las curvas pueden ser tratadas como múltiples señales normalizadas de un canal n de un registro de fuente activa después de aplicar la transformada de Fourier al registro de ondas.

La función Φ(ω) ha sido identificada como un tipo de espectro del número de onda (Ólasfsdóttir, 2014):

$$\Phi(\omega) = \frac{\omega}{V_R(\omega)} \qquad \textit{Ec 15}$$

Donde $VR\ (\omega)$ es la velocidad de fase en la frecuencia angular ω (Park, C B; Miller, R D; Xia, J, 1998). Considerando cada señal discreta separadamente, la ecuación (10) puede expresarse de manera similar como (Ryden, N; Park, C B, 2006):

$$\bar{u}j(\omega) = Aj(\omega) * Pj(\omega) \quad j = 1,2,\dots,n \qquad \textit{Ec 16}$$

El término de fase en la ecuación anterior ($Pj(\omega)$) es determinado por la velocidad de fase de cada componente de frecuencia de acuerdo con (Ryden, N; Park, C B, 2006):

$$\bar{u}j, norm(\omega) = \frac{\bar{u}j(\omega)}{|\bar{u}j(\omega)|} = Pj(\omega) \qquad \textit{Ec 17}$$

donde $\bar{uj}$, $norm(\omega)$ es la representación normalizada (en el dominio de la frecuencia) de la j-ésima señal del registro de ondas. La idea fundamental del método de fase se basa en la figura (8). La figura muestra un arreglo de curvas sinusoidales normalizadas. Las curvas pueden ser tratadas como múltiples señales normalizadas de un canal n de un registro de fuente activa después de aplicar la transformada de Fourier al registro de ondas.

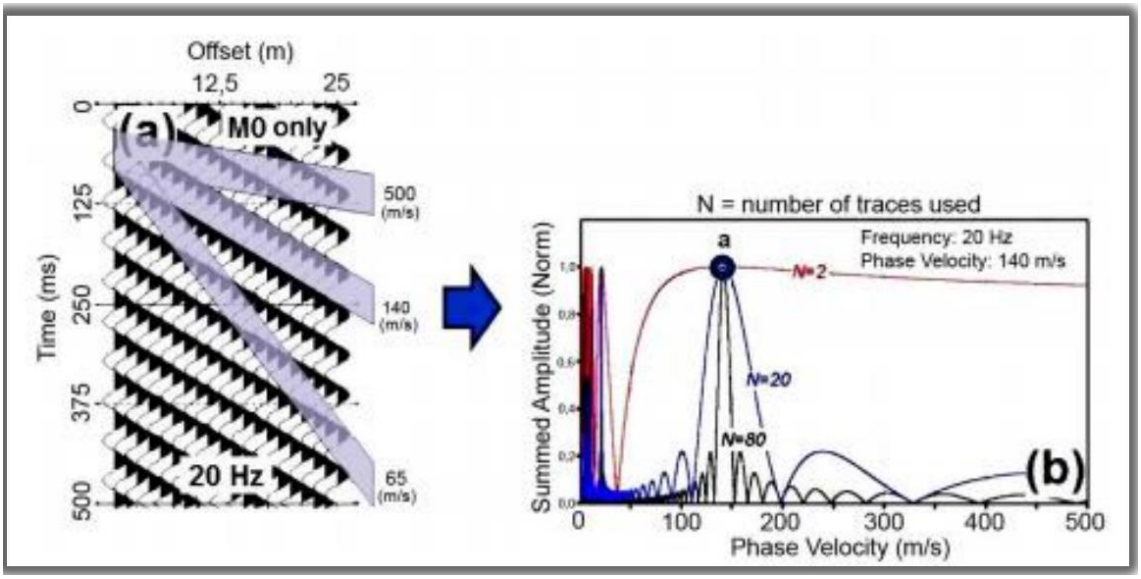


Figura 8: Principio básico detrás del método de cambio de fase. (a) Curvas sinusoidales normalizadas con frecuencia de 20 Hz y velocidad de fase de 140 m/s. (b) Suma normalizada de amplitud como una función para diferente número de señales. (Olafsdottir, 2014)

3.17 Espectro de dispersión

Basados en la descripción anterior, la función correspondiente al apilamiento inclinado está definida de acuerdo con la siguiente integral de transformación (Park, Miller, & Xia, 1998):

$$\bar{v}(\omega, V_R, T) = \int_{x1}^{xn} e^{-i\Phi x} * \frac{\bar{u}(x,\omega)}{|\bar{u}(x,\omega)|} * dx = \int_{x1}^{xn} e^{-i\Phi x} * \bar{u}(x,\omega) * dx$$

Ec 18

donde φ es el numero angular de onda correspondiente a la velocidad de fase de prueba VR, T, dado por:

$$\Phi = \frac{\omega}{V_R, T}$$

Ec 19

donde $\bar{v}(\omega, VR, T)$ es el apilamiento inclinado de la amplitud para cada combinación de frecuencia angular y velocidad de fase de prueba (VR, T). Las longitudes de $x1$ y xn son la mínima y la máxima distancia entre fuente y receptor, respectivamente.

La normalización en la ecuación (18) es aplicada con el objeto de asegurar una ponderación igual de señales y obtener control sobre los efectos esféricos de divergencia y atenuación. Introduciendo la ecuación (14) en la ecuación (18), se obtiene la siguiente ecuación:

$$\bar{v}(\omega, V_R, T) = \int_{x1}^{xn} e^{-i(\Phi(\omega)-\varphi)x} * \frac{A(x,\omega)}{|A(x,\omega)|} * dx$$

Ec 20

Para una ω dada, el máximo $\bar{v}(\omega, VR, T)$ ocurrirá cuando:

$$\Phi = \varphi(\omega)$$ *Ec 21*

Como el espectro de amplitud ($A(x, \omega)$) es un valor real y positivo (Park, C B; Miller, R D; Xia, J, 1998). Utilizando las ecuaciones (15) y (19), la ecuación (21) pude escribirse como (Olafsdottir, 2014):

$$\frac{\omega}{V_R, T} = \frac{\omega}{V_R(\omega)} \Leftrightarrow V_R, T = V_R(\omega)$$

Ec 22

Por lo tanto, para determinar las características de dispersión de $u(x,t)$ se debe examinar los valores de $\bar{v}(\omega, VR, T)$. Cuando la velocidad de fase de prueba $VR, T)$ es igual a la velocidad de fase actual correspondiente a una frecuencia dada ($VR\ (\omega)$), se observará un máximo en $\bar{v}(\omega, VR, T)$. Agrupando los valores picos de $\bar{v}(\omega, VR, T)$, para diferentes valores de ω , generará las características modales. Si los modos más altos toman una cantidad substancial de energía, habrá dos o múltiples valores picos para una frecuencia dada, mostrando características multimodales de las ondas superficiales registradas (Park, C B; Miller, R D; Xia, J, 1998; Ryden, Park, Ulriksen, & Miller, 2004)

En la práctica el proceso consta en variar VR, T, para una frecuencia dada ω, numéricamente evaluando la integral en la ecuación (22) y determinar el máximo para $\bar{v}(\omega, VR, T)$. La velocidad de fase cambia en incrementos pequeños dentro de un intervalo especificado: $VR, T, min \leq VR, T \leq VR, T, ma$

Utilizando la ecuación (17), la ecuación (18) puede escribir de forma discreta como (Ólasfsdóttir, 2014):

$$\overline{vs}(\omega, V_R, T) = \sum_{j=1}^{n} e^{-i\Phi xj} * \bar{u}j, norm(\omega) = \sum_{j=1}^{n} e^{-i\Phi xj} * Pj(\omega)$$

Ec 23

Donde:

$$\Phi xj = \frac{\omega xj}{V_R, T} = \frac{\omega xj(x1 + (j-1)dx)}{V_R, T} \quad j = 1,2, \dots, n$$

Ec 24

Los valores de $vs(\omega, VR, T)$ obtenidos son números complejos que tienen como valor absoluto $As(\omega, VR, T)$ $|vs(\omega, VR, T)|$ es el misma que la suma (apilamiento inclinado) de amplitudes para la velocidad de fase de prueba VR, T que entrega el valor máximo de As. Si los modos más altos (dos o más), tienen suficiente energía surgirán para una frecuencia dada, es decir correspondiente a diferentes valores de VR, T (Park, Miller, & Xia, 1998)

El valor máximo posible de As depende del número de geófonos usados en la adquisición de datos, por lo que As debe ser normalizado sobre todo el rango de VR, T y ω, de este modo el valor pico para todos los casos es 1, de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\text{As, norm}(\omega, V_R, T) = \frac{\text{As}(\omega, V_R, T)}{\max\limits_{\omega, V_R, T} \{\text{As}(\omega, V_R, T)\}}$$

Ec 25

Los resultados obtenidos de la ecuación (24), para una frecuencia dada ω y diferentes valores de VR, T pueden ser representados por una gráfica en función de VR, T y As, norm . Sin embargo, los resultados son generalmente presentados en una curva de dispersión bidimensional obtenida de graficar los valores de As, norm en el dominio de la frecuencia-velocidad de fase- amplitud sumada normalizada.

3.18 Extracción de curvas de dispersión

La curva de dispersión se extrae de la imagen de dispersión seleccionando los valores que tienen máxima amplitud, es decir mayor energía. En la imagen de dispersión se observa la curva de dispersión del modo fundamental y de los altos modos que también determina el comportamiento del suelo. Usualmente el modo que se emplea para el

análisis de inversión y determinar el perfil de velocidad de onda de corte es el modo fundamental. (ROSELL, 2016)

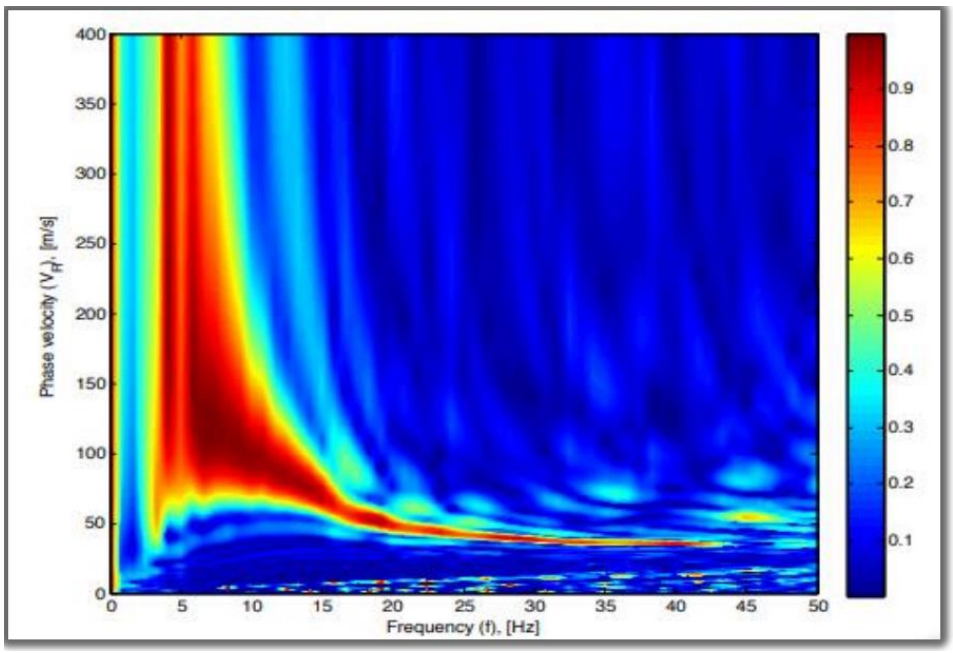


Figura 9: Extracción de curvas de dispersión

3.19 Selección manual de curvas de dispersión (picking)

El escogimiento manual de puntos de la curva de dispersión se realiza siguiendo los criterios planteados por Louie 2017, siguiendo la tendencia que marca la envolvente del modo fundamental de dispersión de onda Raleigh.

La curva de dispersión es presentada por convención como la velocidad de fase vs. frecuencia. El eje de frecuencia de la curva de dispersión es transformado usando la relación entre longitud de onda, frecuencia y velocidad de fase de onda Rayleigh dado por la ecuación (Olafsdottir, 2014):

$$\lambda(f) = \frac{V_R(f)}{f} \qquad \textit{Ec 26}$$

3.20 Inversión

El objetivo del proceso de inversión consiste en generar un modelo de estratos horizontales de suelo con propiedades físicas (Vs, ρ, o Vp) y geométricas (espesores de estratos) compatibles con las observaciones de terreno y reflejadas a través de las curvas de dispersión.

De acuerdo con lo planteado por diversos autores estas curvas dependen principalmente de la velocidad de ondas de corte y son prácticamente insensibles a variaciones de la densidad y velocidades de ondas de compresión con la profundidad. La inversión no es un proceso trivial ya que existen muchos modelos de suelo que se ajustan a las observaciones de terreno. (ROSELL, 2016)

La idea general de la inversión Figura (9) es calcular las curvas de dispersión asociadas a modelos de estratos de suelo (problema directo). Luego se emplea algún algoritmo de búsqueda que encuentre el modelo que tenga el mayor ajuste con las observaciones de terreno (problema inverso) (ROSELL, 2016)

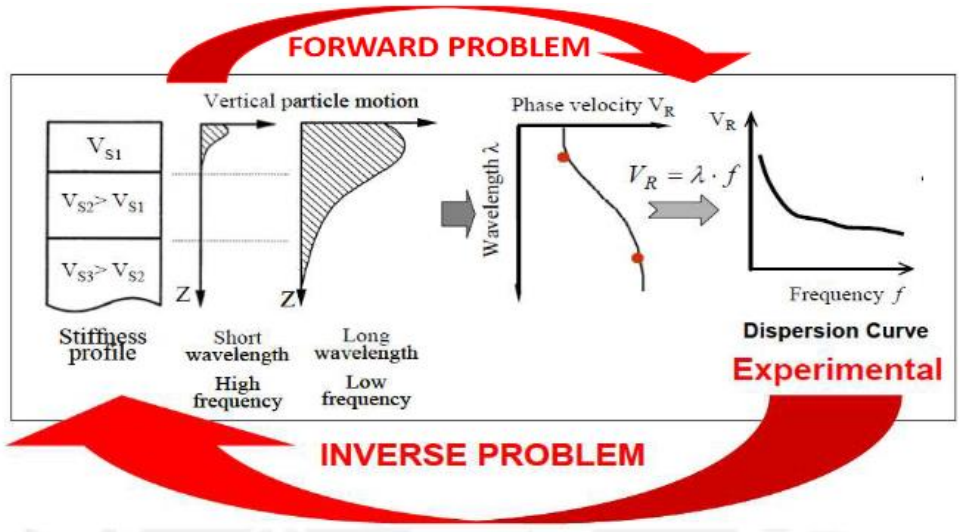


Figura 10: Problema de Inversión. Tomado (ROSELL, 2016)

3.21 Algoritmos generales de inversión

El criterio de los mínimos cuadrados que se emplea para el análisis de inversión requiere como dato de entrada la curva de dispersión. También se requiere ingresar un modelo de suelo inicial con parámetros como la velocidad de la onda de corte (Vs), la velocidad de onda de compresión (Vp) o módulo de poisson, y el espesor de los estratos.

De los parámetros mencionados el valor de Vs y los espesores de los estratos son los que tienen un efecto más significativo en la convergencia del algoritmo (Xia, et al., 1999). Un valor inicial puede calcularse asumiendo que Vs a la profundidad Zf es 1.09 veces la medida de la velocidad de fase a la frecuencia (Stokoe II, et al., 1994).

Uno de los algoritmos que se utiliza para el análisis de inversión es el algoritmo de optimización global (Neighbourhood Algorithm NA) (Wathelet, 2008) que está implementado en el programa Geopsy (Wathelet, 2011)

Este algoritmo es un método de búsqueda directa estocástico que pertenece a la misma familia que los algoritmos genéticos.
En comparación con una simulación básica Monte Carlo estos enfoques tratan de guiar la generación aleatoria de muestras con los resultados obtenidos con las muestras anteriores. (Wathelet, 2011)

Las áreas donde se puede encontrar soluciones que no son tan aproximadas son menos muestreadas que las áreas donde hay soluciones más aproximadas. Otros métodos requieren varios parámetros de ajuste para controlar el equilibrio entre la explotación y la exploración. (Wathelet, 2011)

Estos consiguen una convergencia rápida a un mínimo de la función de desajuste y realizan una investigación lenta de casi todos los mínimos locales para encontrar un global o identificar los mínimos equivalentes. (ROSELL, 2016)

3.22 Modelo del suelo por estratos y parámetros del modelo.

Las características dispersivas de un modelo del suelo por estratos dependen de varias propiedades del subsuelo, tales como el número y el espesor de los estratos del suelo y las propiedades elásticas de cada estrato. Las propiedades elásticas de cada estrato generalmente son representadas por un conjunto de propiedades físicas como: velocidad de onda primaria, velocidad de onda de corte y la densidad. Las propiedades entre cada estrato son tomadas como constantes y se asume que el último estrato es un medio espacio. (Olafsdottir, 2014)

Las velocidades de las ondas de compresión varían entre 300 m/s y 7000 m/s, de acuerdo con los valores de la tabla (11) según las investigaciones de Jakovsky (1950). (Aceves, 2003)

CNA, 1993		ASTM-D5777	
Velocidad Vp [m/s]	Descripción	Velocidad Vp [m/s]	Descripción
170 – 450	Suelos arenosos	240 - 610	Suelo intemperizado
300 – 650	Suelos con finos	460 - 915	Grava o arena seca
500 – 900	Suelos gruesos	1830 - 1220	Arena saturada
800 – 1,400	Depósitos de Talud	910 - 2750	Arcilla saturada
1,450 – 1,550	Materiales saturados	1430 - 1665	Agua
1,400 – 2,000	Roca blanda	1460 - 1525	Agua de mar
1,800 – 2,500	Roca muy fracturada	1830 - 3960	Arenisca
2,000 – 3,000	Roca fracturada	2750 - 4270	Esquisto, arcilla esquistosa
3,000 – 5,000	Roca intacta	1830 - 3960	Tiza
4,500 – 6,500	Granito sano	2134 - 6100	Caliza
6,000 – 7,500	Rocas Metamórficas	4575 - 5800	Granito
5,500 – 8,000	Caliza intacta	3050 - 7000	Roca metamórfica

Figura 11: Clasificación de perfiles de suelo según NA (1993) y la ASTM-D5777.

Clasificación de los perfiles de Suelo					
N°	**Vs**	**Norma E.030**		**Descripción**	
1	< 180 m/s	S_3	Suelo blando	Suelo blando	
2	180 m/s a 350 m/s	S_2	Suelo medianamente rígido	Suelo moderadamente rígido	
3	350 m/s a 500 m/s			Suelo rígido	
4	500 m/s a 800 m/s	S_1	Roca o suelo muy rígido	Suelo muy rígido o roca blanda	
5	800 m/s a 1500 m/s			Roca moderadamente dura	
6	> 1500 m/s	S_0	Roca dura	Roca dura	

Figura 12: Clasificación de perfiles de suelo según la norma E.030.

4 Capítulo 4

4.1 Marco Metodológico

La metodología de este trabajo de integración disertación de grado se basó en el procesamiento de datos de ruido sísmico de fuente pasiva mediante el método REMI. El método utilizado se define con más detalle en este capítulo. A continuación, se presenta un esquema resumen de la secuencia del procesamiento de un conjunto de datos para generar los perfiles de velocidad de onda.



4.2 Exploración geofísica

La fase de pre-adquisición permitió la correcta obtención de la información inicial acerca del método ReMI, planificación y distribución de arreglos lineales sísmicos, previo a la adquisición de datos en campo, con el objetivo de tener una mejor logística y de cubrir el área del terreno de interés obteniendo resultados confiables que puedan ser contrastados con los datos obtenidos por el perfil geotécnico al perfil 1-1 del polígono de la microzonificación geotécnica del sur de Quito

Se realizaron 2 líneas sísmicas para el pozo P-01 y P-02 en forma de cruz (longitudinal y transversal), con 24 geófonos que alcanzan longitudes de 69 m cada uno a 30 metros de profundidad, lo cual es dependiente de la frecuencia natural de los geófonos.



Figura 13: Pozo -01. Obtenido de: (Earth, 2023)



Figura 14: Pozo -01. Obtenido de: (Earth, 2023)



Figura 15:Pozo-01 Tendido Longitudinal



Figura 17: Pozo-02 Tendido Longitudinal



Figura 16: Pozo -01 Tendido Transversal

Las coordenadas de cada tendido son:

Coordenadas UTM zona sur		
	Coordenadas LS - 01	
	E	S
Inicio	772148.00 m	9962537.00 m
Fin	772146.00 m	9962606.00 m
	Coordenadas LS - 02	
	E	S
Inicio	772122.00 m	9962569.00 m
Fin	772191.00 m	9962567.00 m
	Coordenadas LS - 03	
	E	S
Inicio	771097.00 m	9962412.00 m
Fin	771062.00 m	9962497.00 m
	Coordenadas LS - 04	
	E	S
Inicio	771097.00 m	9962466.00 m
Fin	771037.00 m	9962441.00 m

Se debe aclarar que los arreglos sísmicos en las zonas donde existen perforaciones P-01 y P-02 poseen longitudes que se adaptan al espacio disponible pero que son de gran importancia para lograr una mayor confianza en la curva de dispersión calculada.

4.3 Adquisición de datos en campo.

Las adquisiciones sísmicas registradas se realizaron utilizando el equipo ES3000 y consistieron en registros de ondas superficiales generadas por una fuente pasiva (paso de vehículos y ruidos superficiales), las cuales fueron captadas mediante el uso de un sistema de arreglos lineales de geófonos de componente vertical.

4.4 Equipos de adquisición

- Geófonos receptores de vibraciones de frecuencia 4.5Hz.
- Cable de señal para la conexión de los geófonos con la consola principal.
- Cable de conexión entre la batería y la consola principal.
- Laptop con el programa del sismógrafo
- Cable USB entre consola principal y laptop.
- Batería de 12V.

- Hojas de Campo.

4.5 Parámetros de adquisición

Se debe establecer parámetros de entrada al iniciar el ensayo para una correcta obtención de datos, los que ayudaran a tener información precisa y de calidad.

Se realizó la selección del equipo para adquisición (ES-3000 OS), el intervalo de muestreo 2.000 ms con una longitud de grabado 30 segundos y se usó un auto- trigger 30 limite.

4.6 Metodología de adquisición

Se procedió a realizar los arreglos lineales sísmicos siguiendo la planificación establecida a lo largo de la zona de interés, la misma que consistió en 4 líneas símicas (2 longitudinales y 2 transversales) con una longitud de 69 m, con una separación de 3 m entre ellos.

4.7 Procesamiento de datos por el método MAS

Para el procesamiento de datos por el método refracción de microtremor (REMI) se utilizó el software para el procesamiento de datos Geometrics Seismodule Controller. En la obtención de la curva lentitud- frecuencia se va a usó el software Mirotremor Analyzer Software (MAS) y para la obtención del perfil Vs30 se va a usar el paquete de de programas Geopsy (Geopsy y Dinver).

4.8 Procesamiento de datos por el método REMI

Para el procesamiento de datos por el método de Refracción de micro tremor se utilizó el programa MAS (Microtremor Analyzer Software) con el objetivo de obtener la curva de dispersión. El programa tiene la disponible la colocación de 5 archivos con la extensión dat.

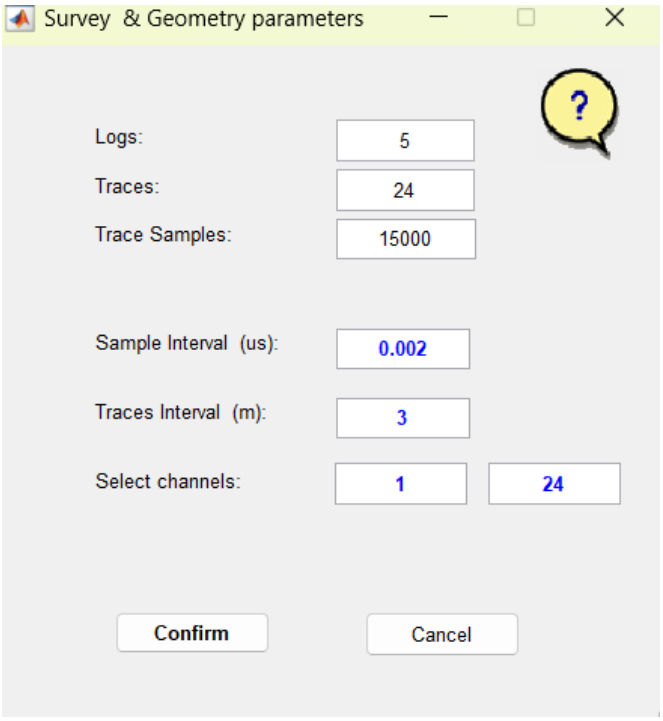


Figura 18: Parámetros geométricos. (Rojas & Diaz, 2017-2018)

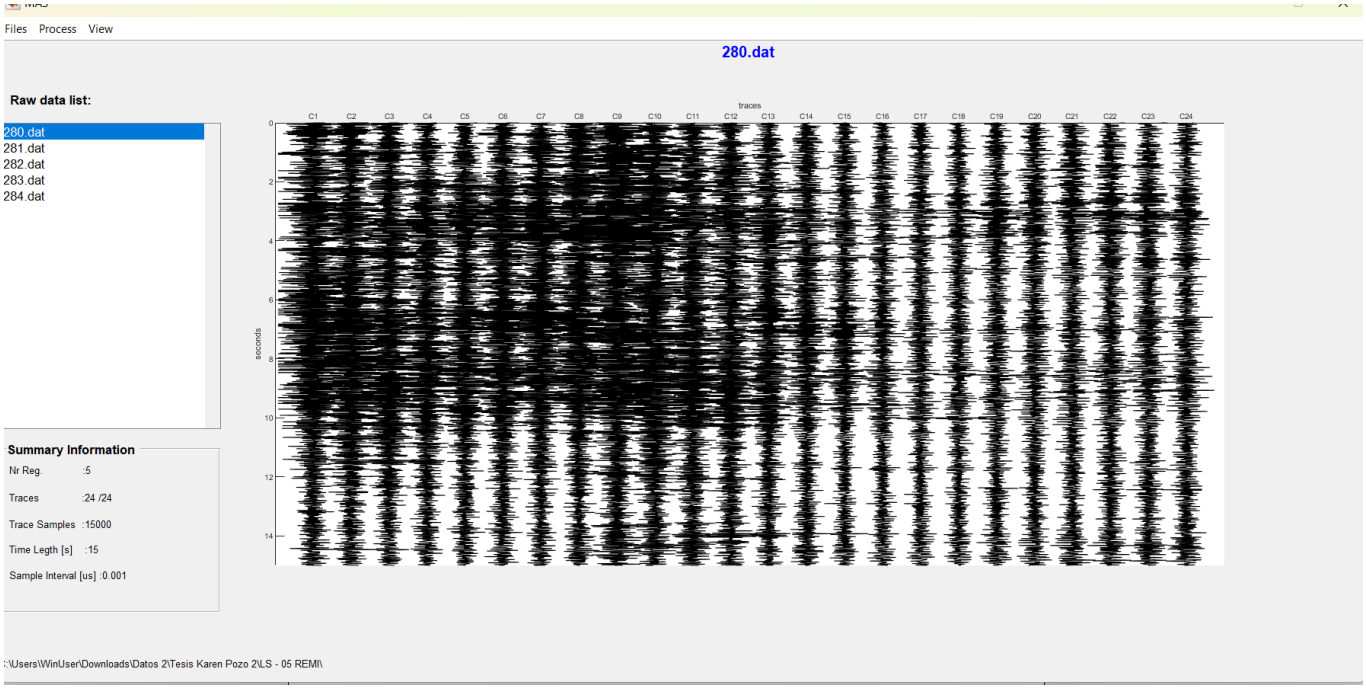


Figura 19: Inversión tau-p. (Rojas & Diaz, 2017-2018)

Se introduce los parámetros correspondientes de los dos pozos utilizados: La información corresponde a los datos presentados en el estudio de investigación ReMi obtenidos en la investigación geotécnica de campo: un sample Interval (us) de 0.02 y un espaciamiento entre geófonos (Trace Interval en metros) de 3 m, se utilizó 24 geófonos.

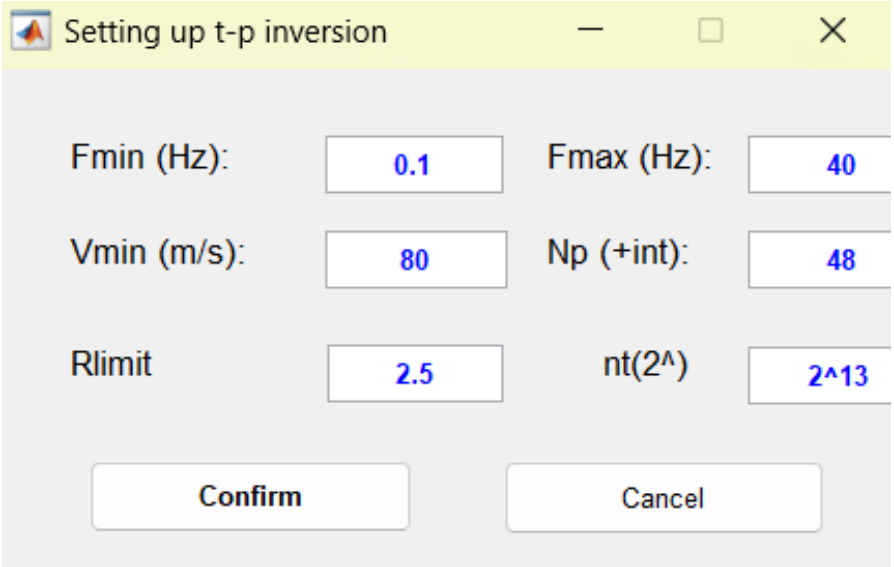


Figura 20:Datos para inversión (Rojas & Diaz, 2017-2018)

El picking se hizo por la línea de color magenta tratando que se establezca un patrón de una curva.

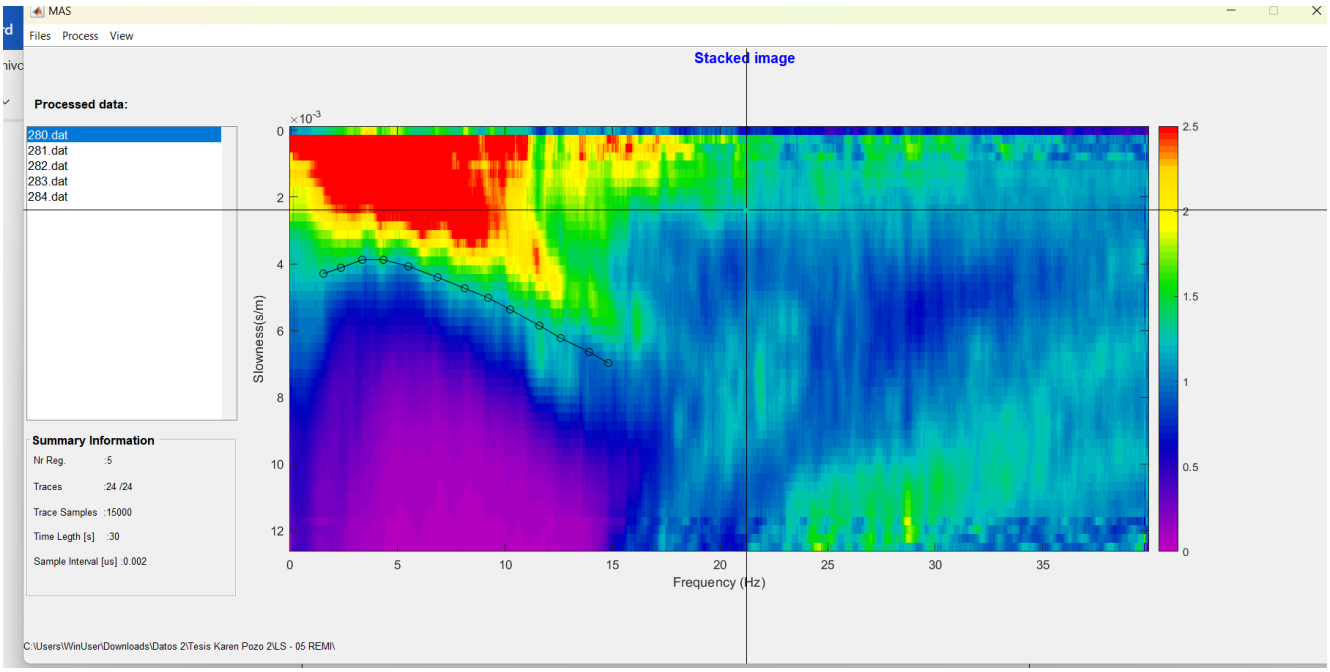


Figura 21: Picking. (Rojas & Diaz, 2017-2018)

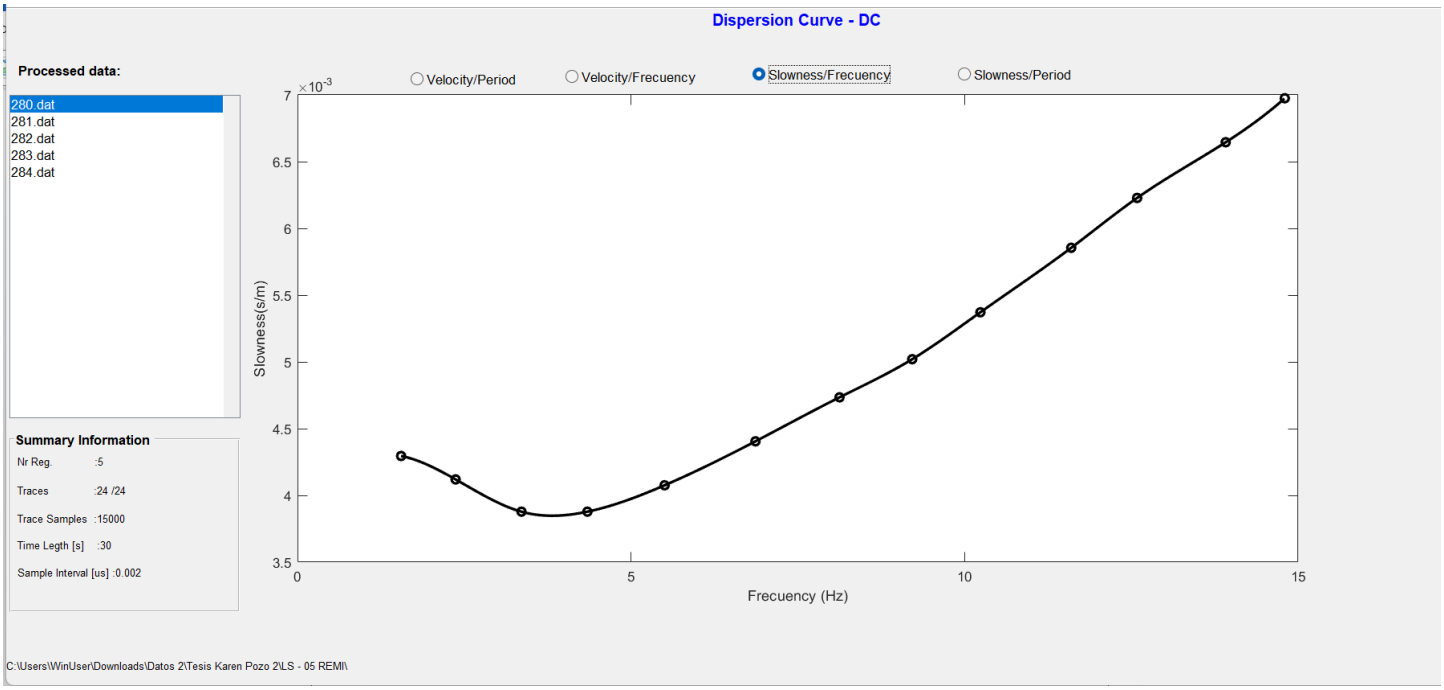


Figura 22:Display DC. (Rojas & Diaz, 2017-2018)

Después se obtiene un documento en forma .txt y se coloca en el programa Dinver.

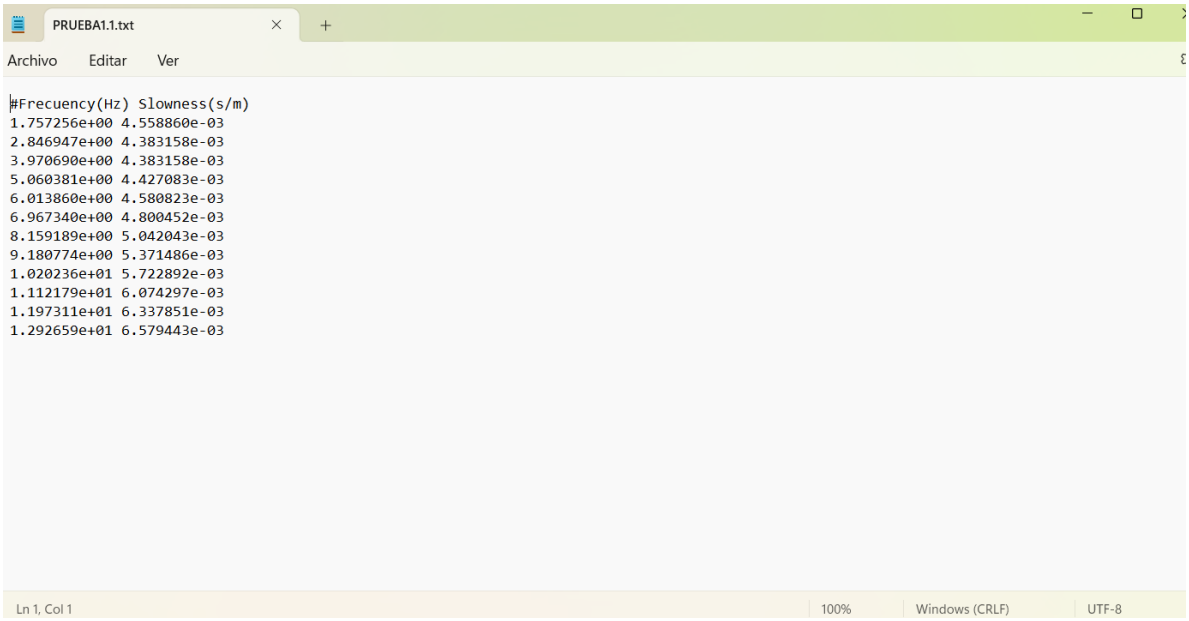


Figura 23: Formato txt. (Rojas & Diaz, 2017-2018)

En el programa Dinver se carga la curva de dispersión.

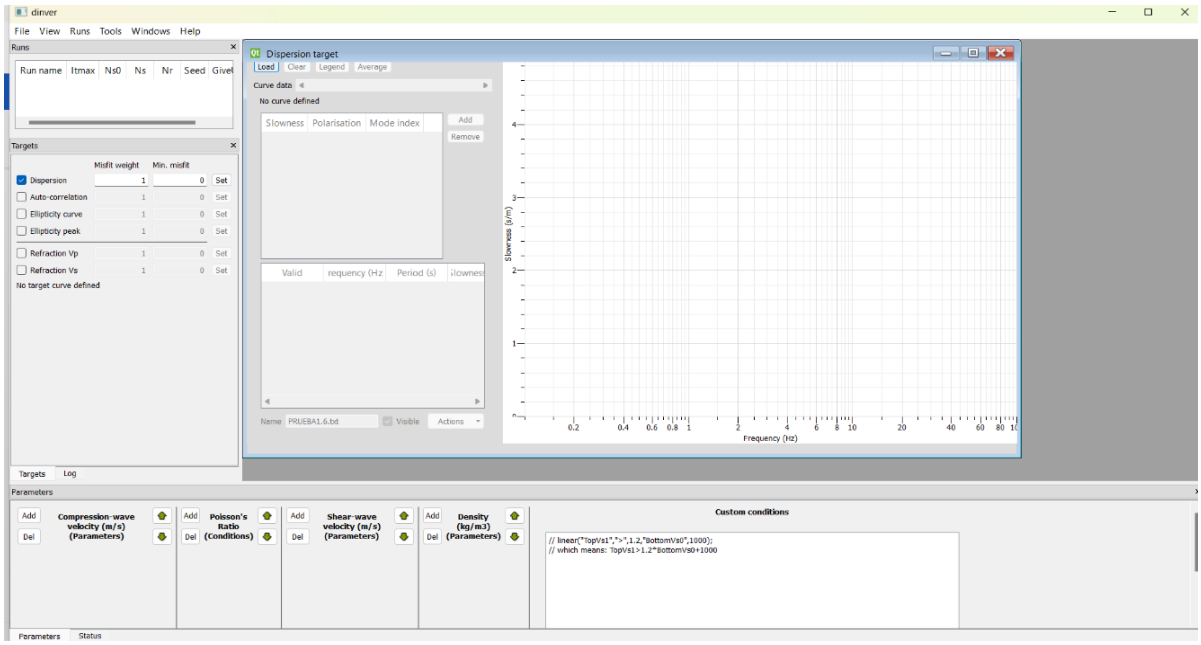


Figura 24: Curva de dispersión. (Dinver, s.f.)

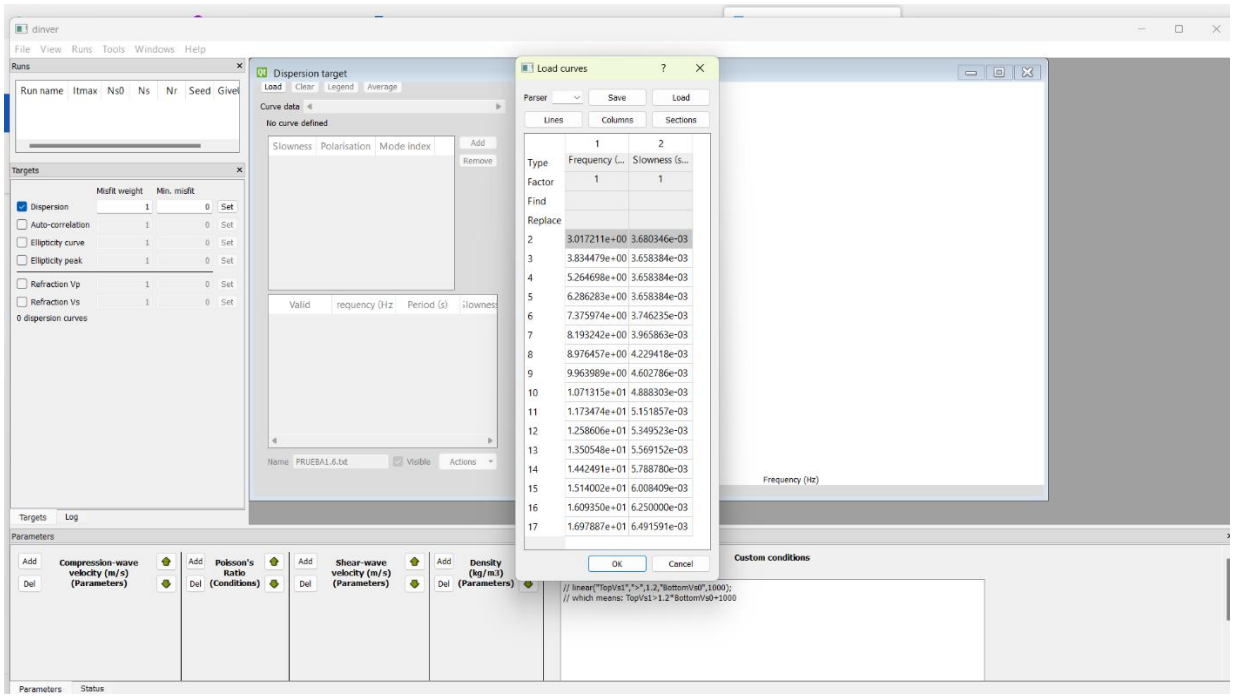


Figura 19: Cargar Curva de dispersión (Dinver, s.f.)

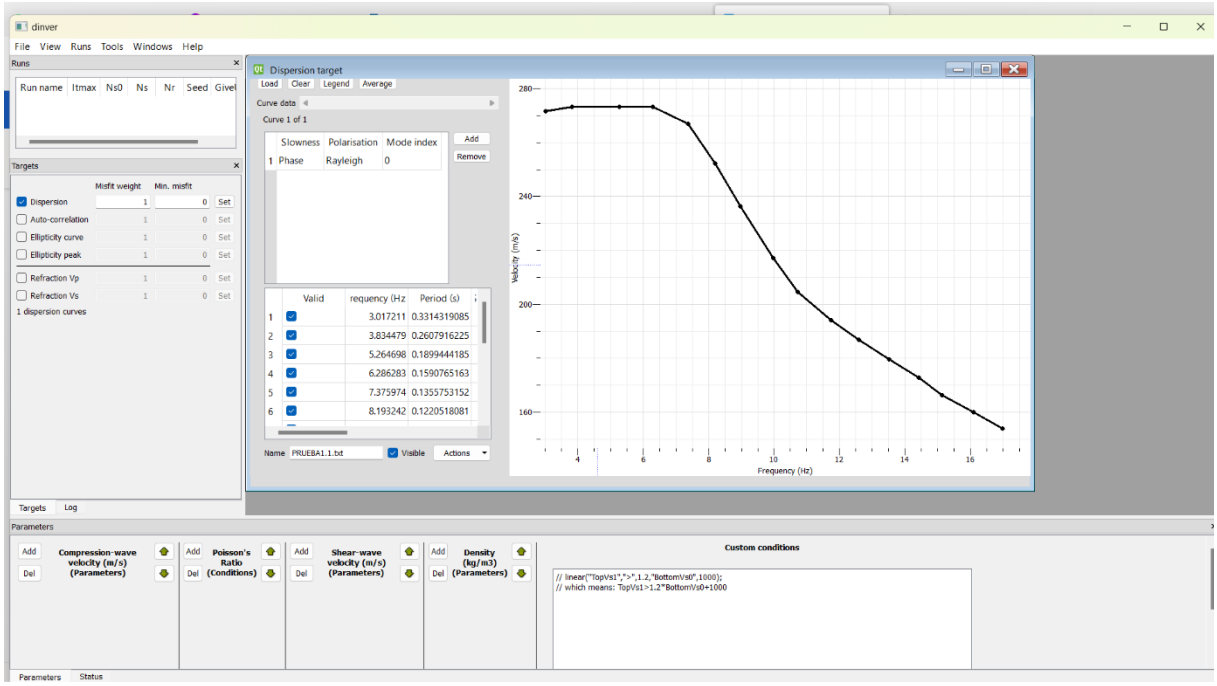


Figura 20: Modificar Curva de dispersión (Dinver, s.f.)

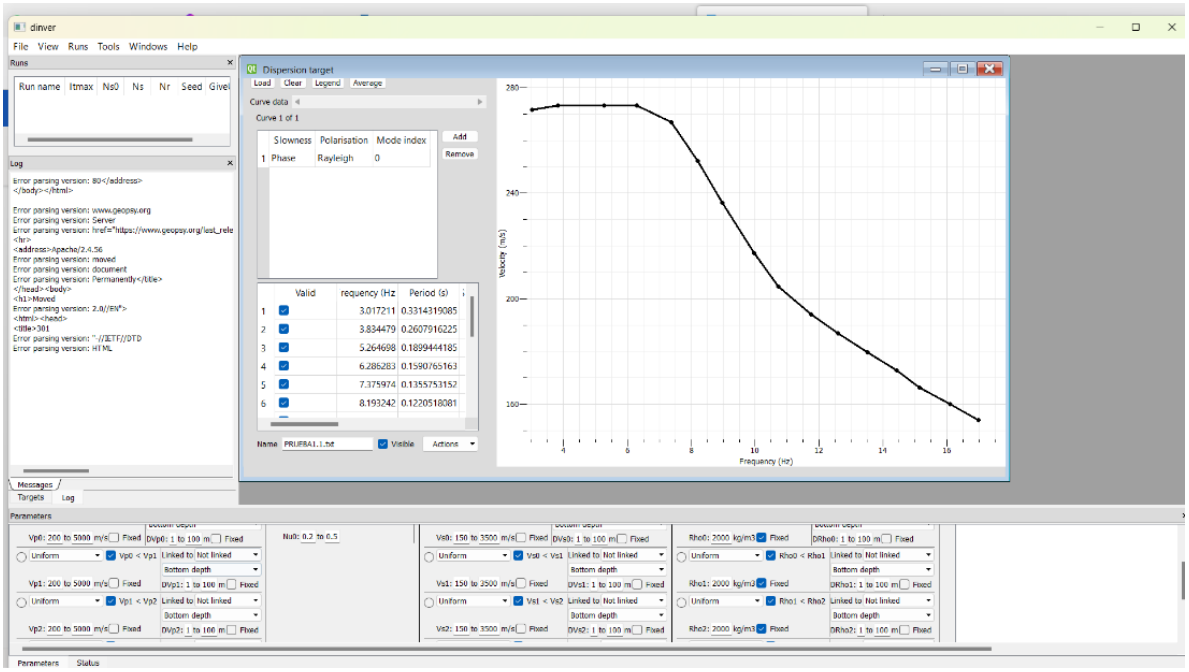


Figura 25: Ingreso de parámetros. (Dinver, s.f.)

Se coloca los parámetros correspondientes en los dos pozos se usó:

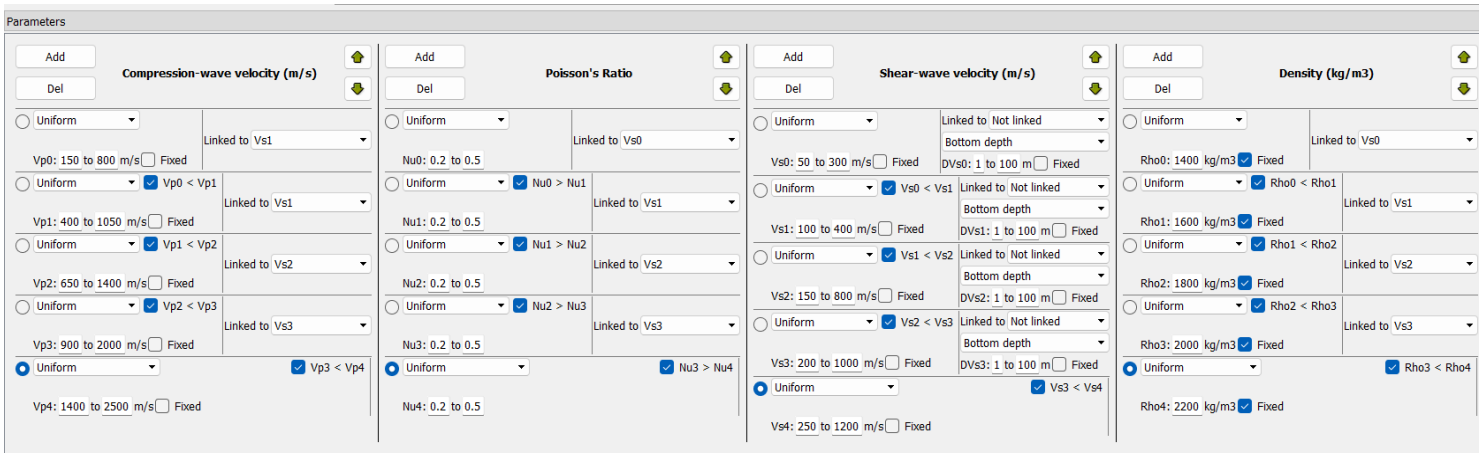


Figura 26: Parámetros. (Dinver, s.f.)

Se hizo 2 iteraciones:

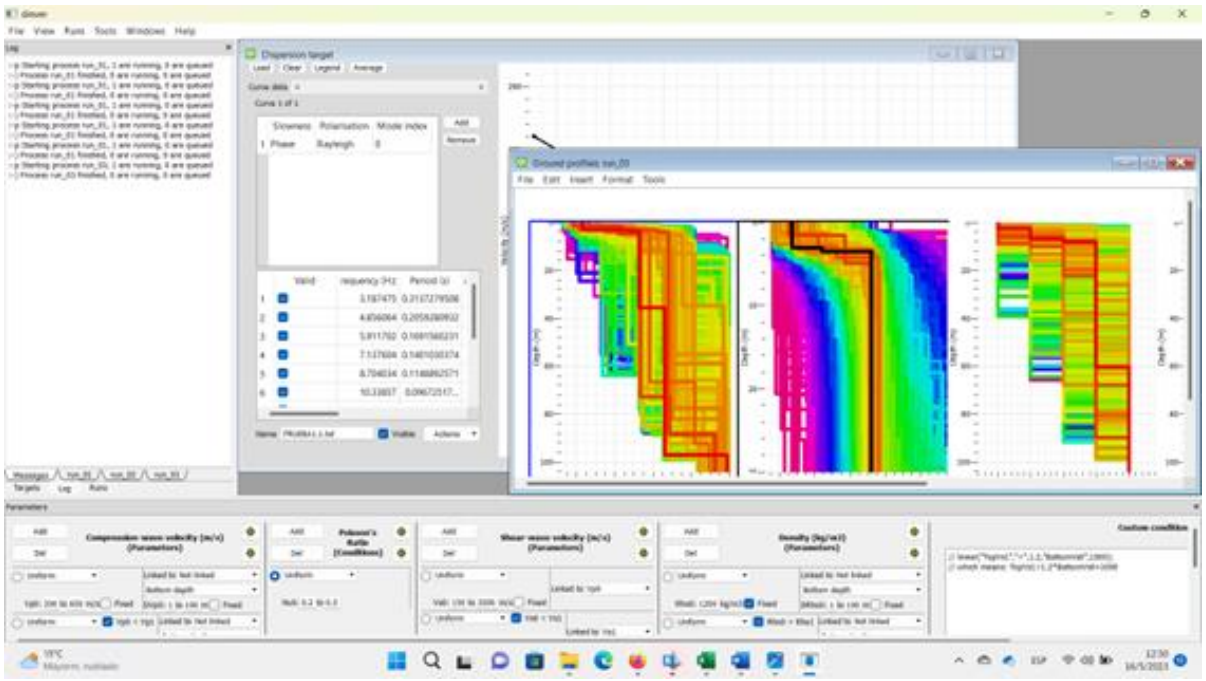


Figura 27: Primera iteración (Dinver, s.f.)

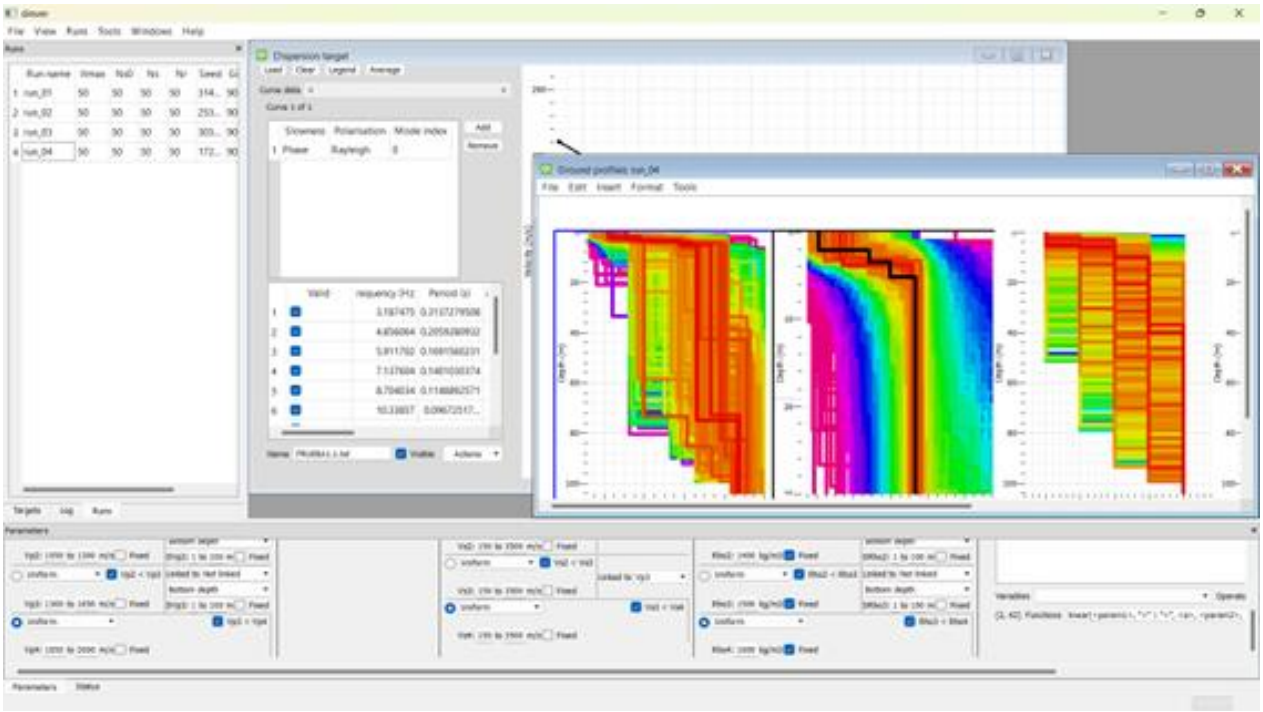


Figura 25: Segunda iteración (Dinver, s.f.)

Dando como resultado una profundidad y una velocidad para cada capa

5 Capítulo 5

5.1 *Vs30 vs velocidad en profundidad y* cálculo del *Vs30*

A continuación, se presenta un cuadro de resumen de las velocidades de onda s de los estratos detectados y espesor generados en la inversión de cada una de las curvas de dispersión procesadas. Los resultados individuales se encuentran en la sección de anexos.

P-01											
Tendido 1											
Curva de dispersión 1		*Curva de dispersión 2*		*Curva de dispersión 3*		*Curva de dispersión 4*		*Curva de dispersión 5*		*Curva de dispersión 6*	
Vs (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof**	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)
74.99	0.96	103.19	0.97	205.34	1.72	85.48	1.3	97.58	1.35		
134.09	1.27	178.19	2.25	213.51	8.78	179.84	1.81	231.6	4.5		
157.59	1.43	201.41	3.45	243.84	30	251.94	3.69	257.2	6.5		
258	1.8	235.33	4.5			271.27	7.36	280.25	30		
264.41	30	256.76	30			278.7	30				
Tendido 2											
Curva de dispersión 1		*Curva de dispersión 2*		*Curva de dispersión 3*		*Curva de dispersión 4*		*Curva de dispersión 5*		*Curva de dispersión 6*	
Vs (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)
157.82	2.25	81.19	1.35	99.4	1.2	154.81	2.85	88.98	1.5	116.67	0.97
185.52	5.02	147.28	2.35	184.06	4.72	223.43	12.9	239.95	10.72	192.7	3.45
261.14	16.65	207.22	6.38	250.01	14.25	299.97	30	257.5	30	216.05	5.7
165.76	28.27	249.48	21.45	283.01	30					258.73	22.5
302.12	30	284.83	30							291.41	30

P-02											
Tendido 1											
Curva de dispersión 1		*Curva de dispersión 2*		*Curva de dispersión 3*		*Curva de dispersión 4*		*Curva de dispersión 5*		*Curva de dispersión 6*	
Vs (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof**	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)
98.38	1.72	62.69	1.72	81.94	1.65	71.66	1.2	52.57	0.9		
155.82	4.8	192.13	9.75	182.99	5.77	138.59	1.88	192.21	5.4		
158.91	8.17	253.53	24.75	221.74	12.82	152.83	5.62	230.82	14.12		
246.6	30	272.62	30	274.17	16.95	209.79	12.75	251.36	30		
Tendido 2											
Curva de dispersión 1		*Curva de dispersión 2*		*Curva de dispersión 3*		*Curva de dispersión 4*		*Curva de dispersión 5*		*Curva de dispersión 6*	
Vs (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)	**Vs** (m/s)	**Prof** (m)
158.28	3.75	85.47	1.1	141.14	3.96	138.75	1.72	107.18	2.48	157.25	5.77
164.39	6.07	154.4	4.86	236.64	11.75	152.32	5.7	195.03	6	248.87	12.75
180.32	6.97	188.87	8.17	292.41	16.55	230.5	15.67	201.34	11.03	283.53	20.1
238.91	12.07	250.24	21.02	322.97	30	290.34	21.75	294.4	15.6	332.23	30
297.86	30	311.61	30			345.32	30	310.96	30		

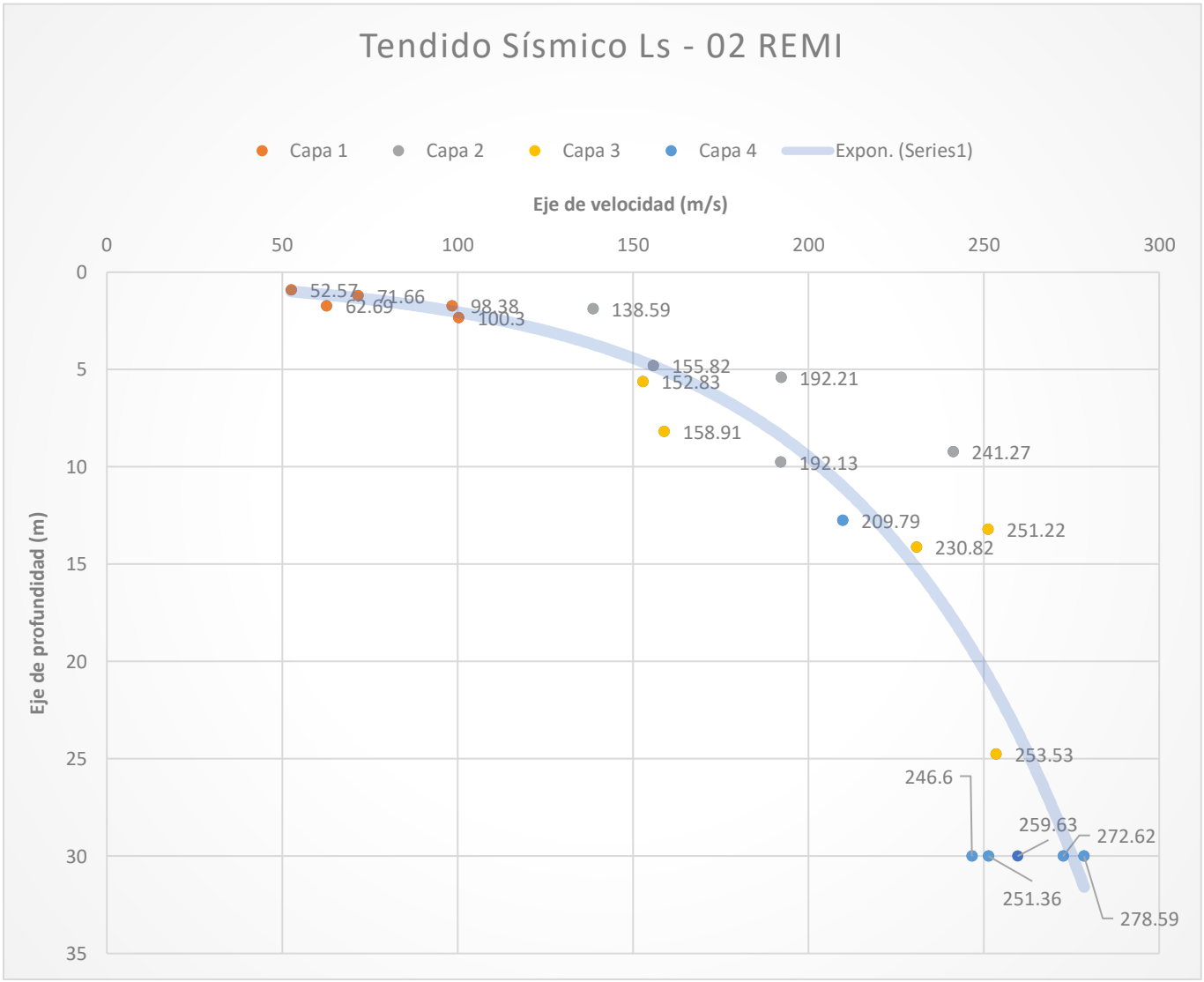
El perfil Vs y Vs30 obtenido de cada tendido (se realizaron 2 tendidos por pozo longitudinal y transversal) fue mediante el ingreso de 6 curvas de dispersión debido a que el programa MAS permite únicamente el ingreso de 5 archivos dat. Cabe destacar que se realizaron 30 registros por tendido. Se obtuvo 6 perfiles Vs30 por cada curva de dispersión las cuales fueron usadas para el análisis de datos mediante una línea de

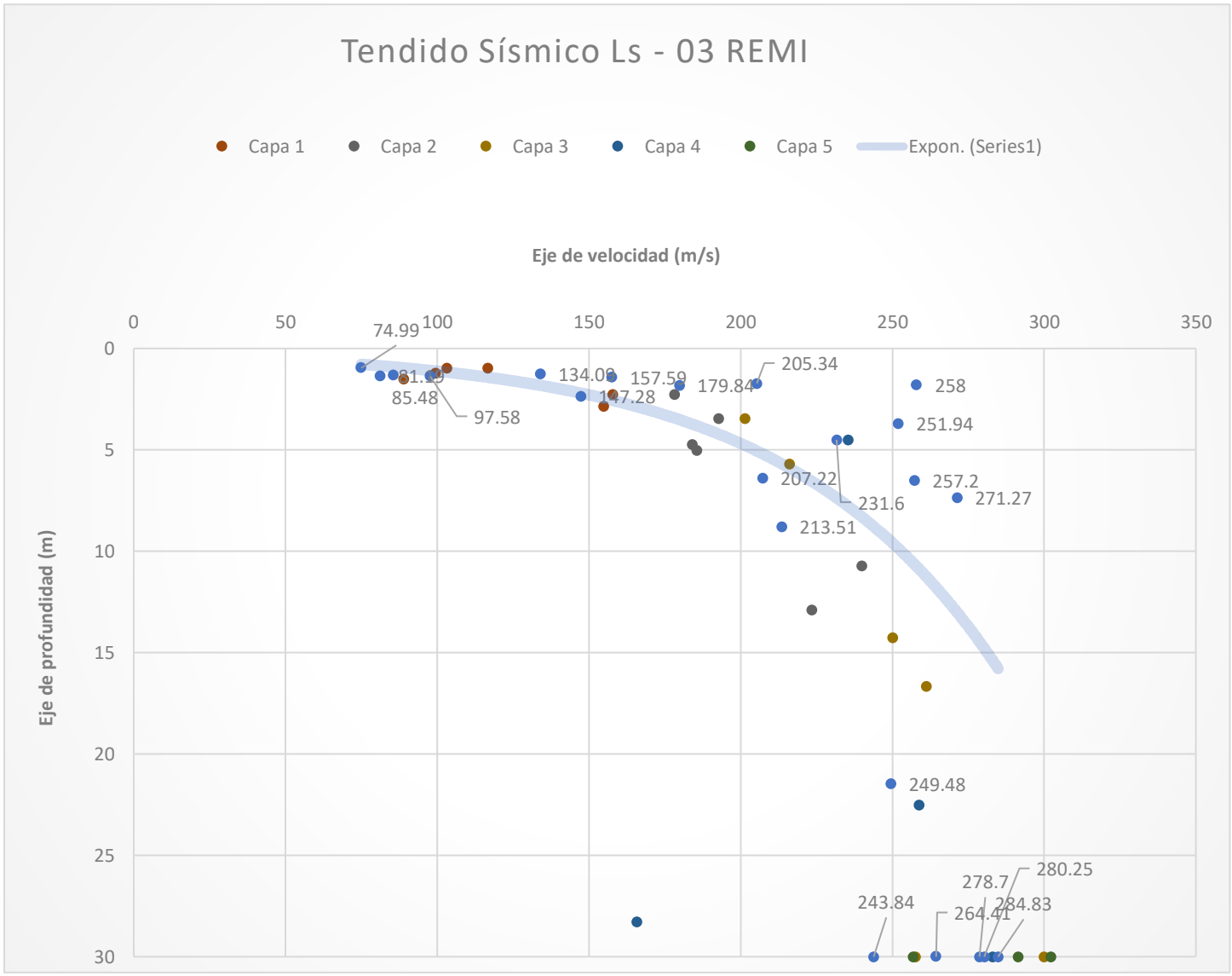
tendencia en donde se escogió los valores que cumplan con los siguientes parámetros: La profundidad vaya siempre en aumento y la Vs sea V2>V1 excepto si la profundidad mínima es mayor que la relación de la distancia entre geófonos divido para 2.

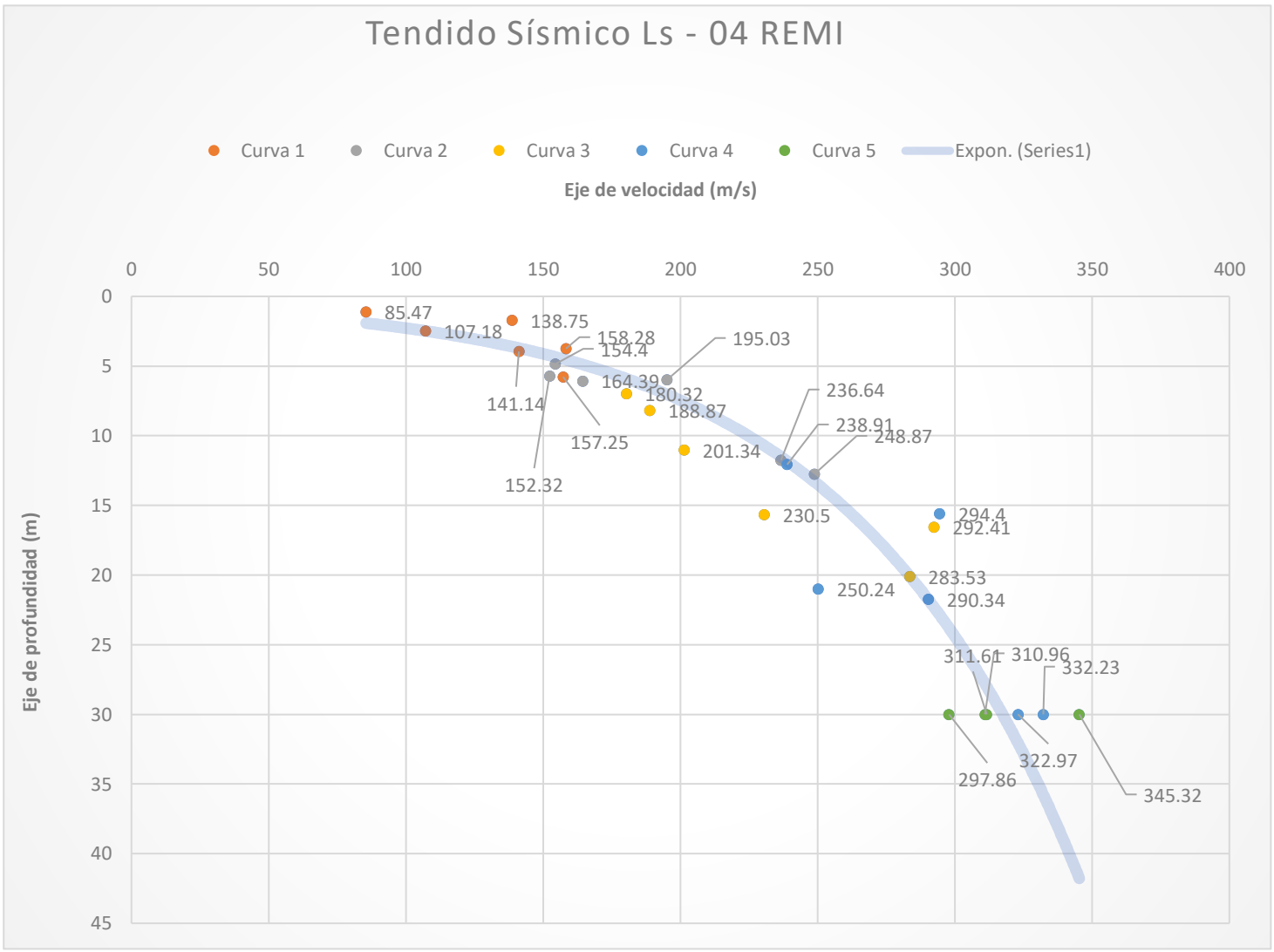
5.2 Líneas de tendencia exponencial

5.2.1 Análisis de Datos




Tendido Sísmico Ls - 02 REMI
Capa 1
Capa 2
Capa 3
Capa 4
Expon. (Series1)
Eje de velocidad (m/s)
0
50
100
150
200
250
300
Eje de profundidad (m)
0
5
10
15
20
25
30
35
52.57
62.69
71.66
98.38
100.3
138.59
155.82
152.83
192.21
158.91
192.13
241.27
209.79
230.82
251.22
253.53
246.6
259.63
272.62
251.36
278.59


Tendido Sísmico Ls - 03 REMI
Capa 1
Capa 2
Capa 3
Capa 4
Capa 5
Expon. (Series1)
Eje de velocidad (m/s)
Eje de profundidad (m)
0
50
100
150
200
250
300
350
0
5
10
15
20
25
30
74.99
85.48
97.58
134.09
157.59
179.84
205.34
258
251.94
207.22
257.2
271.27
231.6
213.51
249.48
243.84
264.41
278.7
280.25
284.83


Tendido Sísmico Ls - 04 REMI
Curva 1
Curva 2
Curva 3
Curva 4
Curva 5
Expon. (Series1)
Eje de velocidad (m/s)
Eje de profundidad (m)
0
50
100
150
200
250
300
350
400
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
85.47
107.18
138.75
158.28
154.4
195.03
164.39
180.32
188.87
236.64
238.91
248.87
141.14
157.25
152.32
201.34
230.5
294.4
292.41
283.53
250.24
290.34
311.61
310.96
332.23
322.97
297.86
345.32

5.3 Perfil Vs30 de cada tendido

A continuación, se presenta los resultados depurados del análisis de tendencia comparados con los perfiles reales de campo obtenidos en la investigación de la actualización de la microzonificación sísmica

5.3.1 Perfil geotécnico

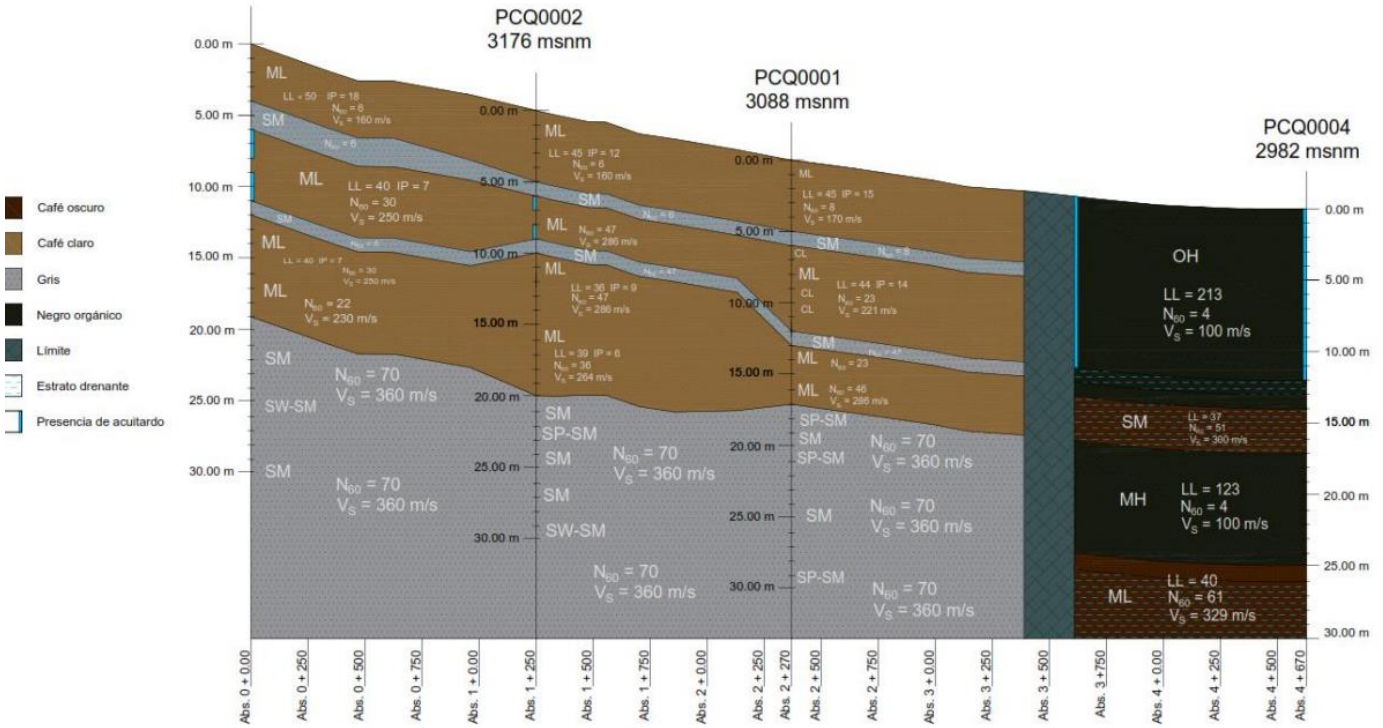
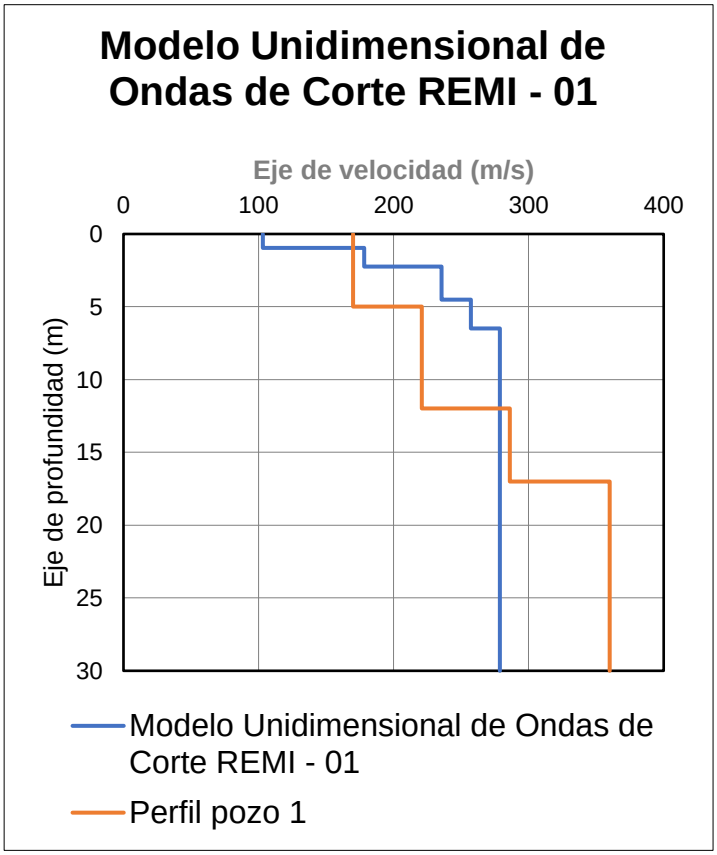
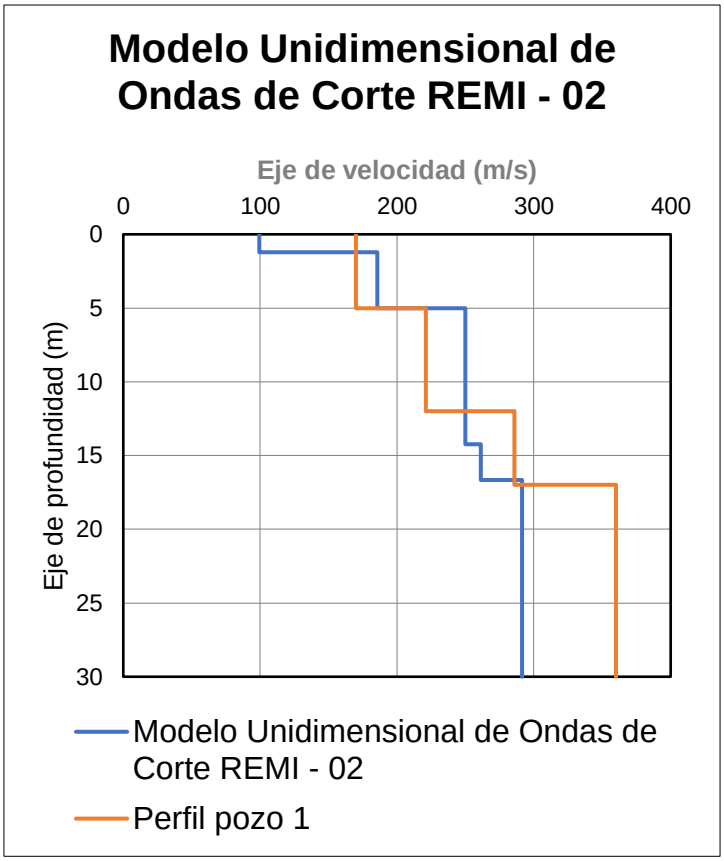


Figura 28: Perfil geotécnico al perfil 1-1 del polígono de la microzonificación geotécnica del sur de Quito. Tomada de: (NIAMA & SALTOS, 2021)

5.3.2 POZO 1

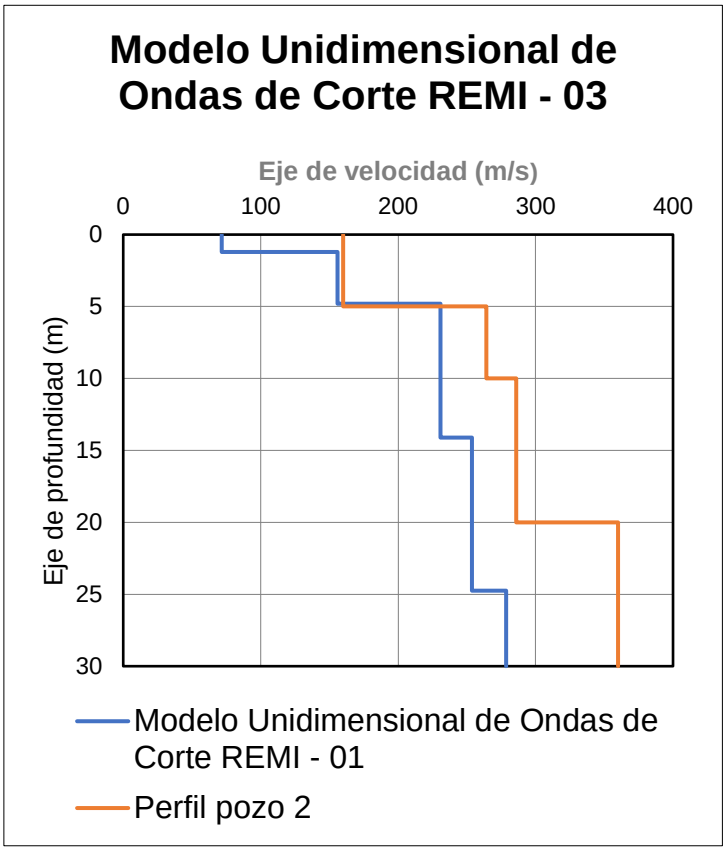


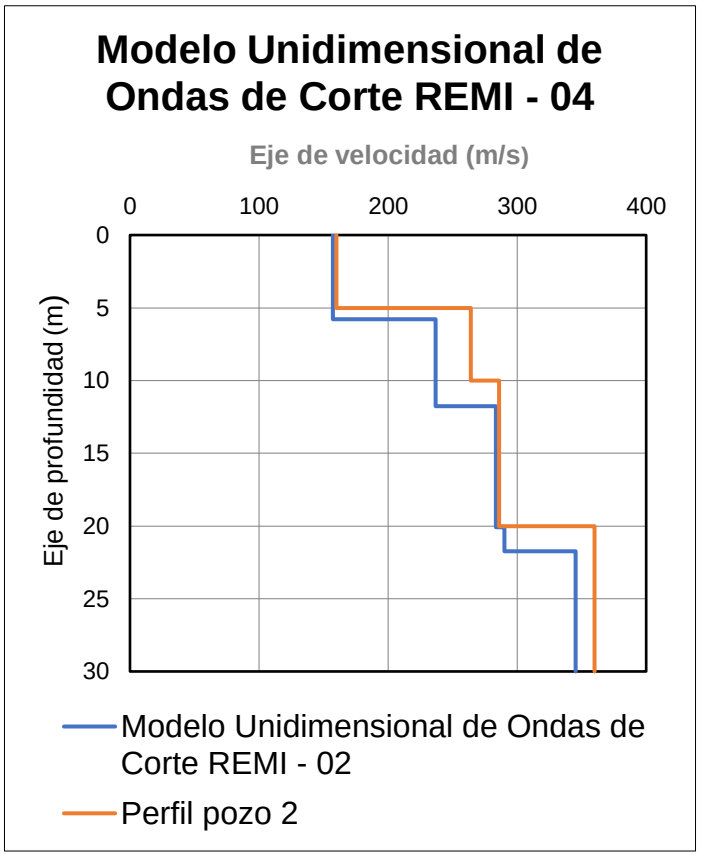


REMI - 01	
Prof (m)	Vs (m/s)
0	103.19
0.97	103.19
0.97	178.19
2.25	178.19
2.25	235.33
4.5	235.33
4.5	257.2
6.5	257.2
6.5	278.7
30	278.7

REMI - 02	
Prof(m)	Vs (m/s)
0	99.4
1.2	99.4
1.2	185.52
5.02	185.52
5.02	250.01
14.25	250.01
14.25	261.14
16.65	261.14
16.65	291.41
30	291.41

5.3.3 POZO 2





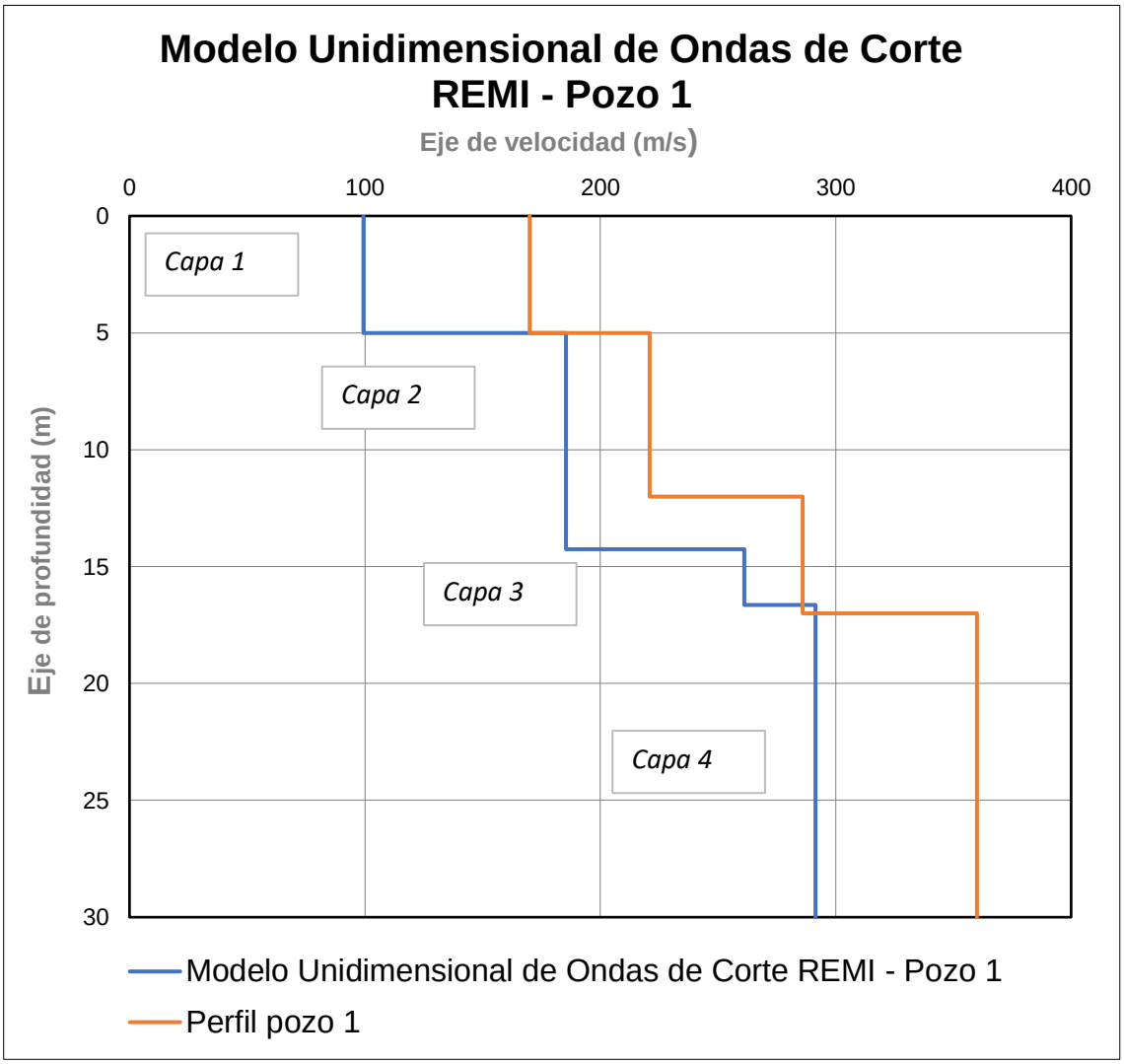
REMI - 03	
Prof (m)	Vs (m/s)
0	71.66
1.2	71.66
1.2	155.82
4.8	155.82
4.8	230.82
14.12	230.82
14.12	253.53
24.75	253.53
24.75	278.59
30	278.59

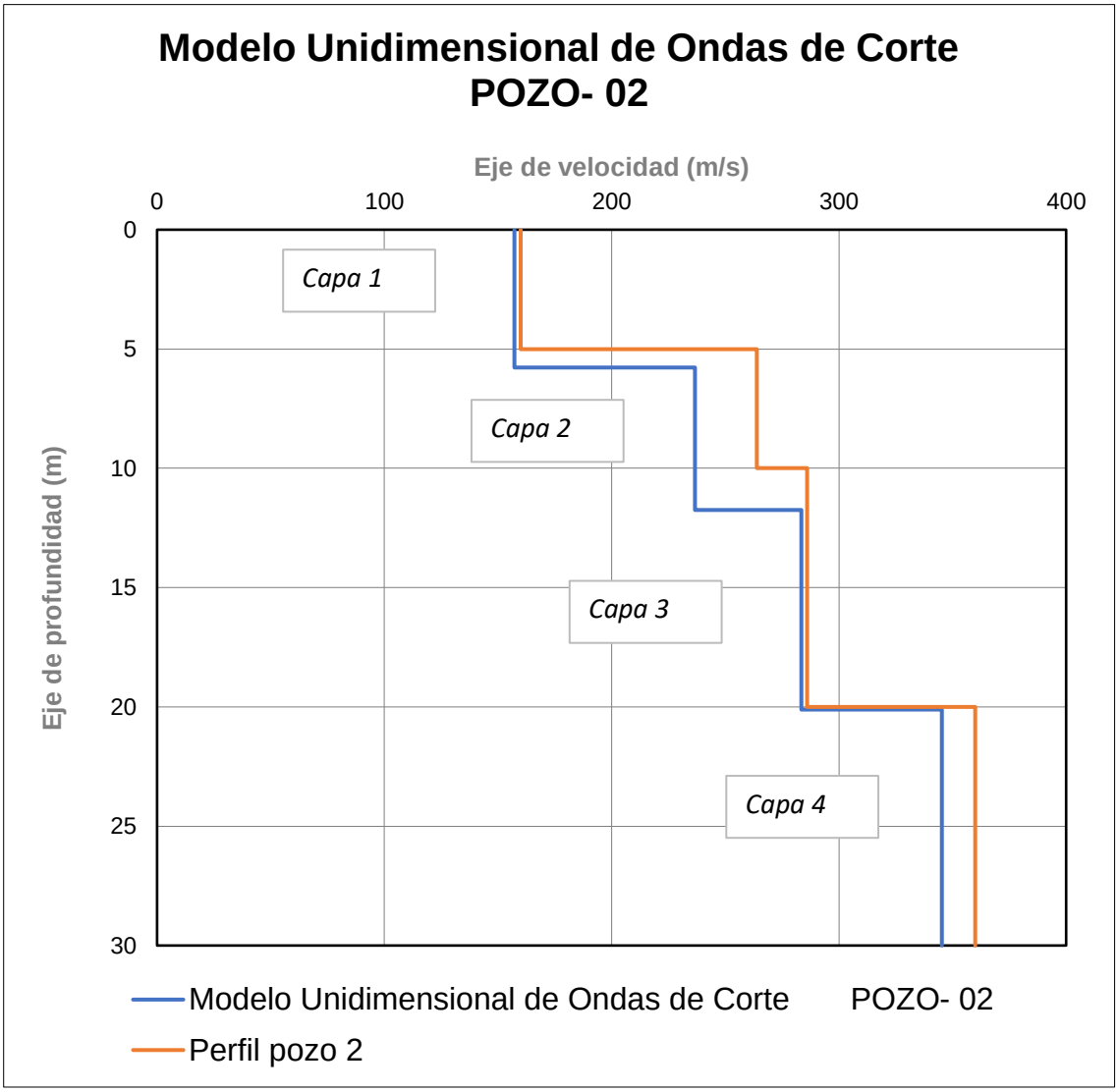
REMI - 04	
Prof (m)	Vs (m/s)
0	157.25
5.77	157.25
5.77	236.64
11.75	236.64
11.75	283.53
20.1	283.53
20.1	290.34
21.75	290.34
21.75	345.32
30	345.32

Se observa que los perfiles de ondas de corte del pozo P-01 y los perfiles del corte del pozo del pozo P-02 distan del patrón, por tal razón son descartados del análisis, así como se descarta una de las capas por no observar una variación muy notoria entre 2 capas de cada perfil se estima que pertenece a la misma capa.

5.4 Perfil Vs y Vs30 de cada pozo

A continuación los perfiles finales y su comparación con los perfiles patrón




Modelo Unidimensional de Ondas de Corte
POZO- 02
Eje de velocidad (m/s)
0
100
200
300
400
Eje de profundidad (m)
0
5
10
15
20
25
30
Capa 1
Capa 2
Capa 3
Capa 4
Modelo Unidimensional de Ondas de Corte POZO- 02
Perfil pozo 2

5.5 Error Absoluto y Relativo

P-01					
Profundidad(m)		*Espesores(m)*		*Error absoluto(m)*	*Error relativo*
Perfil pozo	*Perfil pozo REMI*	*Perfil pozo*	*Perfil pozo REMI*		
5	5.02	5	5.02	0.02	0.4%
12	14.25	7	9.23	2.23	24.2%
17	16.65	5	2.4	2.6	52.0%
30	30	13	13.35	0.35	2.6%

P-02					
Profundidad(m)		*Espesores(m)*		*Error absoluto(m)*	*Error relativo*
Perfil pozo	*Perfil pozo REMI*	*Perfil pozo*	*Perfil pozo REMI*		
5	5.77	5	5.77	0.77	13.3%
10	11.75	5	5.98	0.98	16.4%
20	21.75	10	10	0.000	0.0%
30	30	10	8.25	1.75	17.5%

P-01			
Vs30 (m/s)		*Error absoluto(m)*	*Error relativo*
Perfil pozo	*Perfil pozo REMI*		
170	99.4	70.6	41.53%
221	185.52	35.48	16.05%
286	261.14	24.86	8.69%
360	291.41	68.59	19.05%

P-02			
Vs30 (m/s)		*Error absoluto(m)*	*Error relativo*
Perfil pozo	*Perfil pozo REMI*		
160	157.25	2.75	1.72%
264	236.64	27.36	10.36%
286	283.53	2.47	0.86%
360	345.32	14.68	4.08%

Al final se obtuvo un perfil Vs30 de 4 capas el cual fue comparado nuevamente con el perfil geotécnico para encontrar el porcentaje de error y su clasificación según la NEC 2015.

Se aplico error relativo y absoluto a los datos finales del perfil de las perforaciones y los datos del perfil geotécnico dando como resultado un error relativo máximo de 52% para el primer pozo con respecto al espesor en la tercera capa.

Se obtuvo un error relativo máximo de 17% para el segundo pozo con respecto al espesor en la cuarta capa.

Se obtuvo un error relativo máximo de 41.53% para el primer pozo con respecto a la velocidad en la primera capa.

Se obtuvo un error relativo máximo de 10.36% para el segundo pozo con respecto a la velocidad en la segunda capa.

Con lo anterior mencionado el error relativo máximo respecto al espesor es de 52% y respecto a la velocidad es 41.53%.

Se obtuvo un error absoluto máximo de 2.6 m para el primer pozo con respecto al espesor en la tercera capa.

Se obtuvo un error absoluto máximo de 1.75 m para el segundo pozo con respecto al espesor en la cuarta capa.

Se obtuvo un error absoluto máximo de 70.6 m/s para el primer pozo con respecto a la velocidad en la primera capa.

Se obtuvo un error absoluto máximo de 27.36 m/s para el segundo pozo con respecto a la velocidad en la segunda capa.

Con lo anterior mencionado el error absoluto máximo respecto al espesor es de 2.6 m y respecto a la velocidad es 70.6 m/s.

5.6 Clasificación NEC 2015

$$V_s30 = \frac{\sum_{i=1}^{n} hi}{\sum_{i=1}^{n} \frac{hi}{V_{s-1}}}$$

Se considera que:

Vs30: velocidad de onda de corte promedio para los primeros 30 metros.

n: cantidad de estratos presentes a los 30 metros.

hi: Espesor del estrato

Vs-1: Velocidad de ondas de corte del estrato i

(Villagómez Díaz, 2003)

POZO 1

Prof	Espesores	Vs	hi/Vs
5.02	5.02	99.4	0.05050302
14.25	9.23	185.52	0.04975205
16.65	2.4	261.14	0.00919047
30	13.35	291.41	0.04581174
		0.15525728	
	Vs30=	193.2	m/s

POZO 2

Prof	Espesores	Vs	hi/Vs
5.77	5.77	157.25	0.03669316
11.75	5.98	236.64	0.02527045
20.1	8.35	283.53	0.02945015
30	9.9	345.32	0.02866906
		0.12008282	
	Vs30=	249.8	m/s

D	Perfiles de suelos rígidos que cumplan con el criterio de velocidad de la onda de cortante, o	360 m/s > V_s ≥ 180 m/s
	Perfiles de suelos rígidos que cumplan cualquiera de las dos condiciones	50 > N ≥ 15.0 100 kPa > S_u ≥ 50 kPa

Figura 29: Clasificación de los perfiles de suelo. Obtenido: (NEC, 2014)

El suelo fue Clasificación tipo D

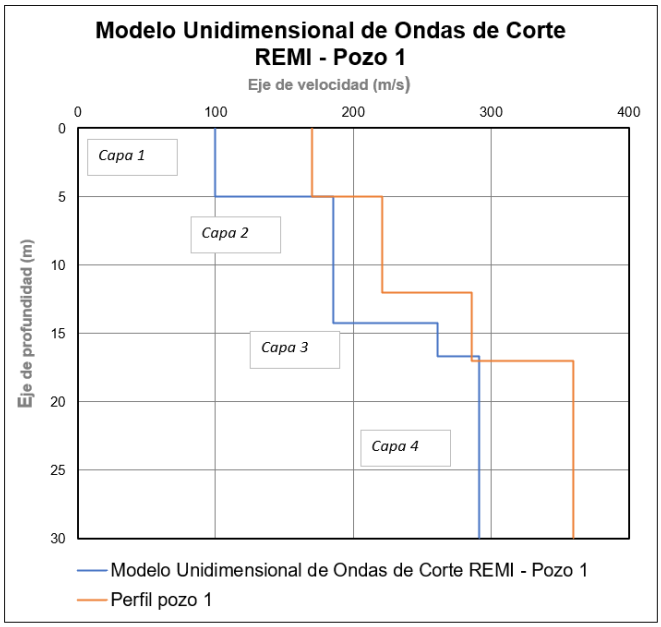
Según la clasificación NEC se obtuvo como resultado una clasificación D, es decir perfiles de suelos rígidos que cumplan con el criterio de velocidad de la onda cortante que va desde el rango 360 m/s hasta el 180 m/s. En los pozos se obtuvo los valores de Vs30, 193.2 m/s en el primer pozo y 249.8 m/s en el segundo pozo respectivamente. Lo último mencionado indica que el suelo es más rígido en donde se encuentra la segunda perforación.

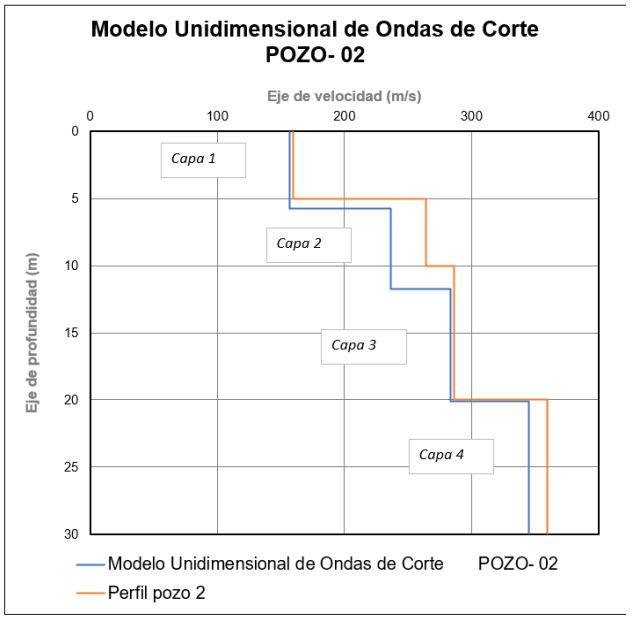
5.7 Conclusiones y Recomendaciones

5.7.1 Conclusiones

Con base en la presente investigación de grado cuyo objetivo fundamental se enfocaba, en la determinación del perfil de velocidad de onda (Vs-profundidad) mediante la aplicación del método geofísico REMI, en los pozos de perforación P-01 Y P-02 del proyecto de microzonificación del DMQ, se puede concluir lo siguiente:

El perfil Vs30 de las perforaciones P-01 y P-02 aplicando el método REMI es:





En donde se obtuvieron los siguientes datos:

POZO - 01	
Prof(m)	Vs (m/s)
0	99.4
1.2	99.4
1.2	185.52
5.02	185.52
5.02	250.01
14.25	250.01
14.25	261.14
16.65	261.14
16.65	291.41
30	291.41

POZO - 02	
Prof (m)	Vs (m/s)
0	157.25
5.77	157.25
5.77	236.64
11.75	236.64
11.75	283.53
20.1	283.53
20.1	290.34
21.75	290.34
21.75	345.32
30	345.32

- Aplicando el método ReMi se obtuvo un perfil por cada pozo de 4 capas con una velocidad de cizallamiento Vs menor al perfil geotécnico.
- El perfil final de cada pozo en comparación con perfil geotécnico de los mismos tiene un error absoluto máximo en el primer pozo con respecto al espesor de 52% mientras que con respecto a la velocidad es de 41%.
- El valor de Vs 30 calculado es de 193.2 m/s para el primer pozo y es de 249.8 m/s para el segundo pozo por tanto según la NEC 2015 el suelo en donde se encuentran los pozos corresponde a un tipo D.
- Se obtuvo valores de Vs cercanos a los datos del perfil geotécnico con un margen de error del 5 %.
- El error absoluto máximo relativo es de 2.6 m para el primer pozo con respecto a espesor y de 68.59 m/s con respecto a la velocidad de cizallamiento.

5.7.2 Recomendaciones

- Se sugiere realizar pruebas con diferentes parámetros en el programa DINVER
- Se sugiere a la Pontificia Universidad Católica del Ecuador emprender y brindar apoyo en el campo de la geofísica para continuar trabajando en mejoras en la metodología y equipamiento para métodos geofísicos, ya que estos abarcan un gran campo de aplicación en la geotecnia y mecánica de suelos lo que podría fortalecer el servicio de docencia, investigación y consultoría del laboratorio de suelos de la universidad
- No se recomienda realizar el ensayo ReMi cuando exista lluvia, debido a que afecta en la obtención de datos.
- Se recomienda realizar en pickeado de la curva de dispersión siguiendo un patrón establecido.
- Puede complementarse el estudio con la realización del ensayo de Nakamura.
- Se recomienda ampliar el estudio con la obtención del perfil de velocidad de onda obteniendo valores Vs a más profundidad.

5.8 Referencias

A. Alvarado, C. H. (1943). *NUEVOS APORTES PARA LA GEOLOGIA DEL AREA DE QUITO Y ANALISIS DE LA PALEOSISMICIDAD.* Quito: Departamento de Geologîa, EPN, Instituto Francés de Estudios Andinos Quito, Instituto Geofîsico, EPN.

Aceves, A. A. (2003). *GEOFÍSICA APLICADA EN LOS PROYECTOS BÁSICOS DE INGENIERÍA CIVIL.* Sanfandila, Mexico: Publicación Técnica No. 229.

AGUIAR, L. A. (2009). GEOLOGÍA Y ANÁLISIS DEL RECURSO HÍDRICO SUBTERRÁNEO DE LA SUBCUENCA DEL SUR DE QUITO. *PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA*, 169.

AGUILAR, L. A. (Febrero de 2009). *GEOLOGÍA Y ANÁLISIS DEL RECURSO HÍDRICO SUBTERRÁNEO DE LA SUBCUENCA DEL SUR DE QUITO*. Obtenido de file:///C:/Users/WinUser/Downloads/CD-1987-1.pdf

Angel Granda Sanz, T. G. (2007). El método de la Sísmica Pasiva: una herramienta fiable para la caracterización geotécnica del terreno en zonas urbanas. *Geofísica*, 78-87.

Anónimo. (1978). *Mapa geológico.* Quito.

Arias, P. M. (22 de Octubre de 2019). *Caracterización geotécnica de la formación Mangán,mediante métodos geofísicos*. Obtenido de https://dspace.ucuenca.edu.ec/bitstream/123456789/33546/1/Trabajo%20de%20Titulaci%C3%B3n.pdf

Atacazo-Ninahuilca, L. p. (Junio de 2012). *Daniel Andrade, Silvana Hidalgo, Michel Monzier, Jean-Philippe Eissen,Bernardo Beate.* Quito: INSTITUTO GEOFÍSICO DE LA ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL.

Bernard, B. (9 de febrero de 2018). *Volcanes del Ecuador*. Obtenido de http://ceniza-ecuador.over-blog.com/2018/02/a42-el-complejo-volcanico-pichincha.html

Cristian Godoy, L. G. (16 de diciembre de 2014). *mportancia de la velocidad de onda de corte y del período predominante para a evaluación de la respuesta de sitio en Santiago*. Obtenido de https://scielo.conicyt.cl/pdf/oyp/n17/art08.pdf

DAS, B. M. (2015). *Fundamentos de ingeniería geotécnica.* Mexico: Cengage.

Dinver. (s.f.). *Dinver - version 0.0.0*. Obtenido de https://www.geopsy.org/man/dinver.html

Earth, G. (2023). *Pozo-01.*

Ferrari, L. &. (1992). Recent and Active Tectonic of the North-Eastern Ecuadorian. *Geodynamics.*

Guerrero, I. L. (Marzo de 2023). Refraccion de microtremores .

GUEVARA, M. I. (2017). *CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA DE LA ESTRUCTURA ANTICLINAL DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE QUITO, UTILIZANDO EVIDENCIA GEOFÍSICA Y GEOMORFOLÓGICA.* Quito: FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS.

GUEVARA, M. I. (2017). *CARACTERIZACIÓN MORFOTECTÓNICA DE LA ESTRUCTURA ANTICLINAL DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE QUITO,UTILIZANDO EVIDENCIA GEOFÍSICA Y GEOMORFOLÓGICA.* Quito: FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS.

Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering.* United States of America: Prentice Hall.

Litherland, M. A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador (Vol. 11). . *British geological Survey*.

Manuel R. Villarraga H. 1, M. P. (2005). *ESTUDIO PARAMETRICO DE LOS EFECTOS DE LA INTERACCIÓN SÍSMICA SUELO.* Medellín, Colombia.: Universidad Nacional de Colombia.

METROPOLITANA, E. P. (Noviembre de 2012). *ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL DE LA PRIMERA LÍNEA DEL METRO DE QUITO*. Obtenido de https://www.jbic.go.jp/ja/business-areas/environment/projects/pdf/56262_31.pdf

Morales, C., Schmitz, M., & Pullammanappallil, S. (2015). CALIBRACIÓN DEL MODELO GEOLÓGICO - GEOFÍSICO DEL SUBSUELO DE BARQUISIMETO Y CABUDARE A TRAVÉS DE MÉTODOS SÍSMICOS Y LA RESPUESTA ESPECTRAL EN SUPERFICIE. *Boletín de Geología, 37*, 57-66.

NEC. (Diciembre de 2014). *Ministerio de Desarrollo Urbano y Vivienda*. Obtenido de https://www.habitatyvivienda.gob.ec/documentos-normativos-nec-norma-ecuatoriana-de-la-construccion/

NIAMA, R. A., & SALTOS, G. I. (2021). *APLICACIÓN DEL MÉTODO GEOFÍSICO MASW, PARA LA OBTENCIÓN DE PERFILES DE ONDA VS Y CÁLCULO DE VS30 DEL SUBSUELO EN LA .* Quito: PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL ECUADOR.

Olafsdottir, E. A. (2014). Multichannel Analysis of Surface Waves-Methods for dispersion analysisof surface wave data. *Universityu of Iceland.*

Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves. En 6. A. Geophysicists, *Expanded Abstracts.*

Park, C. M. (1999). Multichannel Analysis of Surface Waves(MASW). *GEOPHYSICS.*

Pasiva., E. R. (s.f.). *cotecno*. Obtenido de https://www.cotecno.cl/ensayo-remi-la-nueva-herramienta-de-la-sismica-pasiva/

Peñafiel Aguiar, L. (2009). *Geología y análisis del recurso hídrico subterráneo de la subcuenca del sur de Quito.* Quito.

PONCE, L. R. (2013). *CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA-GEOTÉCNICA DEL SUR DE LA CIUDAD DE QUITO".* Quito: UNIVERSIDAD CENTRAL DEL ECUADOR.

Roa, M. C. (23 de Noviembre de 2021). *¿Qué es la falla geológica de Quito?* Obtenido de Noticias GK: https://gk.city/2021/11/23/falla-geologica-quito/

Rojas, J. S., & Diaz, D. L. (2017-2018). Microtremor Analyzer Software. Obtenido de Version 1.1.

ROSELL, G. Z. (2016). *ENSAYOS GEOFÍSICOS PARA LA EXPLORACIÓN DE SUELOS EN ESTRUCTURAS PATRIMONIALES*. Obtenido de PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚESCUELA DE POSGRADO: https://1library.co/document/lq5mo9gy-ensayos-geofisicos-exploracion-suelos-estructuras-patrimoniales.html

SANZ, Á. G., Granda, T., & Contreras, A. M. (2007). El método de la Sísmica Pasiva:una herramienta fiable para la caracterización geotécnica del terreno en zonas urbanas. *Geofisica*, 78-84.

Schlumberger. (27 de ahttps://glossary.slb.com/es/Terms/g/group_velocity.aspxbril de 2020). *Schlumberger*. Obtenido de Oilfield Glossary.

Vallejo, C. W. (2007). Evolución Geodinámica de la Cordillera Occidental (Cretácico Tardió-Paleógeno). *Institute of Geology, ETH* .

Villagómez Díaz, D. R. (2003). *Evolución Geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (Zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio).* Quito : Escuela Politécnica Nacional .

Wathelet, M. (2011). *Geopsy: Geophysical Signal Database for Noise Array Processing (Versión 2.9.0)* . Obtenido de http://www.geopsy.org

Zafra Otero, D. (20 de 07 de 2017). *ONDAS SÍSMICAS, su importancia para la geofísica y la humanidad.* Obtenido de 10.13140/RG.2.2.20029.08168.

5.9 Anexos














SHOT ON POCO X3 NFC

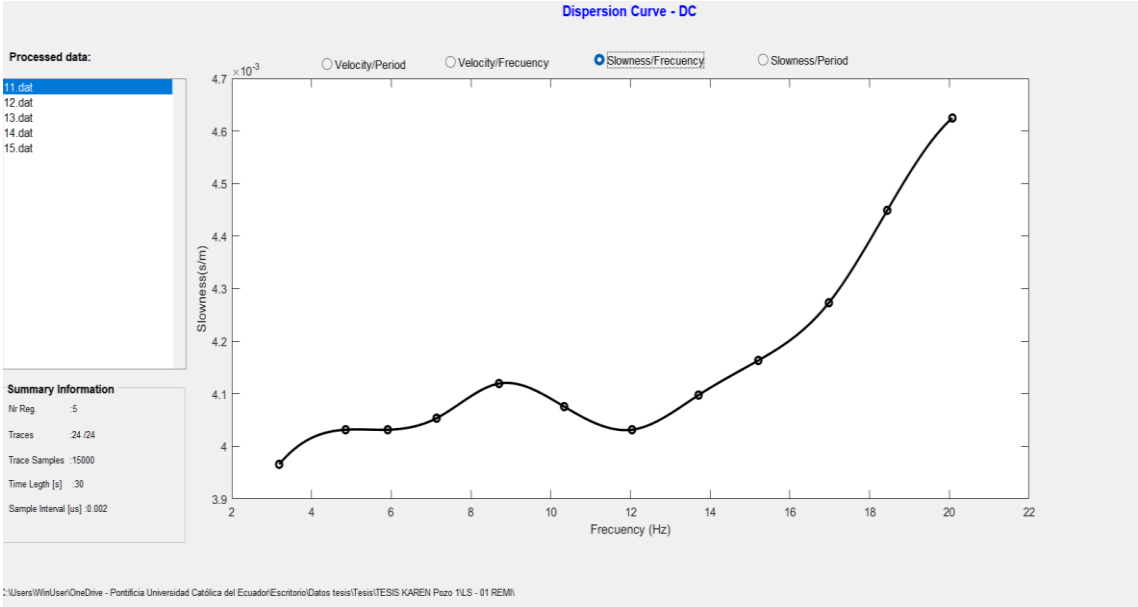


5.9.1 Curvas de dispersión

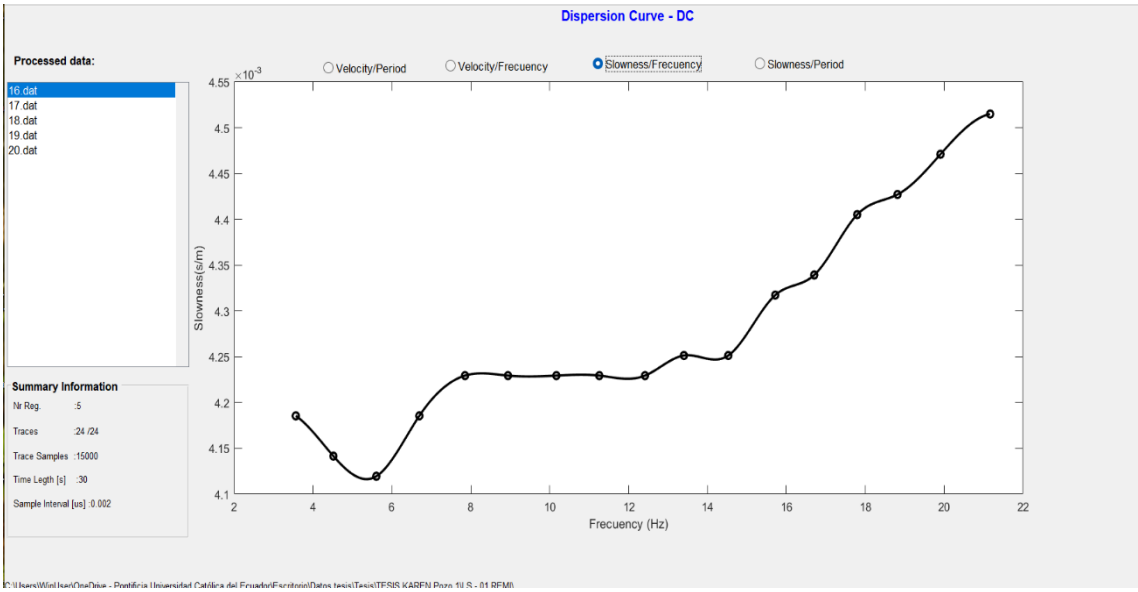
5.9.2 POZO 1

5.9.2.1 Tendido 1

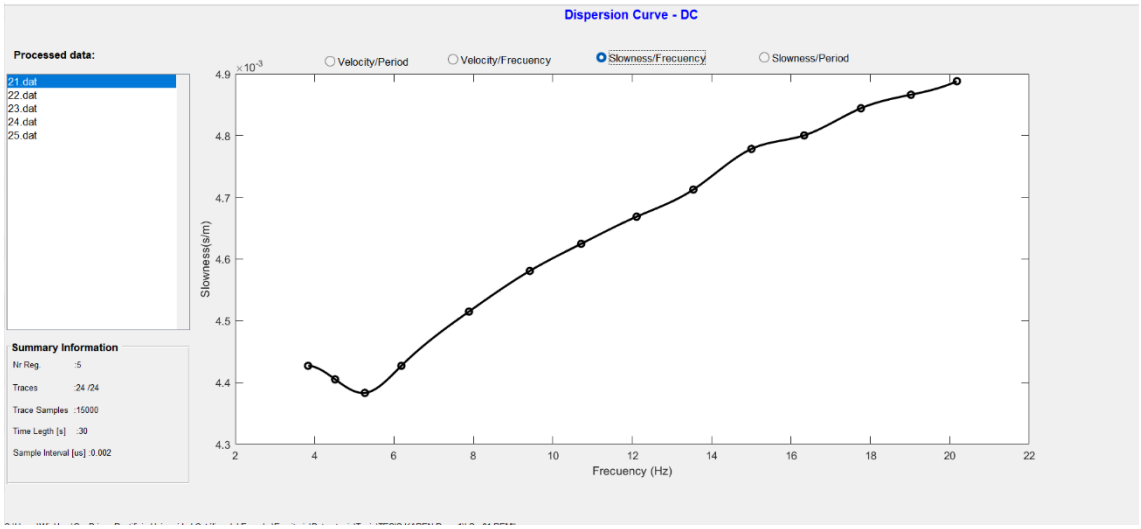
5.9.2.1.1 Datos 11-15



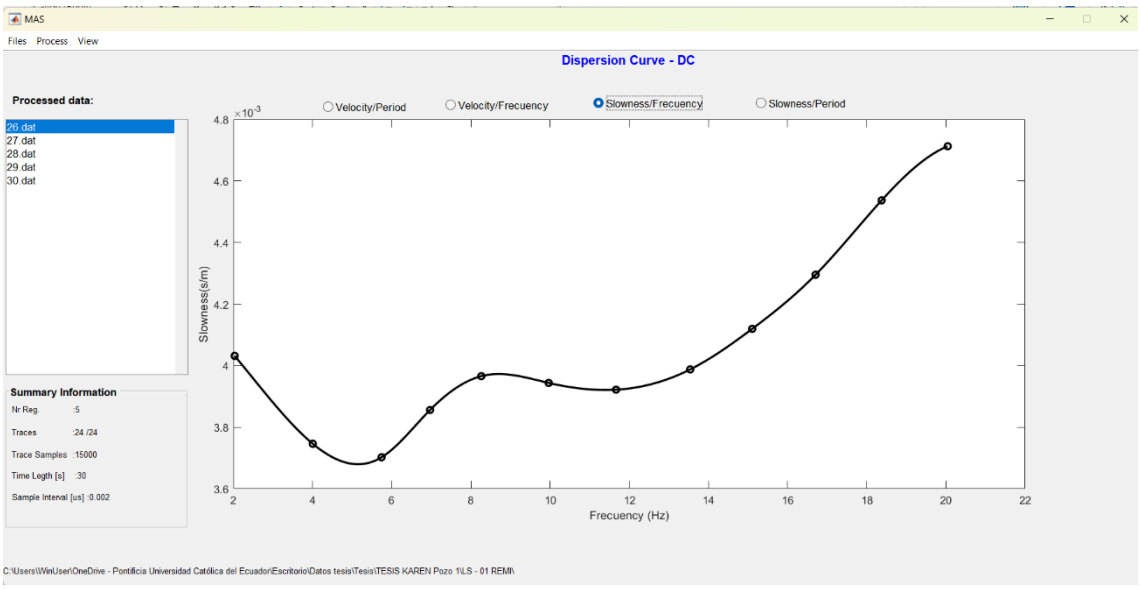
5.9.2.1.2 Datos 16-20



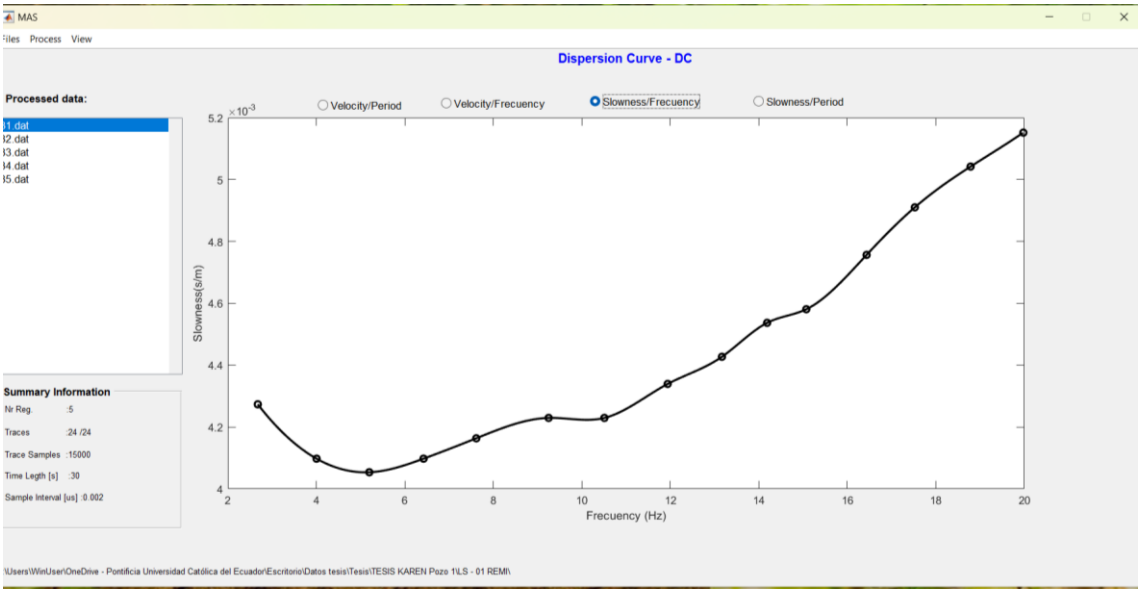
5.9.2.1.3 Datos 21-25



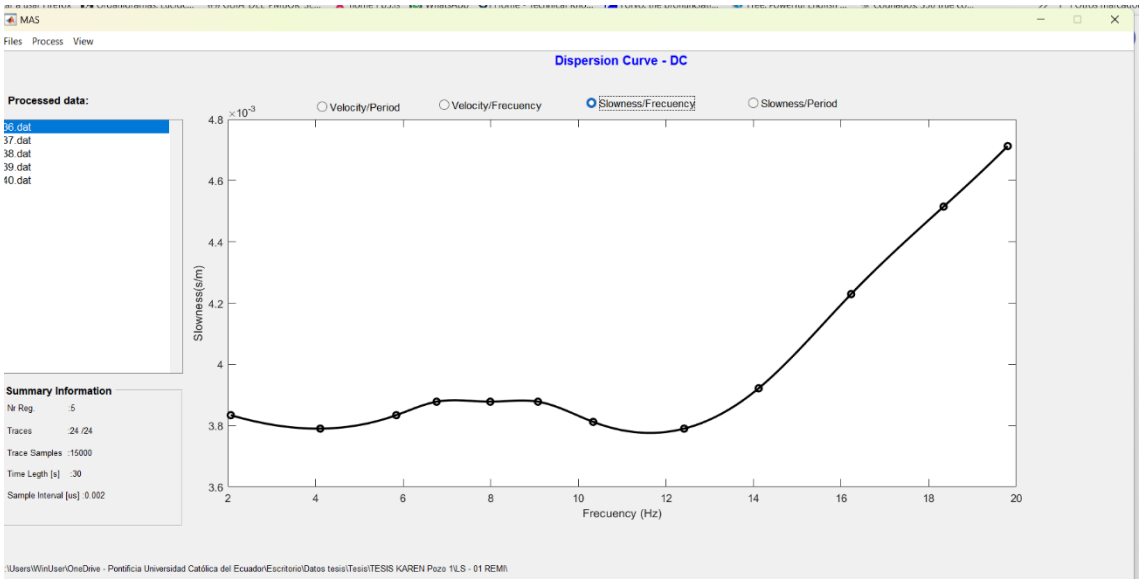
5.9.2.1.4 Datos 26 -30



5.9.2.1.5 Datos 30-35

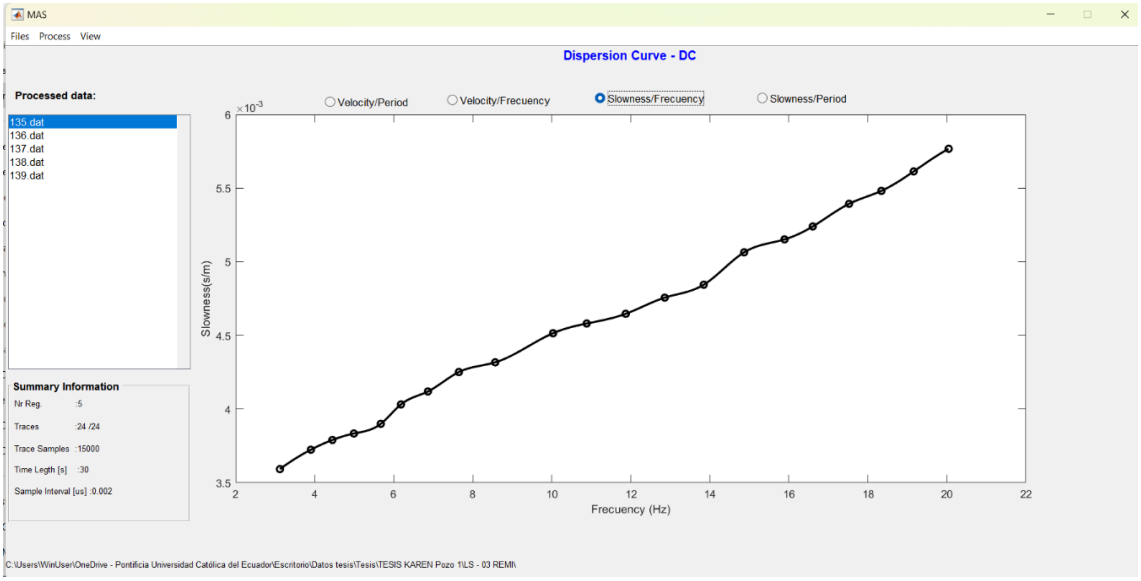


5.9.2.1.6 Datos 35-40

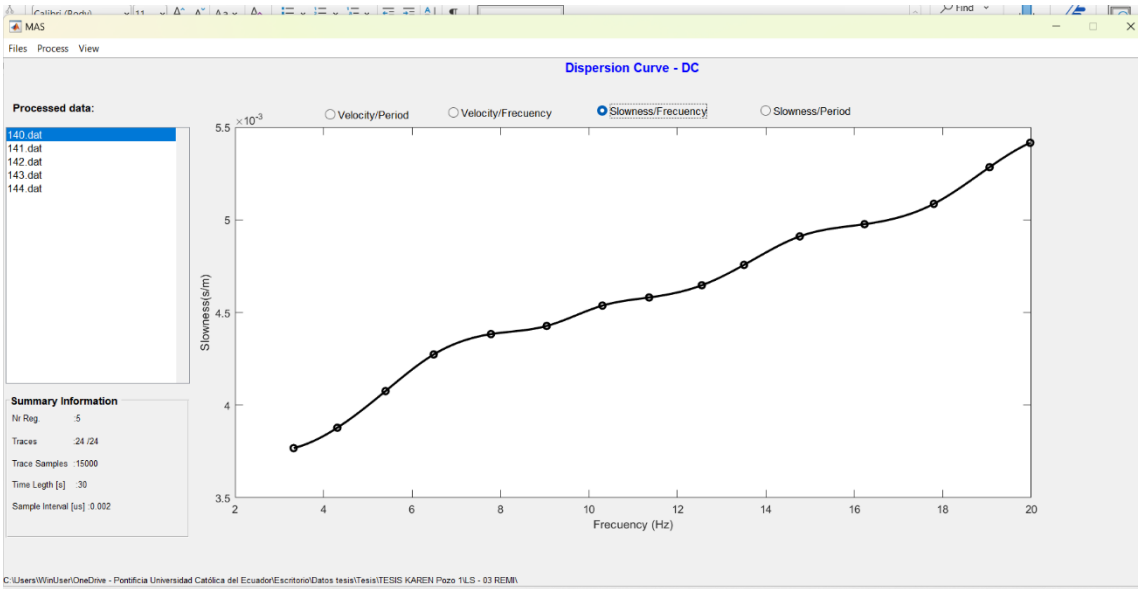


5.9.2.2 Tendido 2

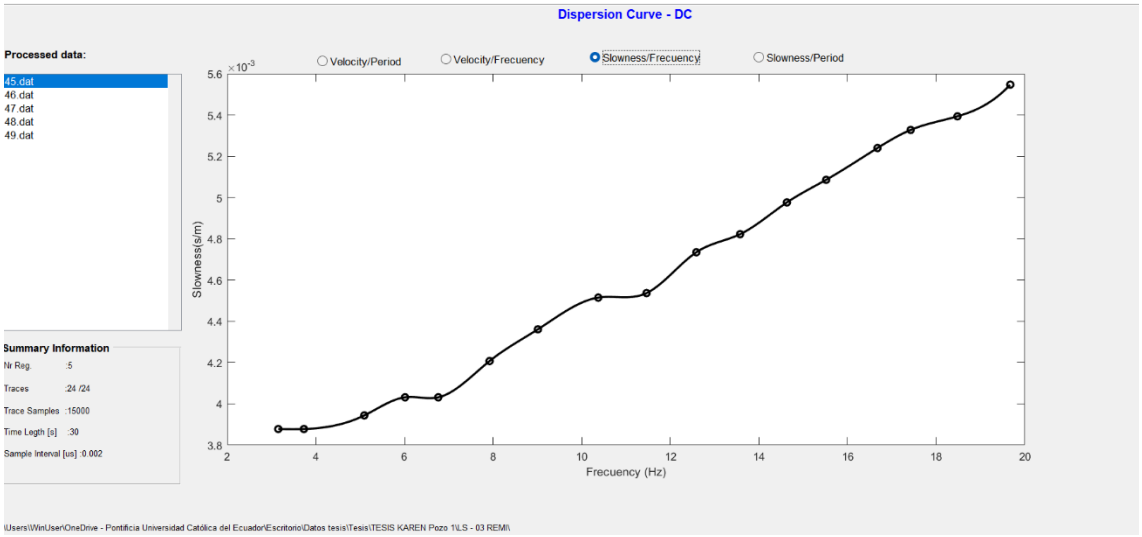
5.9.2.2.1 Datos 135-139



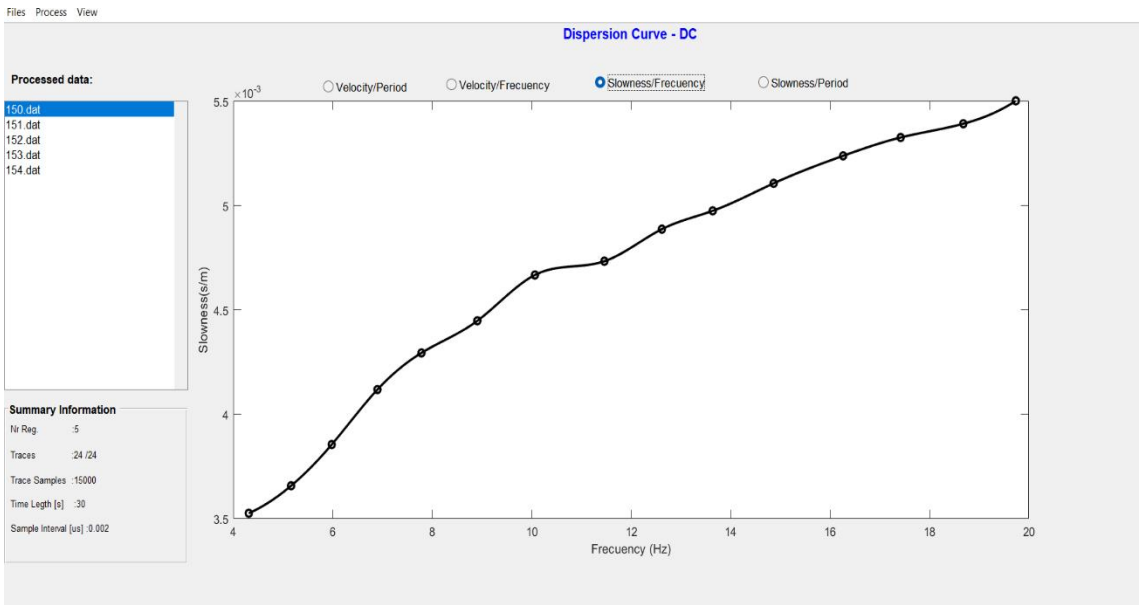
5.9.2.2.2 Datos 140-144



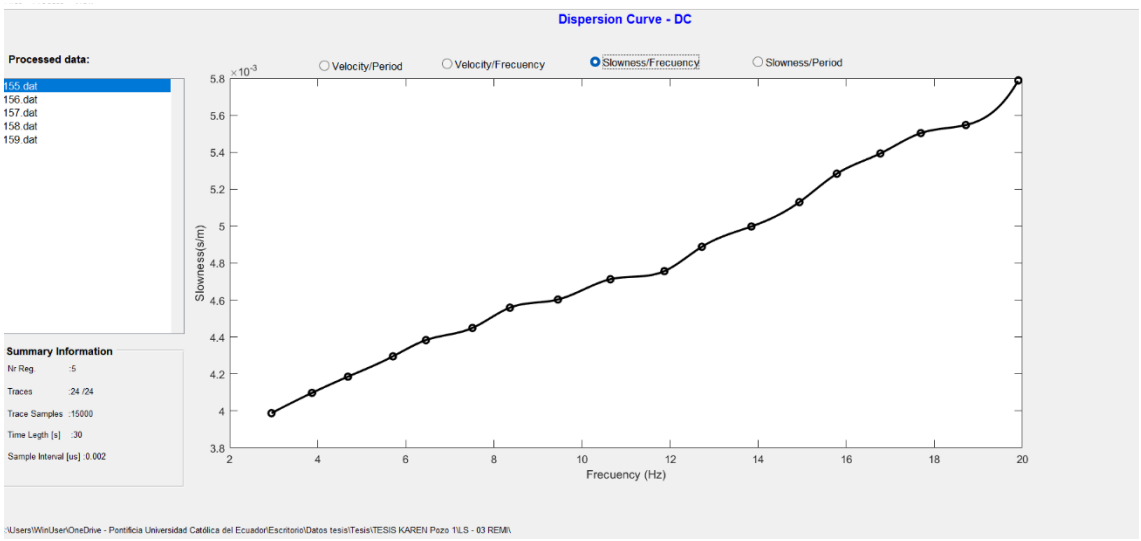
5.9.2.2.3 Datos 145-149



5.9.2.2.4 Datos 150-154



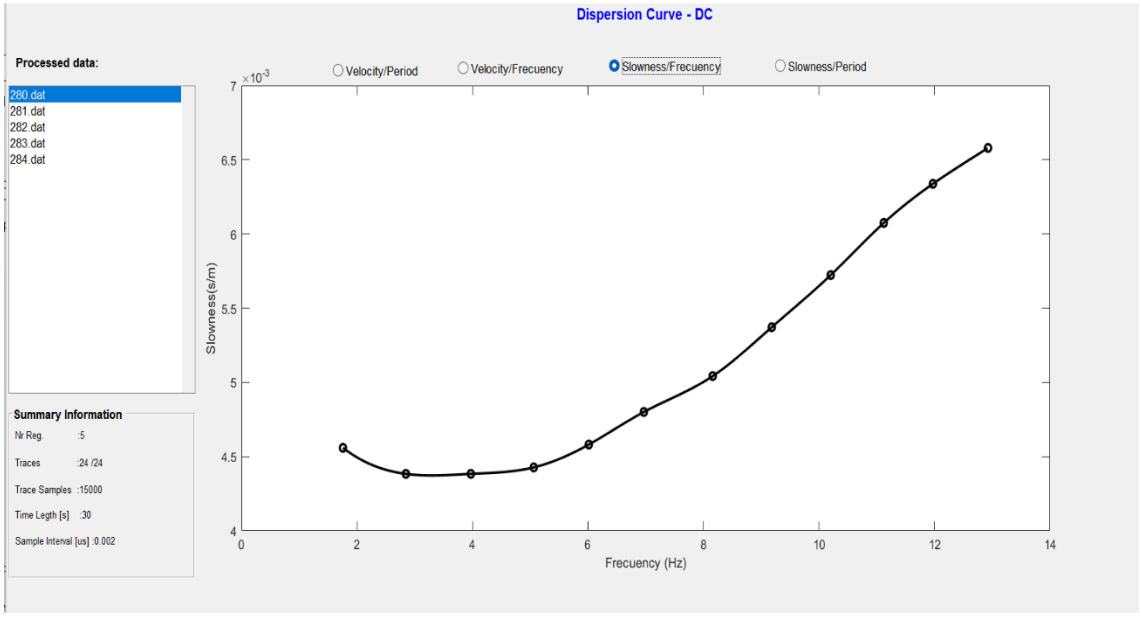
5.9.2.2.5 Datos 155-159



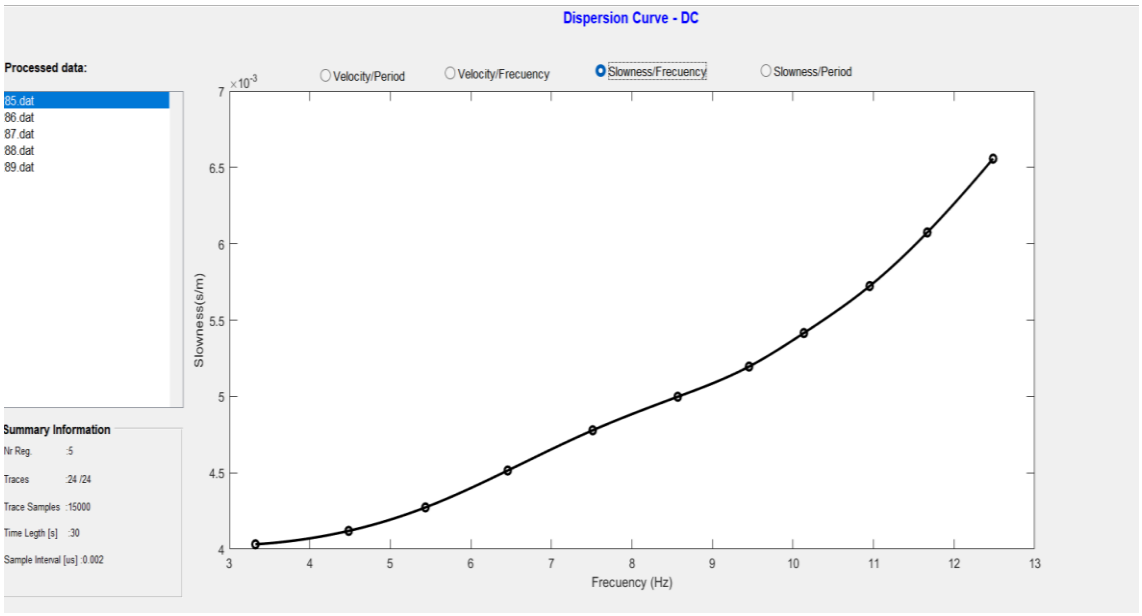
5.9.3 POZO 2

5.9.3.1 Tendido 1

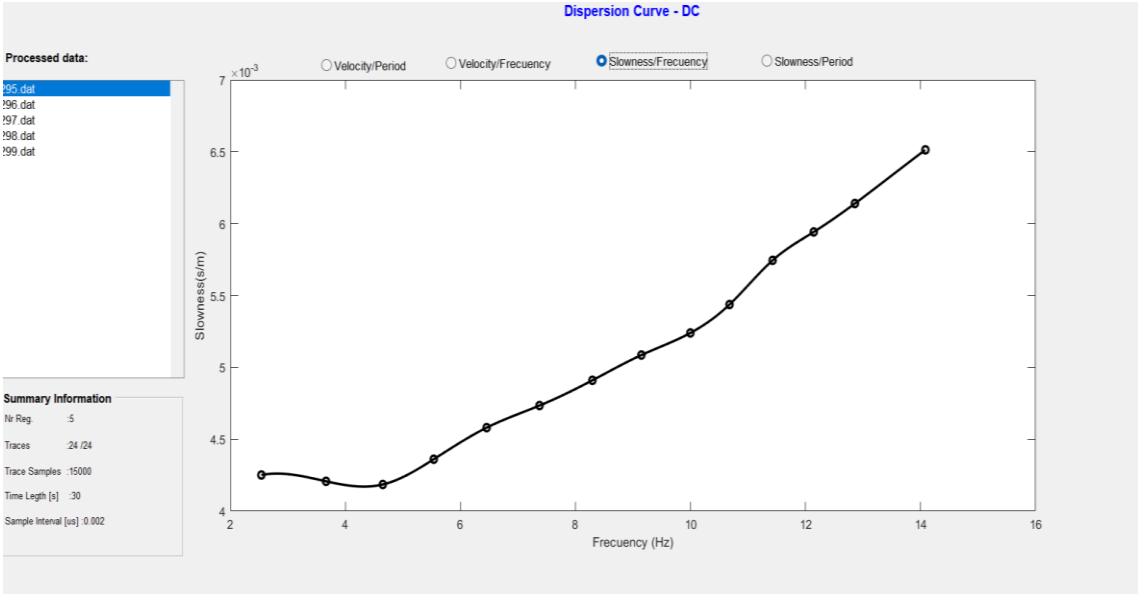
5.9.3.1.1 Datos 280-284



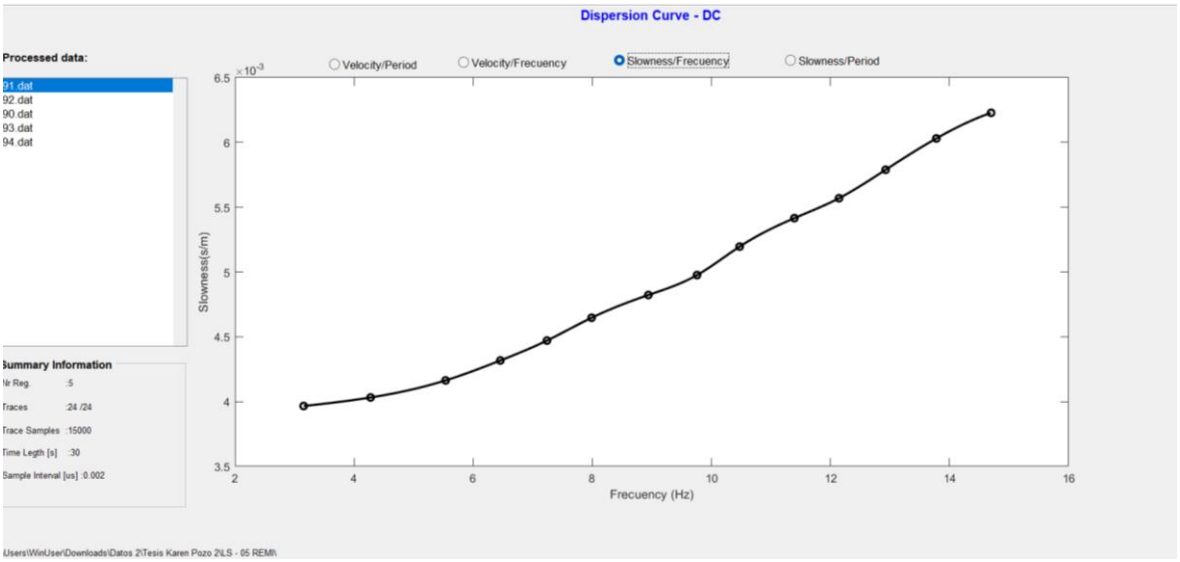
5.9.3.1.2 Datos 285-289



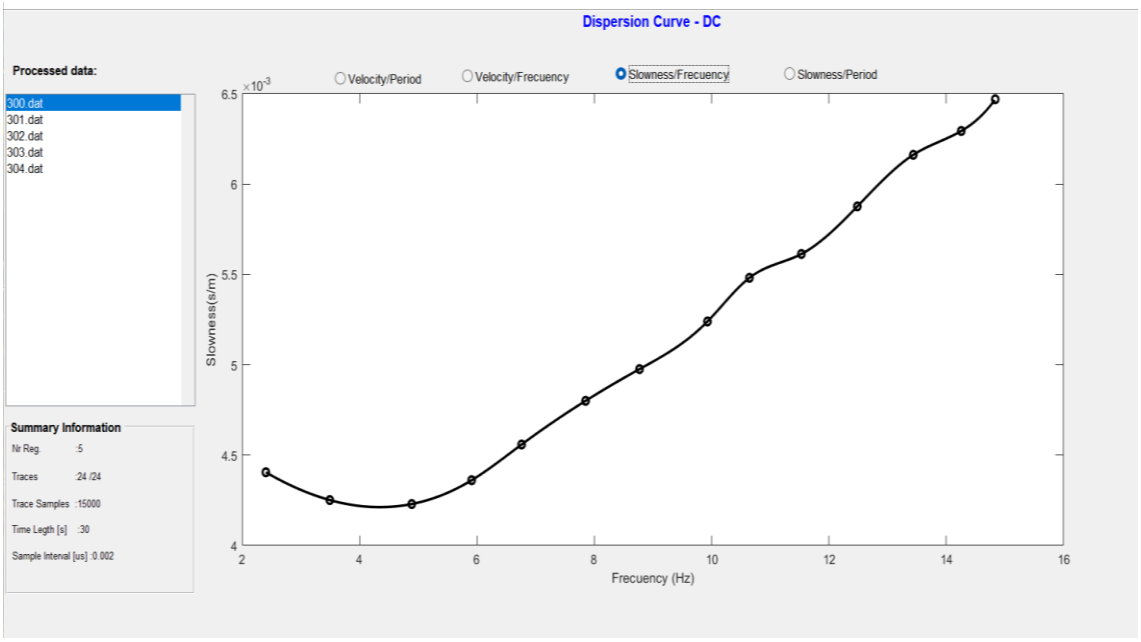
5.9.3.1.3 Datos 291-294



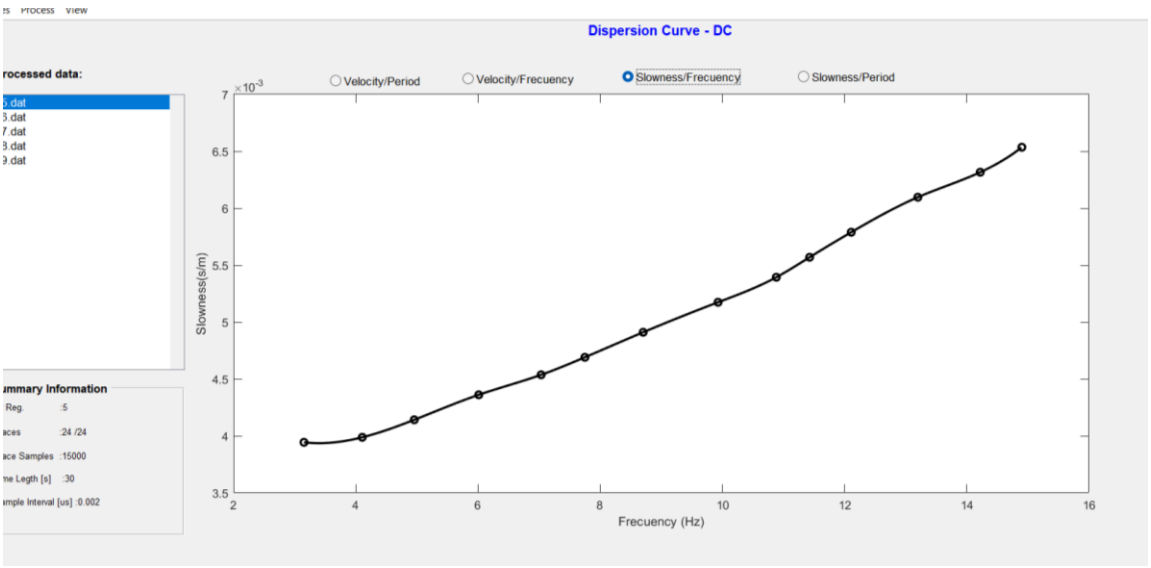
5.9.3.1.4 Datos 295-299



5.9.3.1.5 Datos 300-304

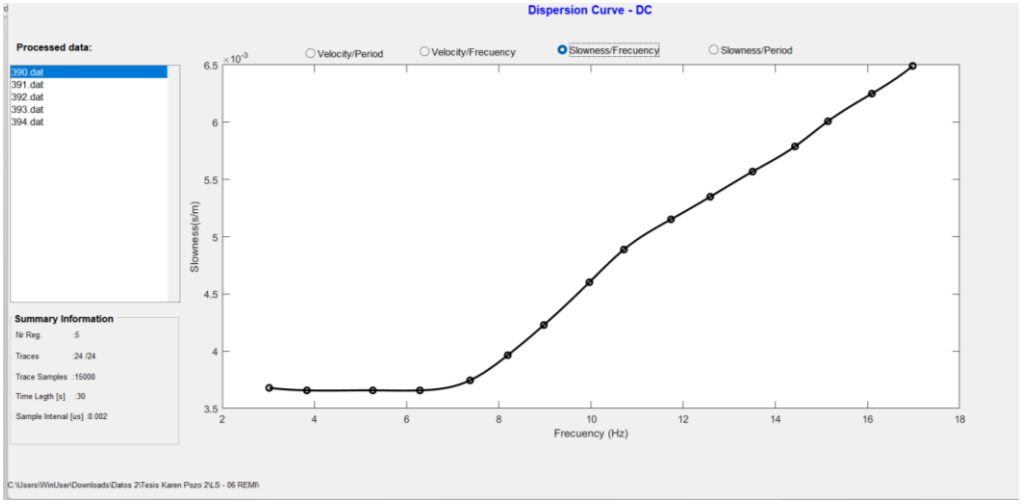


5.9.3.1.6 Datos 305-309

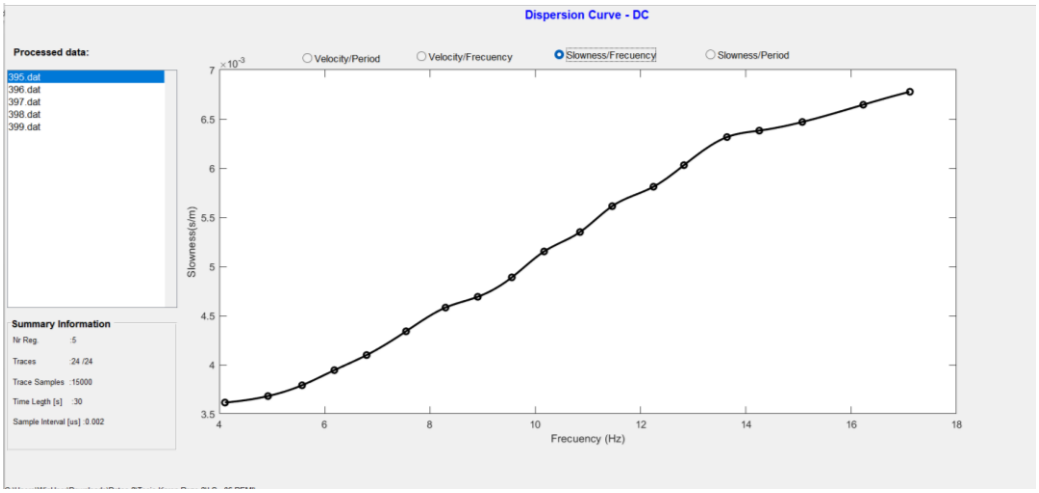


5.9.3.2 Tendido 2

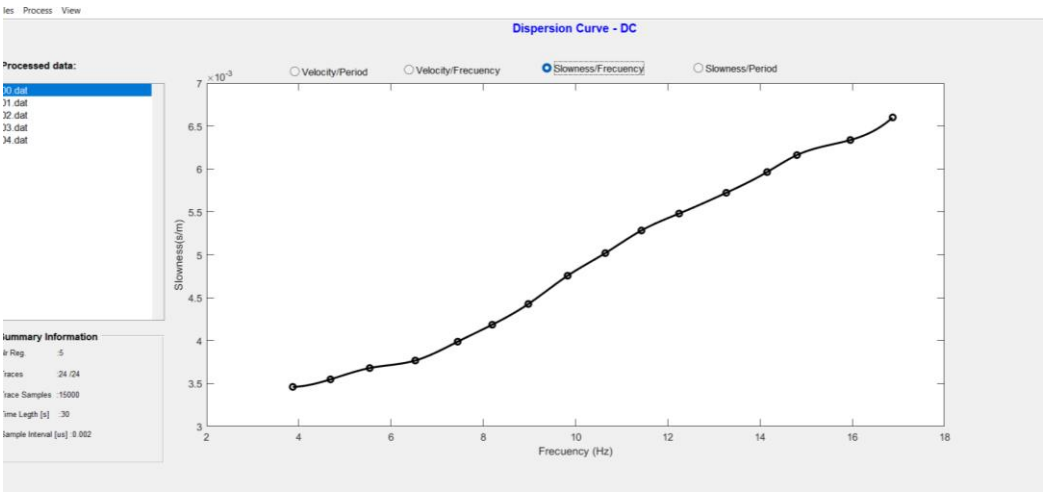
5.9.3.2.1 Datos 390-394



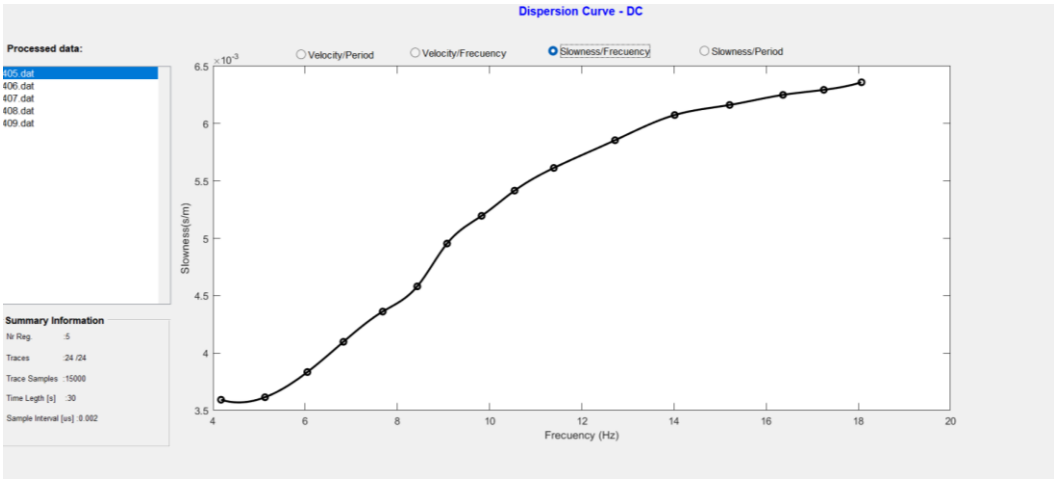
5.9.3.2.2 Datos 395-399



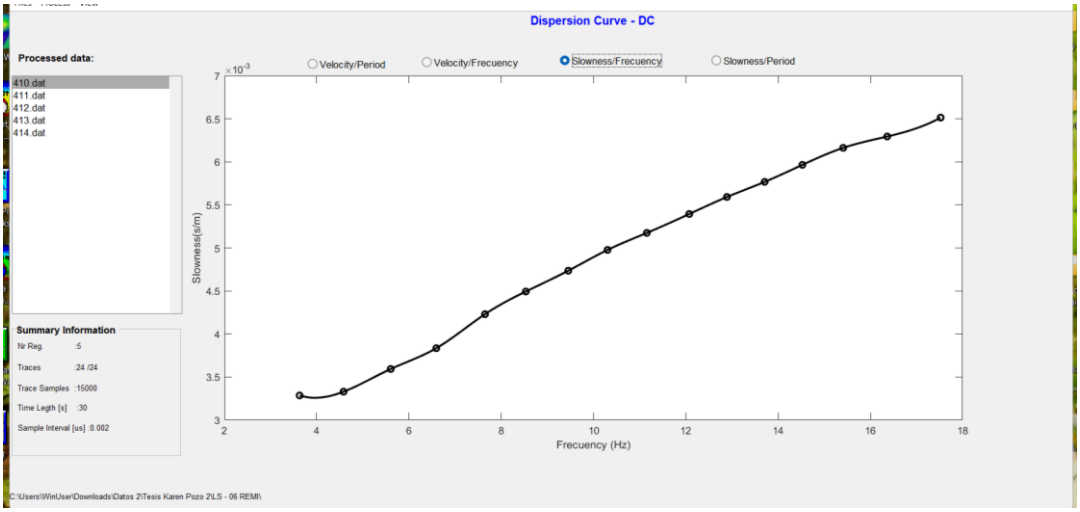
5.9.3.2.3 Datos 400-404



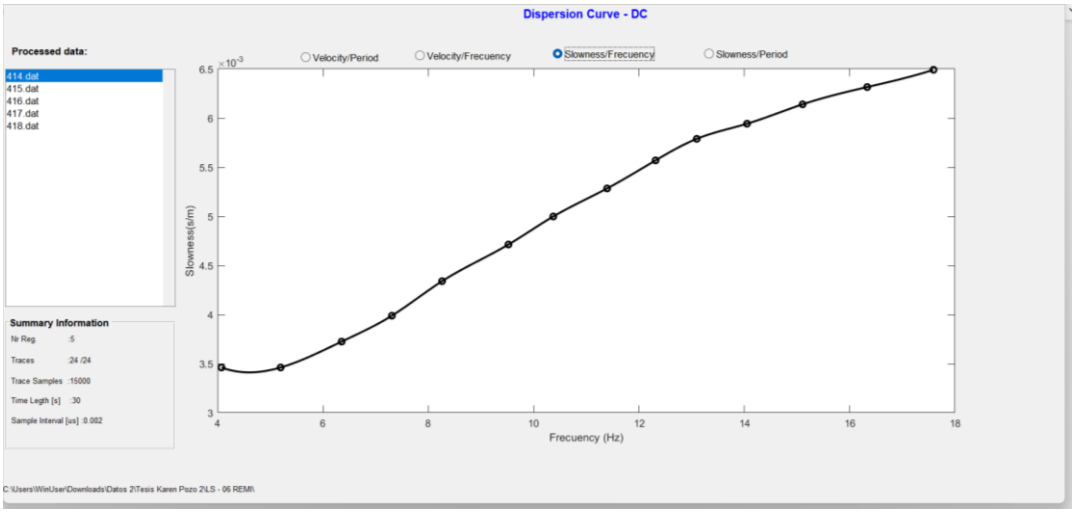
5.9.3.2.4 Datos 405-409



5.9.3.2.5 Datos 409-414



5.9.3.2.6 Datos 414-418

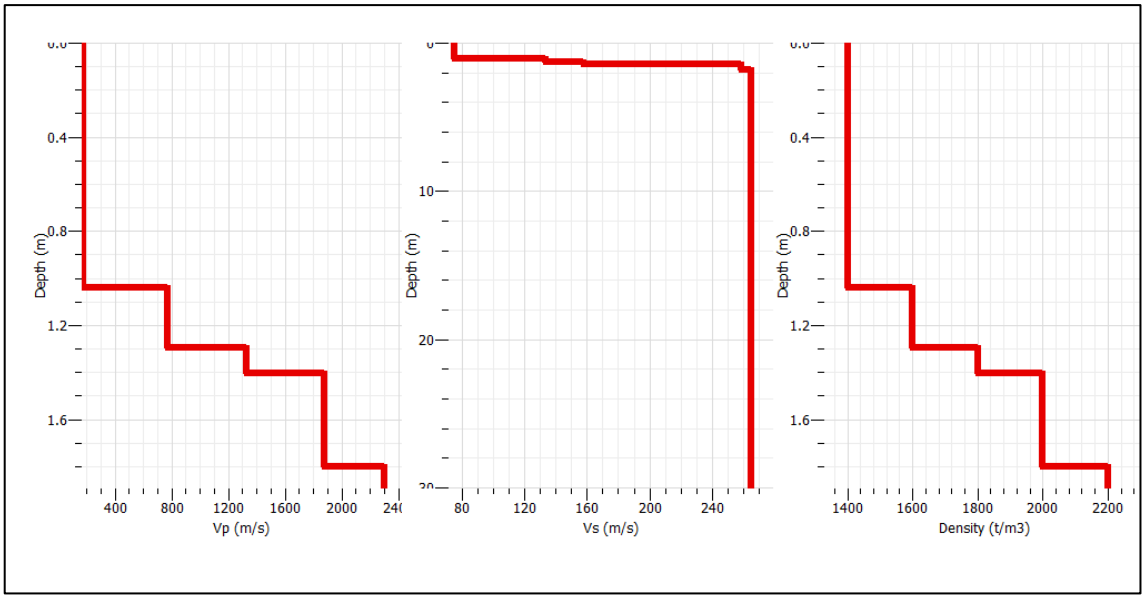


5. Capítulo 5

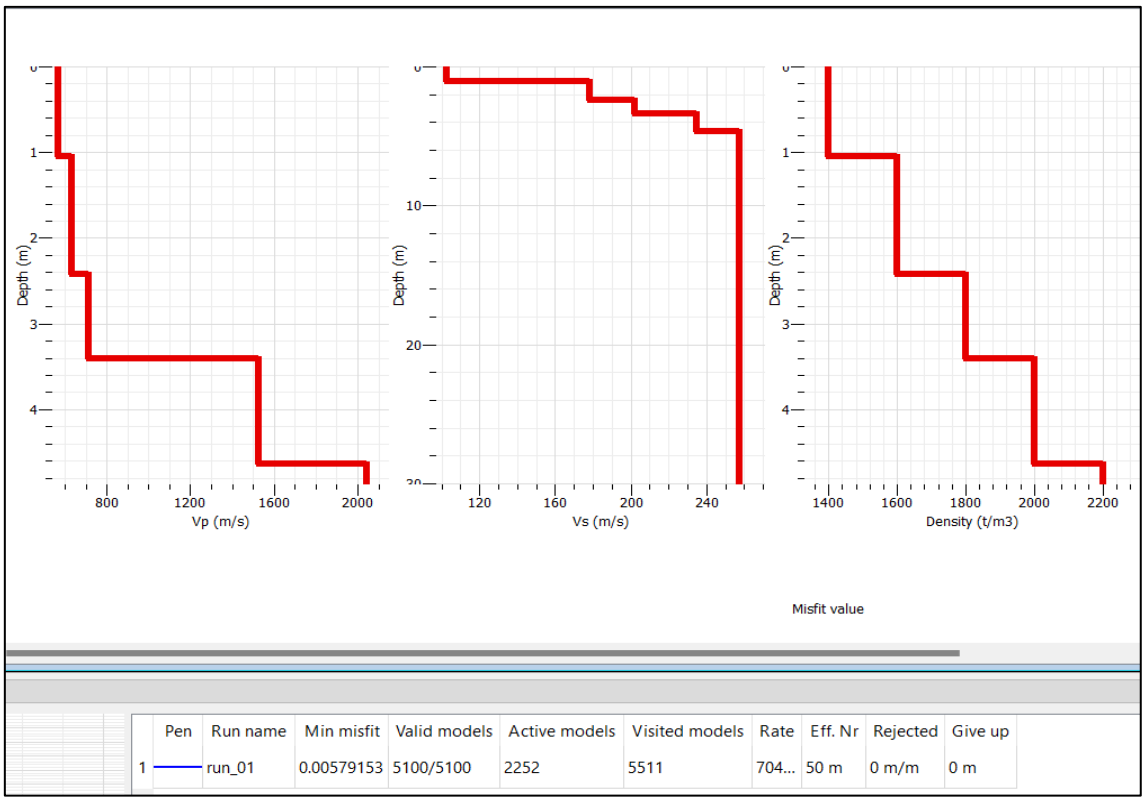
5.10 Perfil Vs30

5.10.1 POZO 1

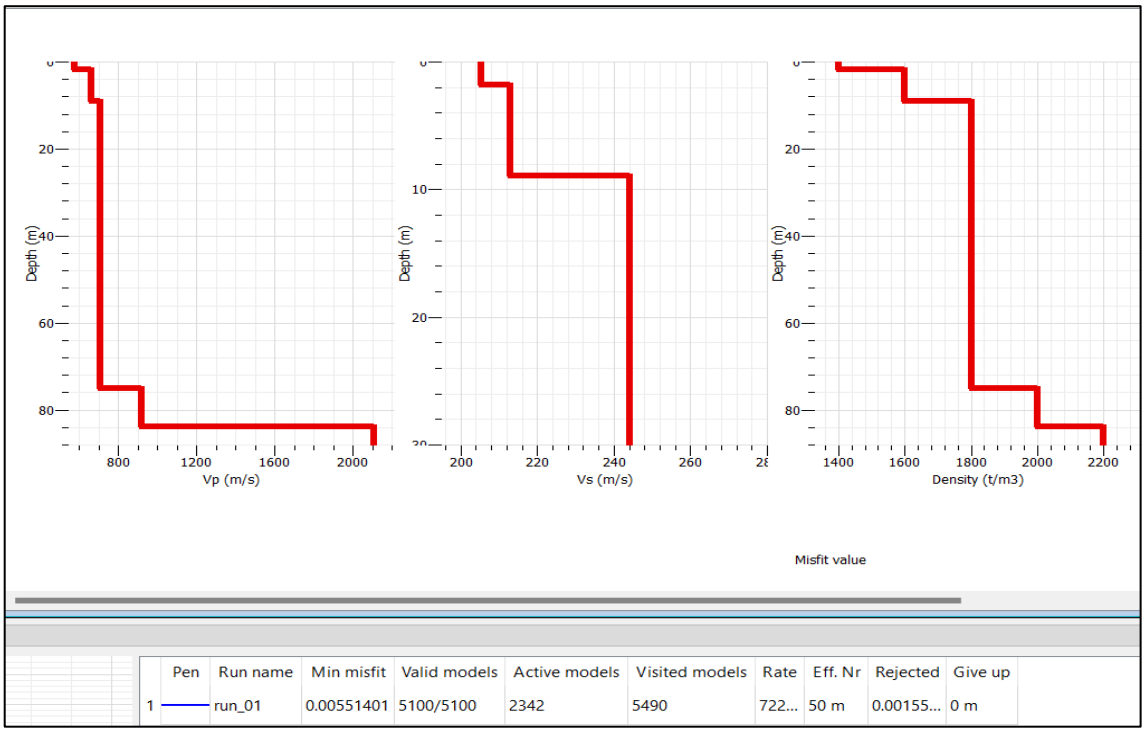
5.10.1.1 Tendido 1



Error: 1.35%

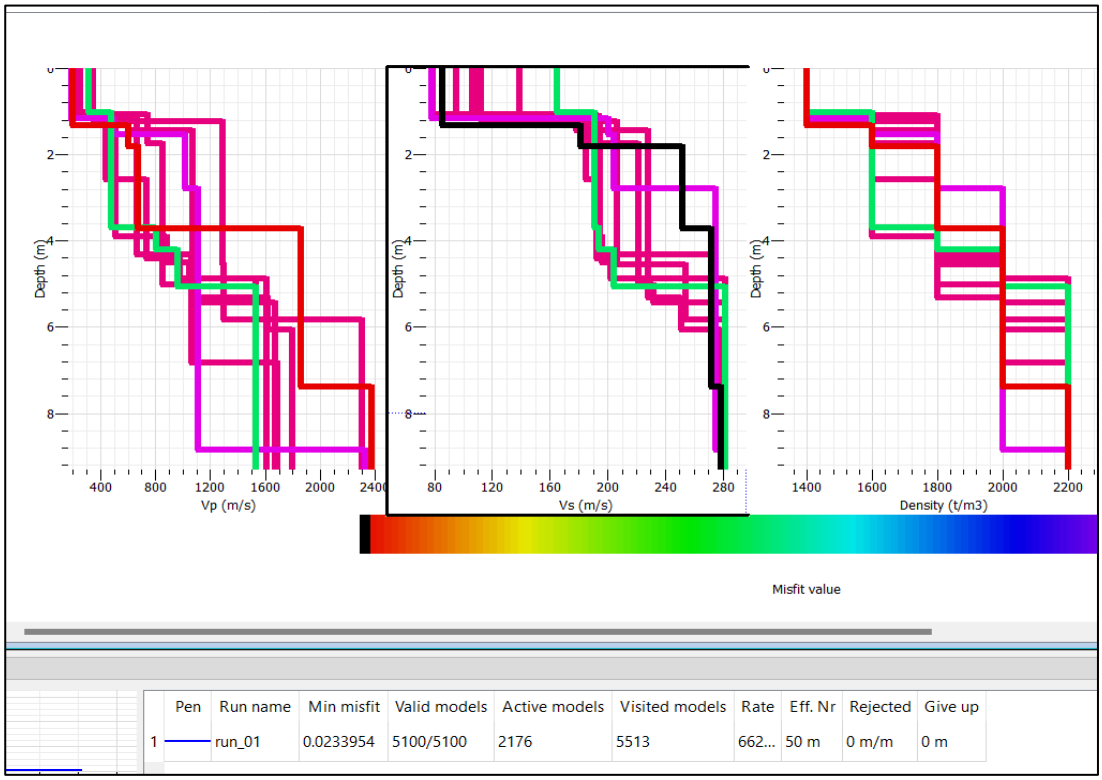


Error: 0.579%



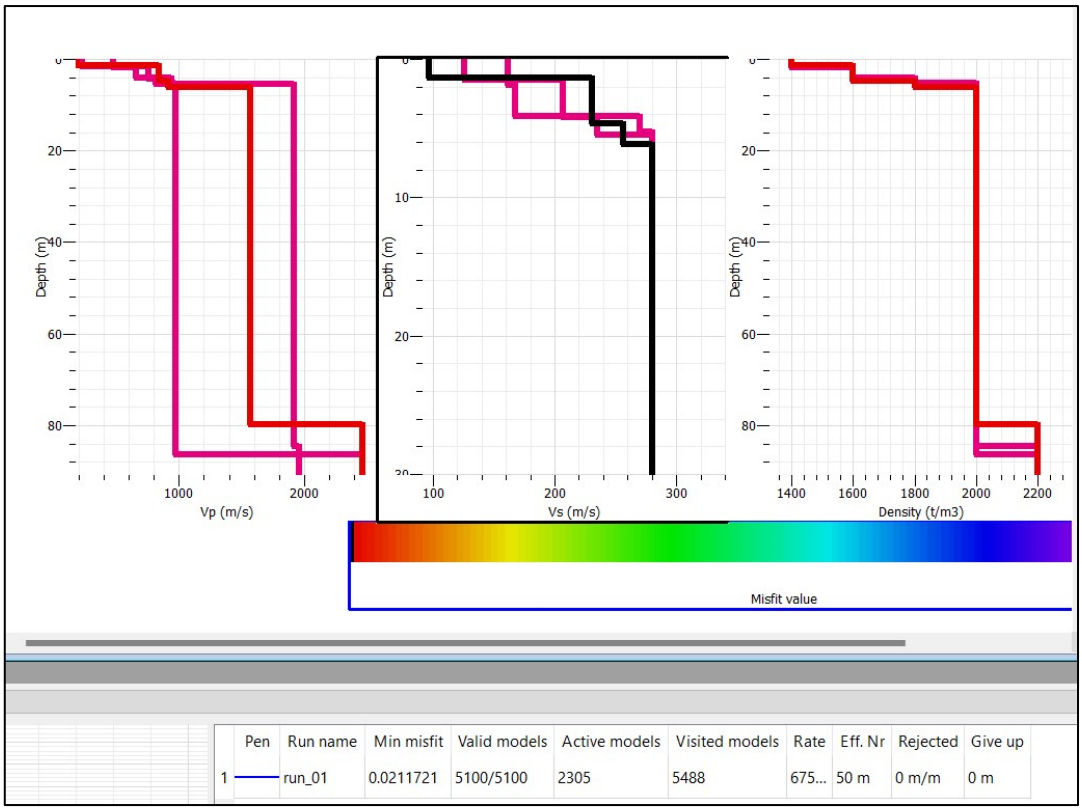
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.00551401	5100/5100	2342	5490	722...	50 m	0.00155...	0 m

Error: 0.551%



Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0233954	5100/5100	2176	5513	662...	50 m	0 m/m	0 m

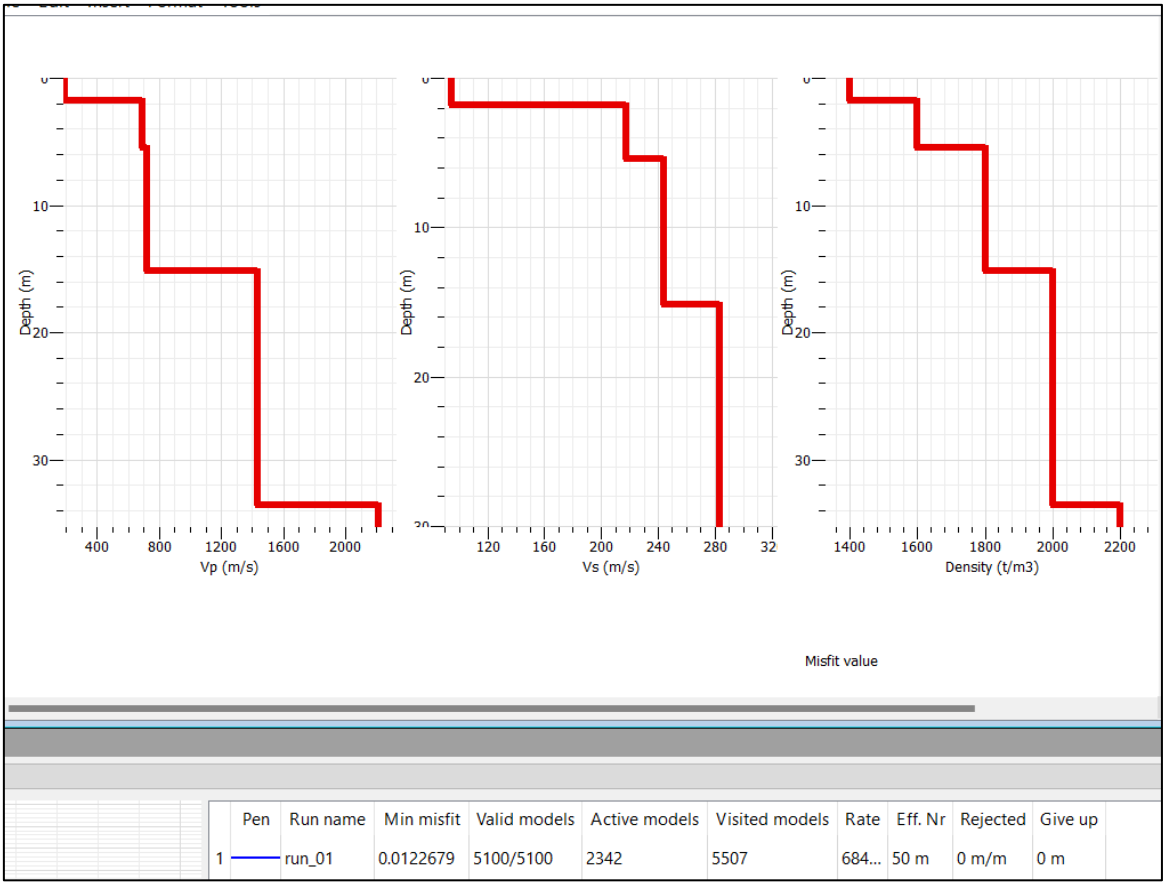
Error: 2.339%



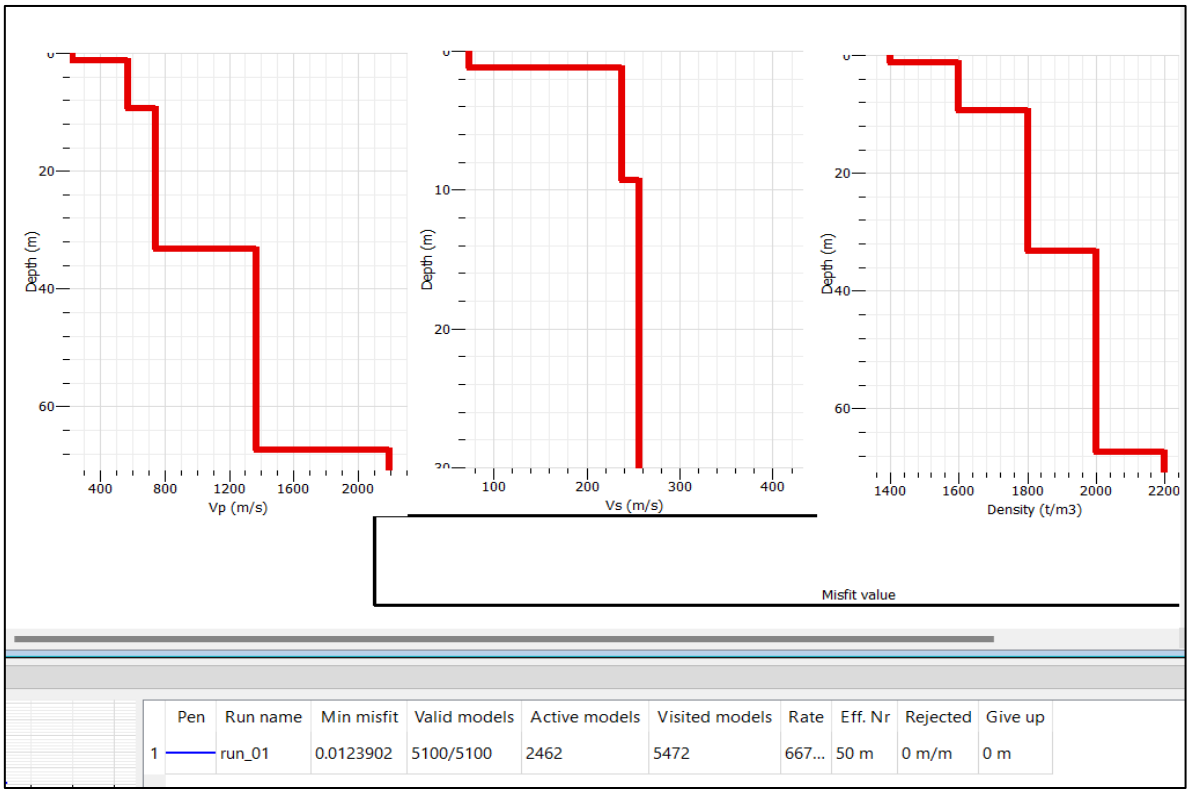
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0211721	5100/5100	2305	5488	675...	50 m	0 m/m	0 m

Error: 2.11%

5.10.1.2 Tendido 2

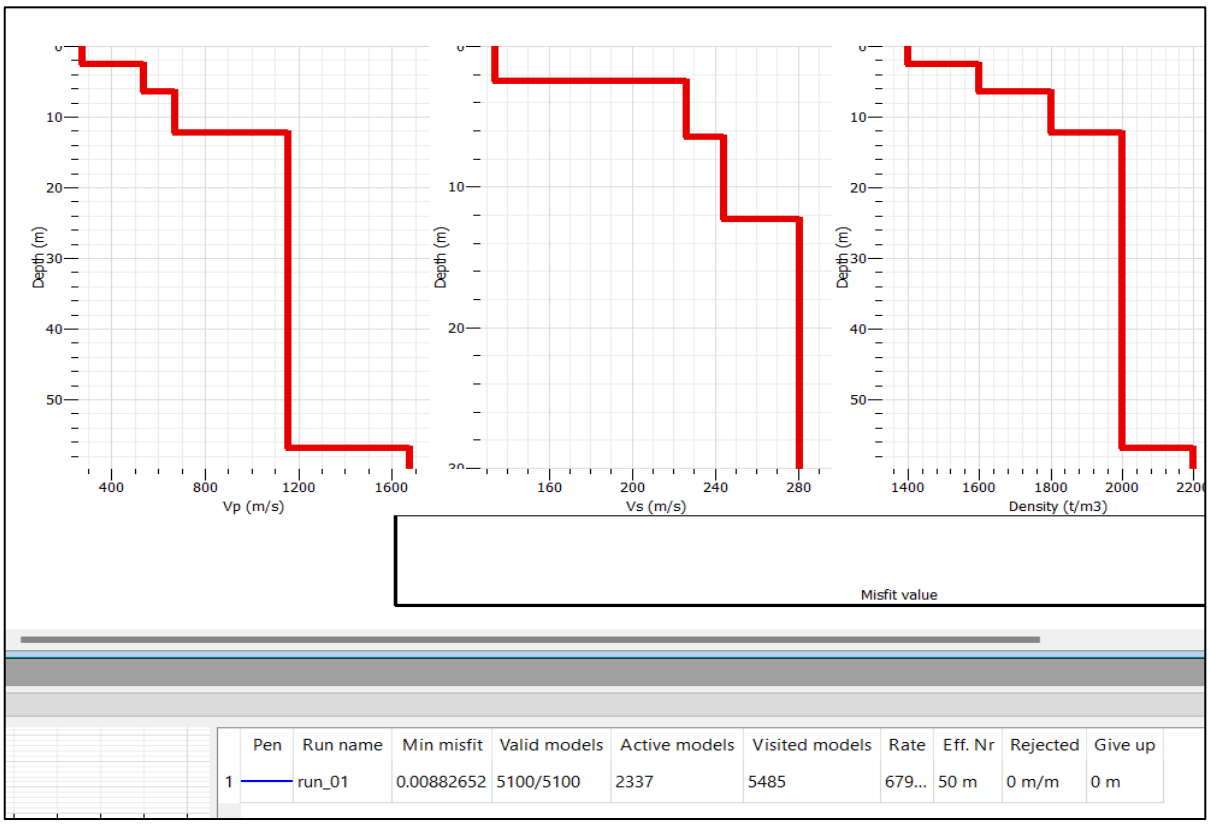


Error: 1.226%



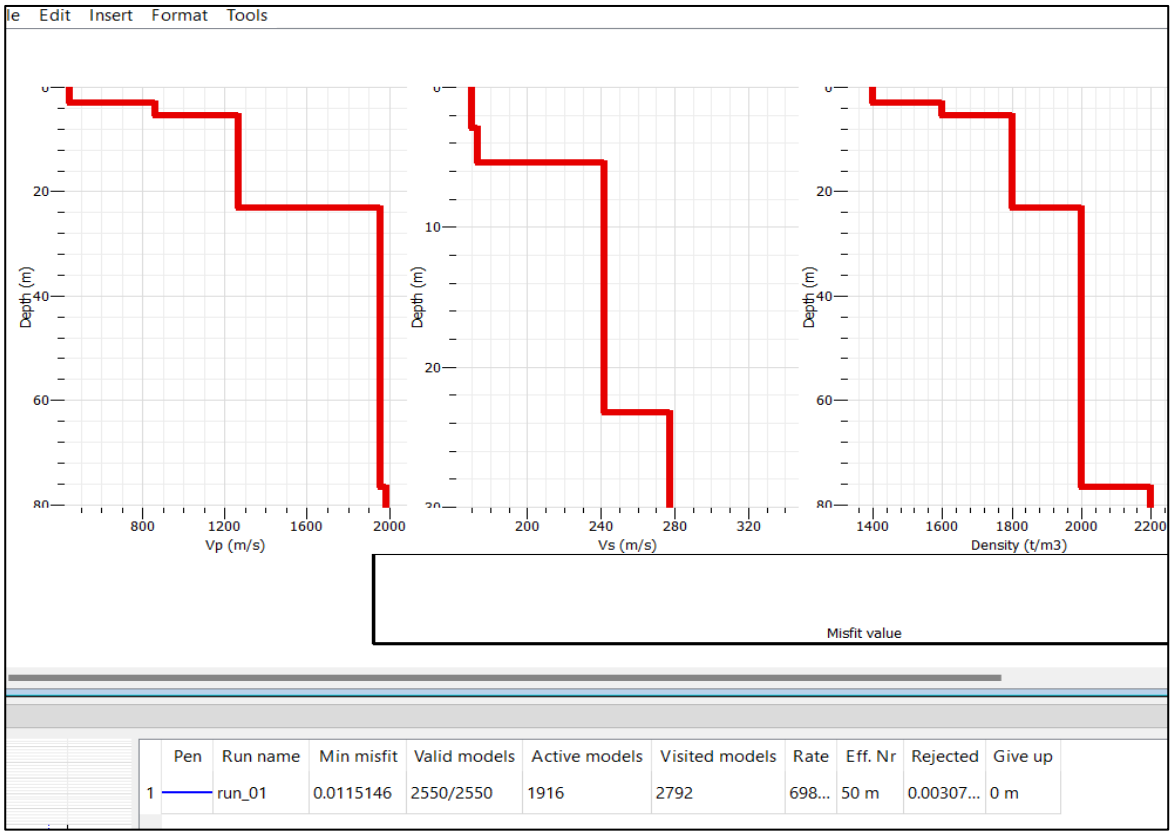
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0123902	5100/5100	2462	5472	667...	50 m	0 m/m	0 m

Error: 1.239%



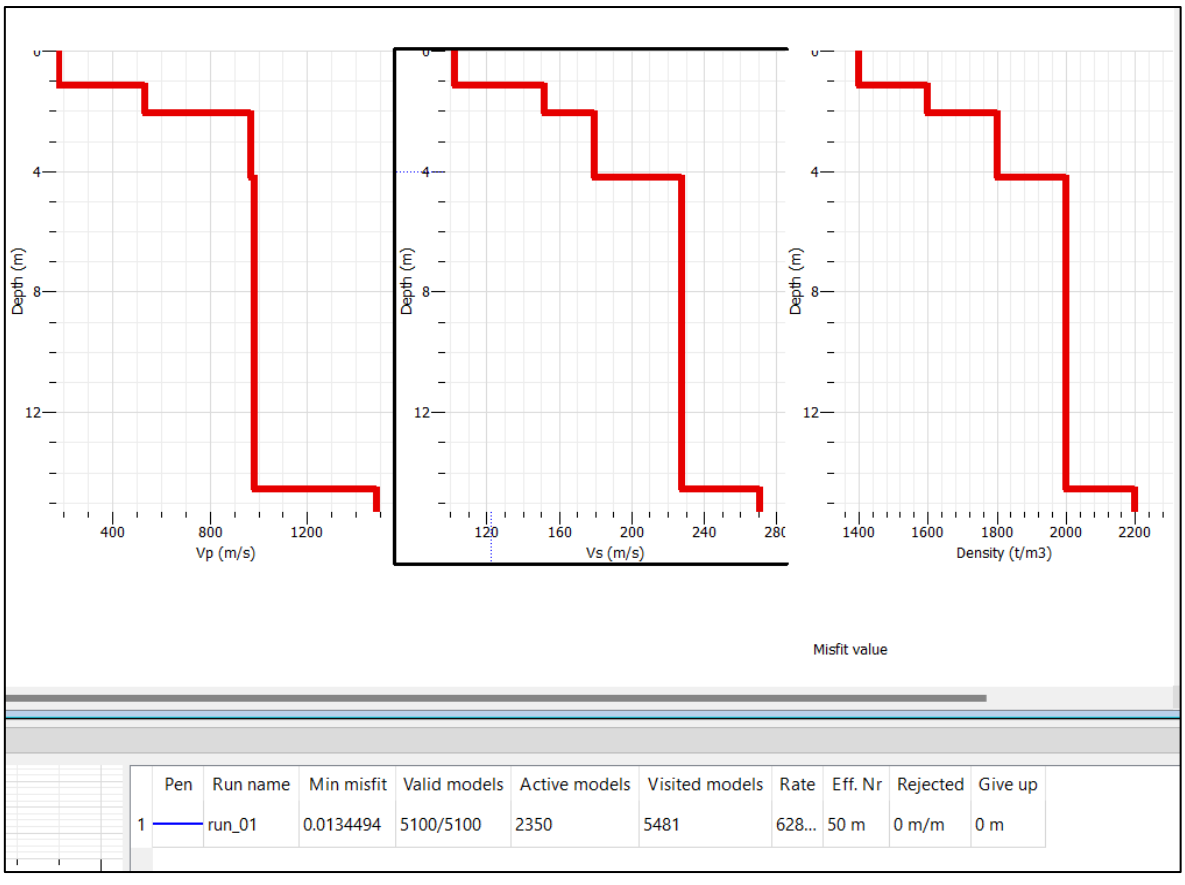
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.00882652	5100/5100	2337	5485	679...	50 m	0 m/m	0 m

Error: 0.88%



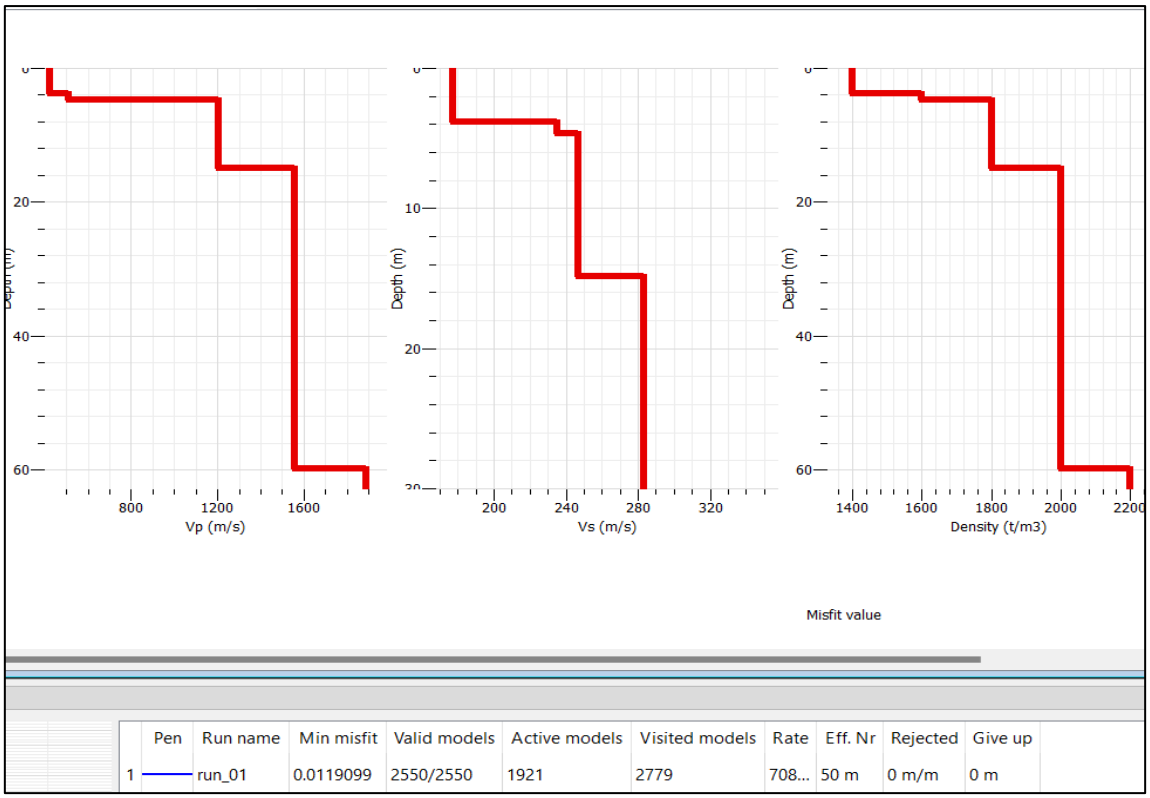
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0115146	2550/2550	1916	2792	698...	50 m	0.00307...	0 m

Error: 1.15%



Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0134494	5100/5100	2350	5481	628...	50 m	0 m/m	0 m

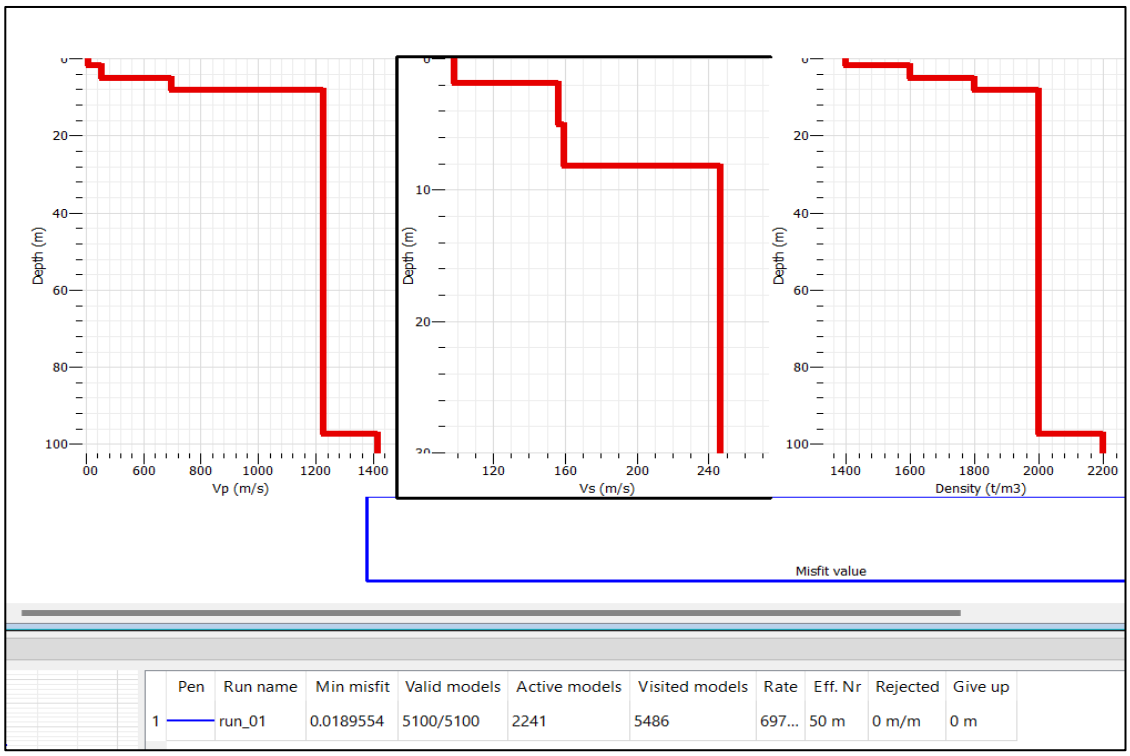
Error: 1.34%



Error: 1.19%

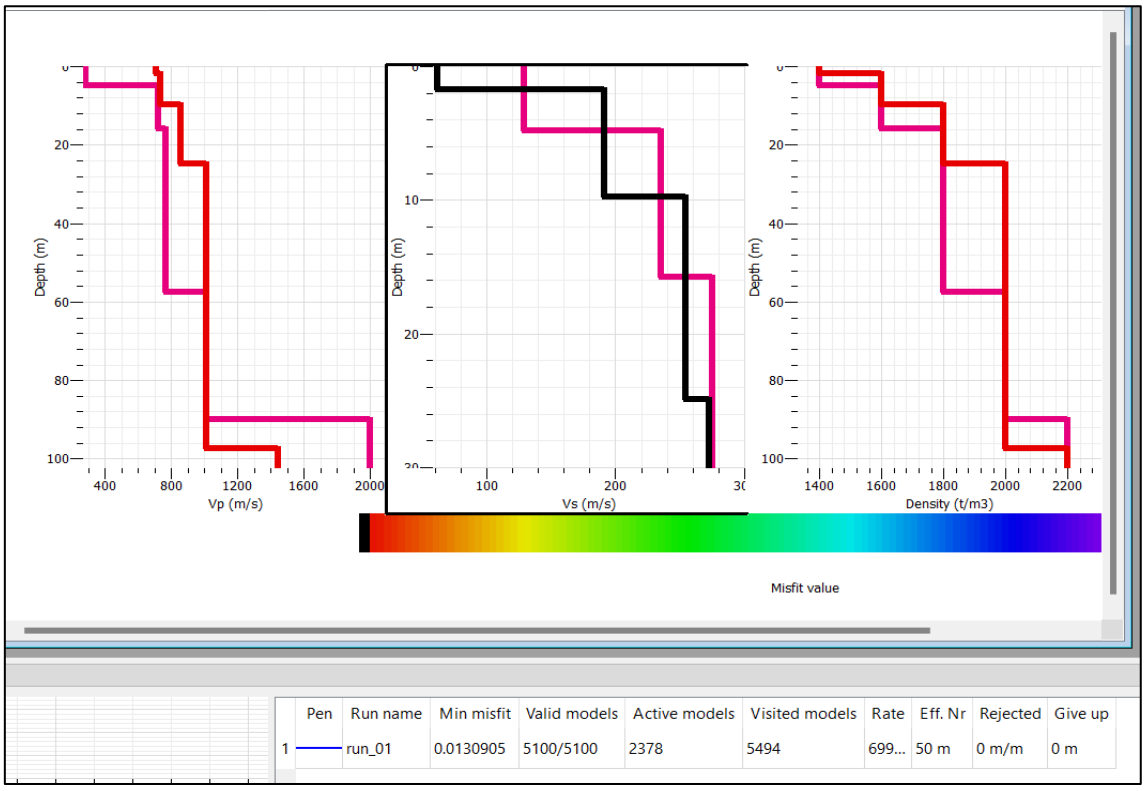
5.10.2 POZO 2

5.10.2.1 Tendido 1



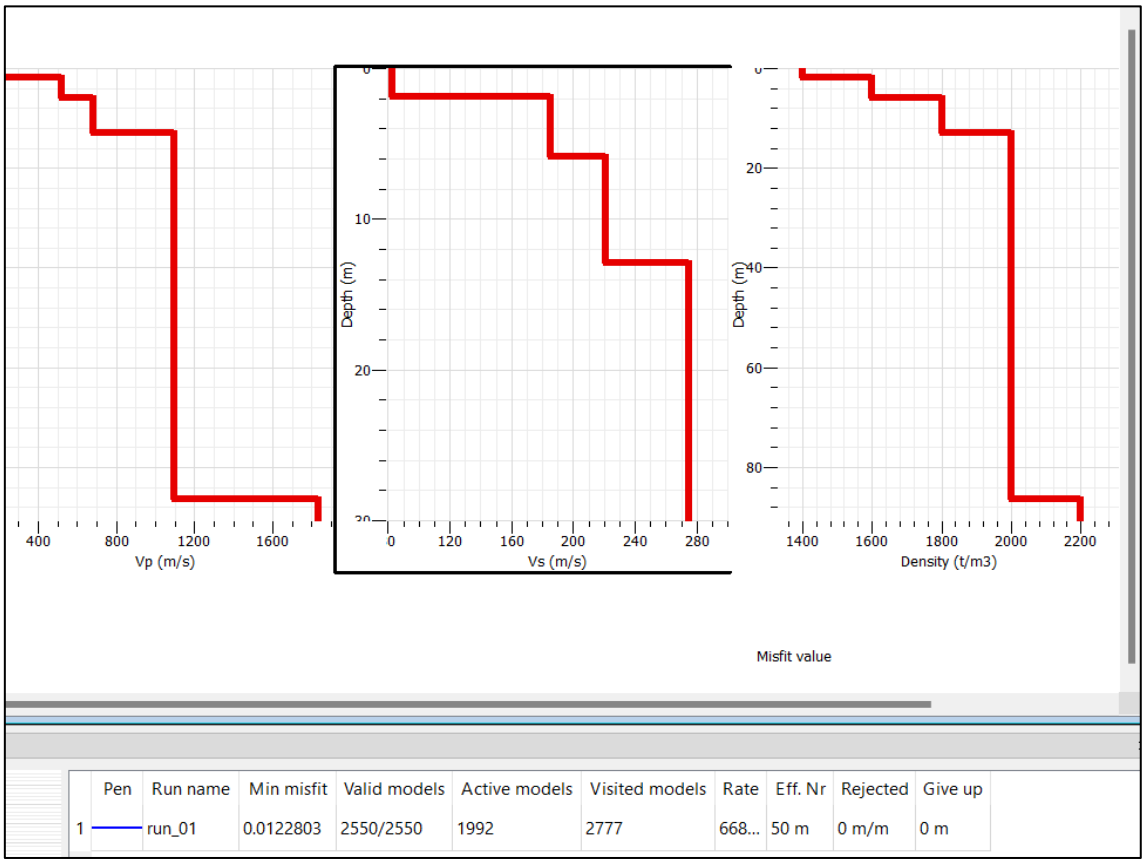
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0189554	5100/5100	2241	5486	697...	50 m	0 m/m	0 m

Error:1.89%

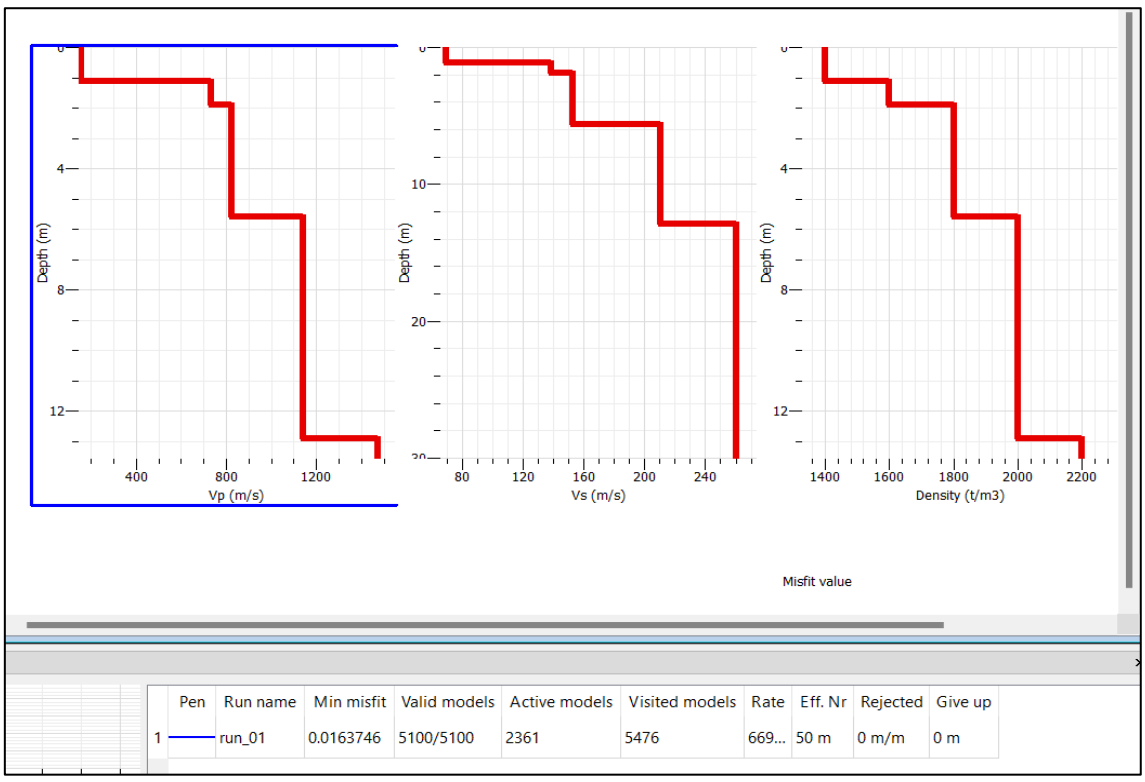


Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0130905	5100/5100	2378	5494	699...	50 m	0 m/m	0 m

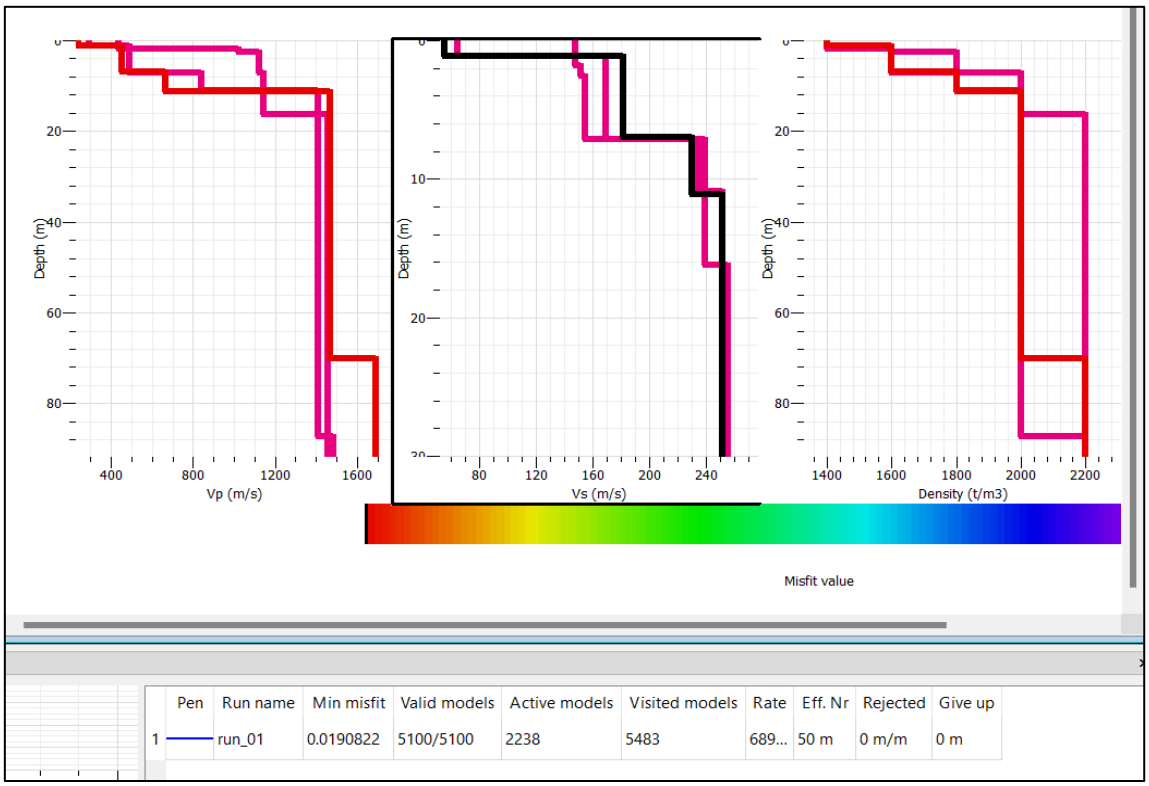
Error:1.309%



Error: 1.228%

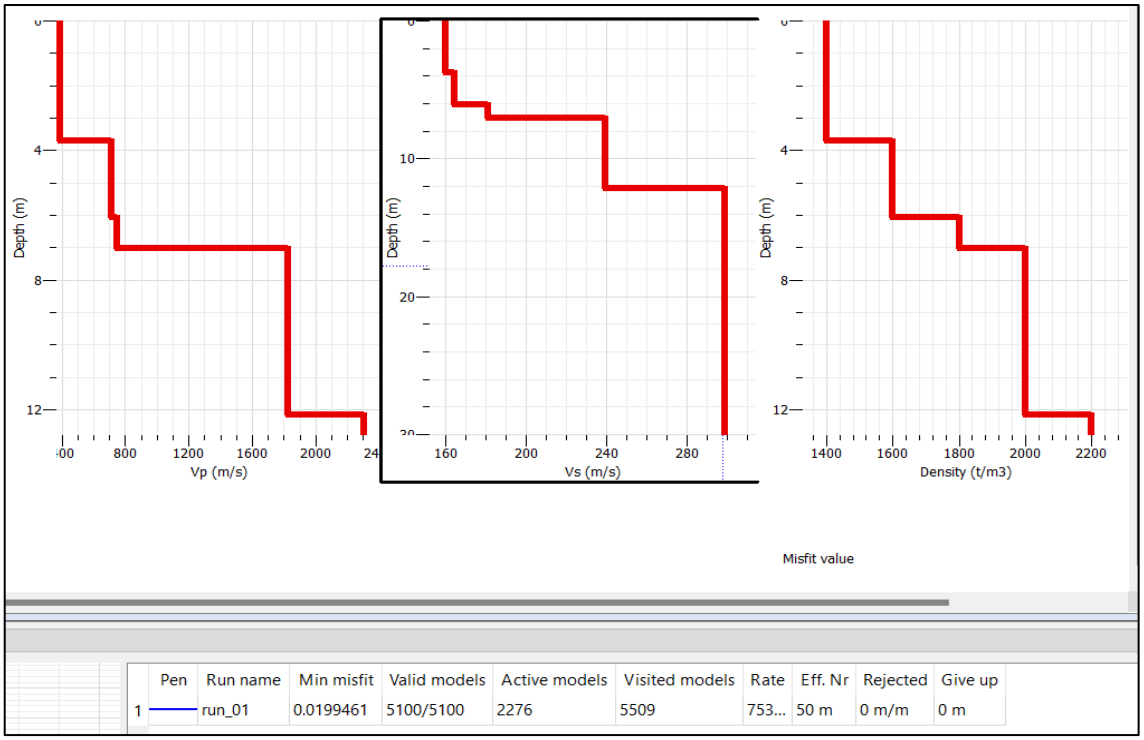


Error: 1.637%



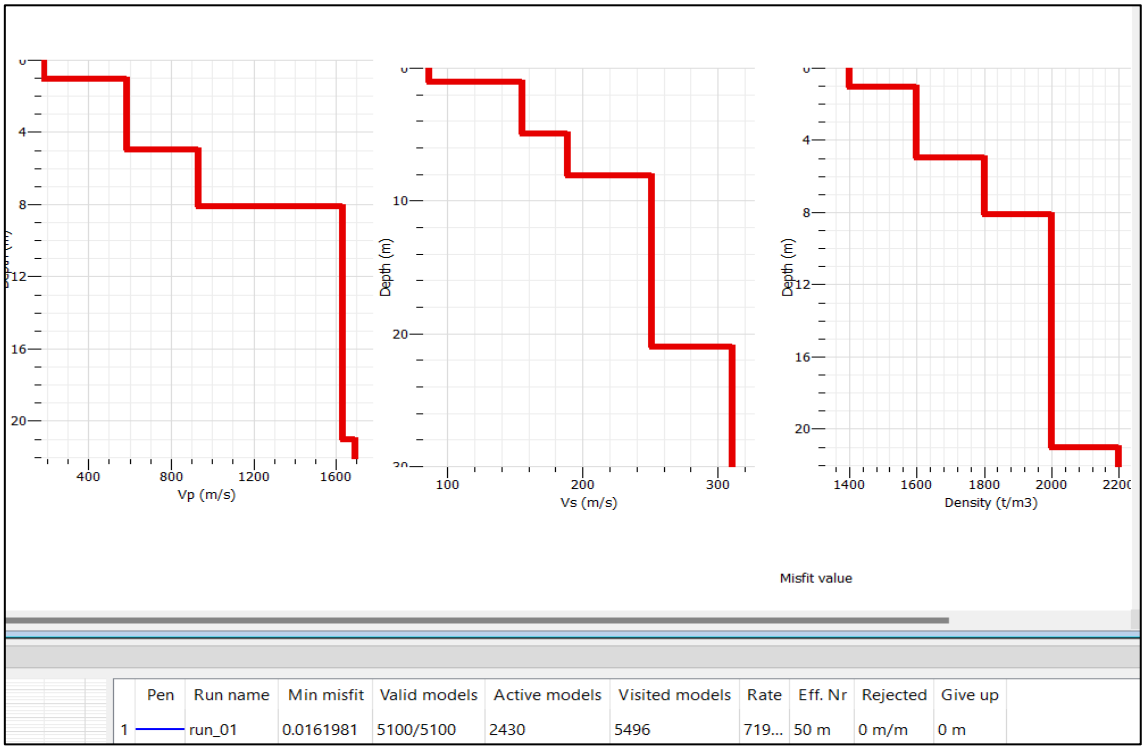
Error: 1.908%

5.10.2.2 Tendido 2



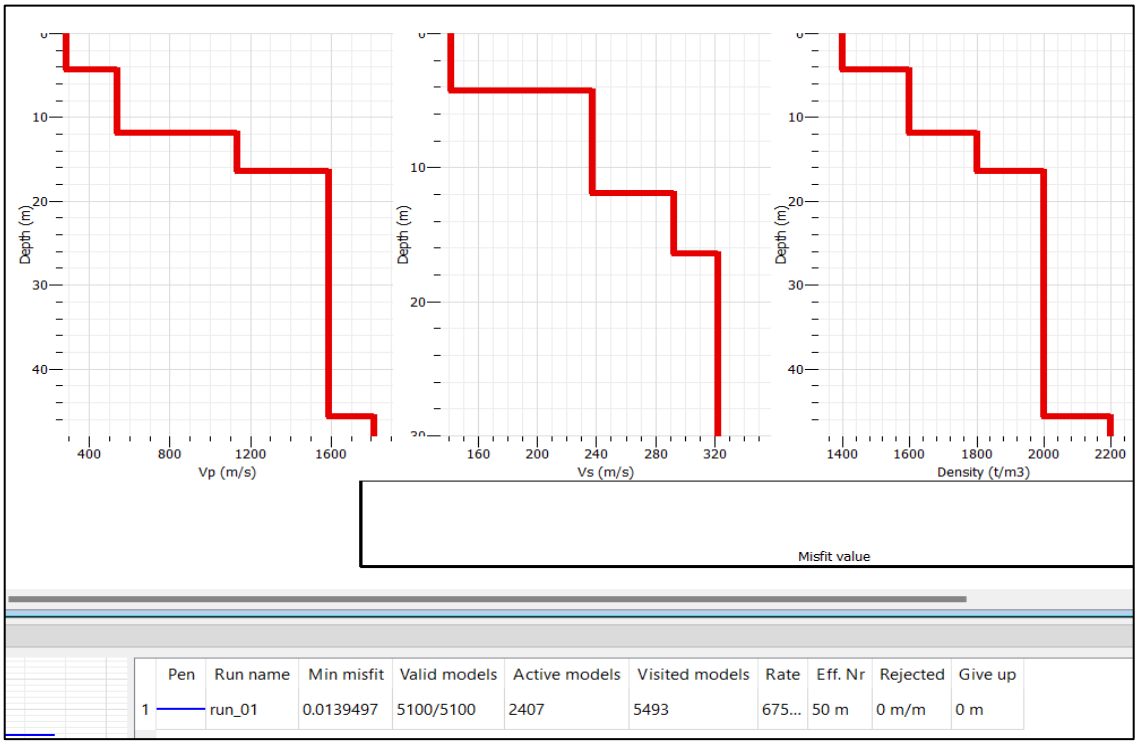
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0199461	5100/5100	2276	5509	753...	50 m	0 m/m	0 m

Error: 1.99%



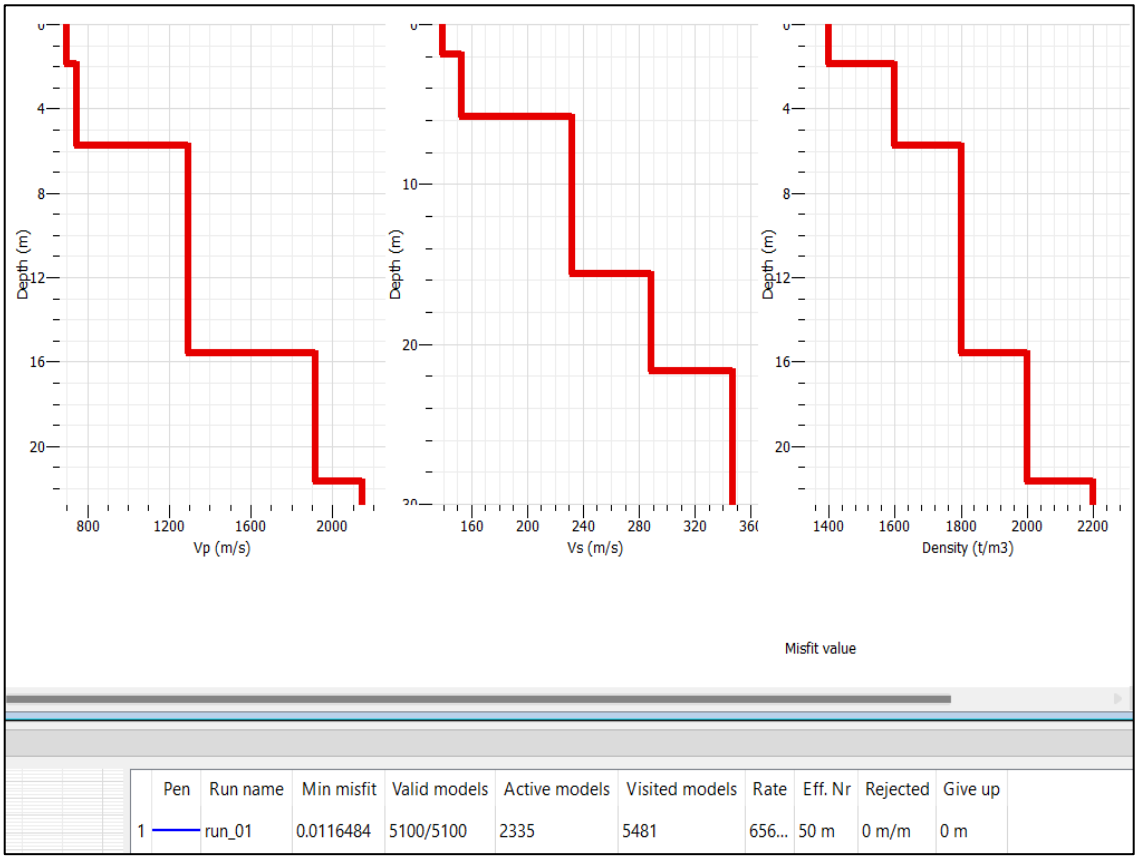
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0161981	5100/5100	2430	5496	719...	50 m	0 m/m	0 m

Error: 1.619%



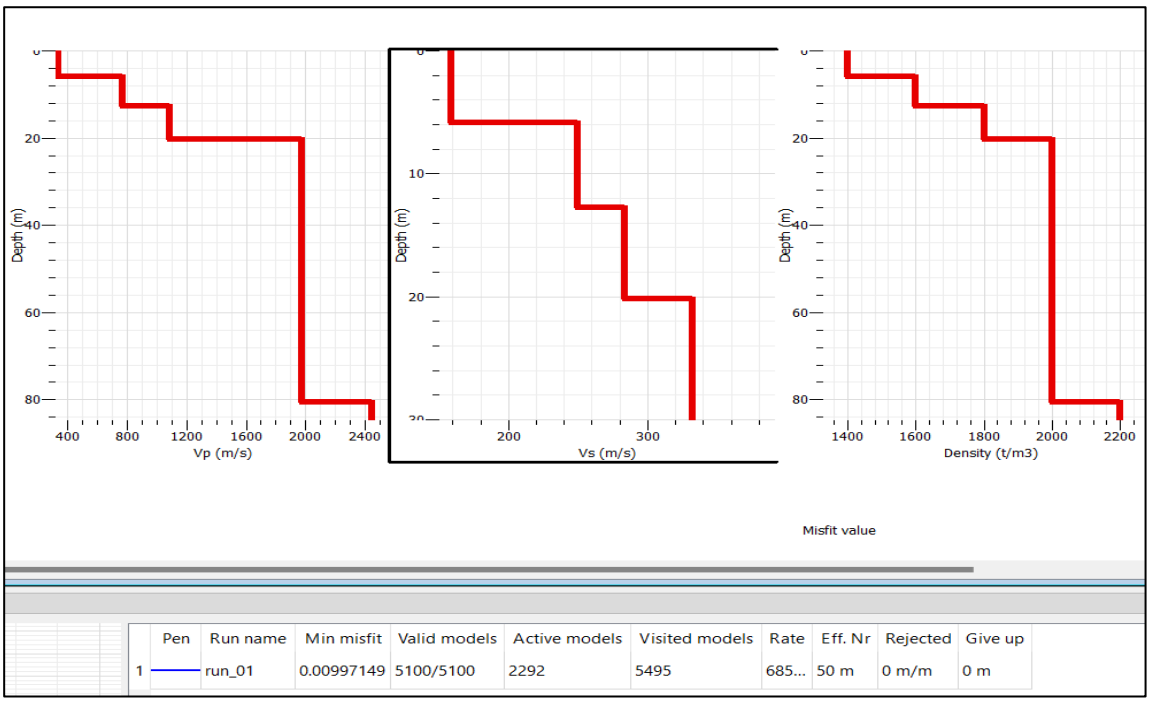
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0139497	5100/5100	2407	5493	675...	50 m	0 m/m	0 m

Error: 1.39%



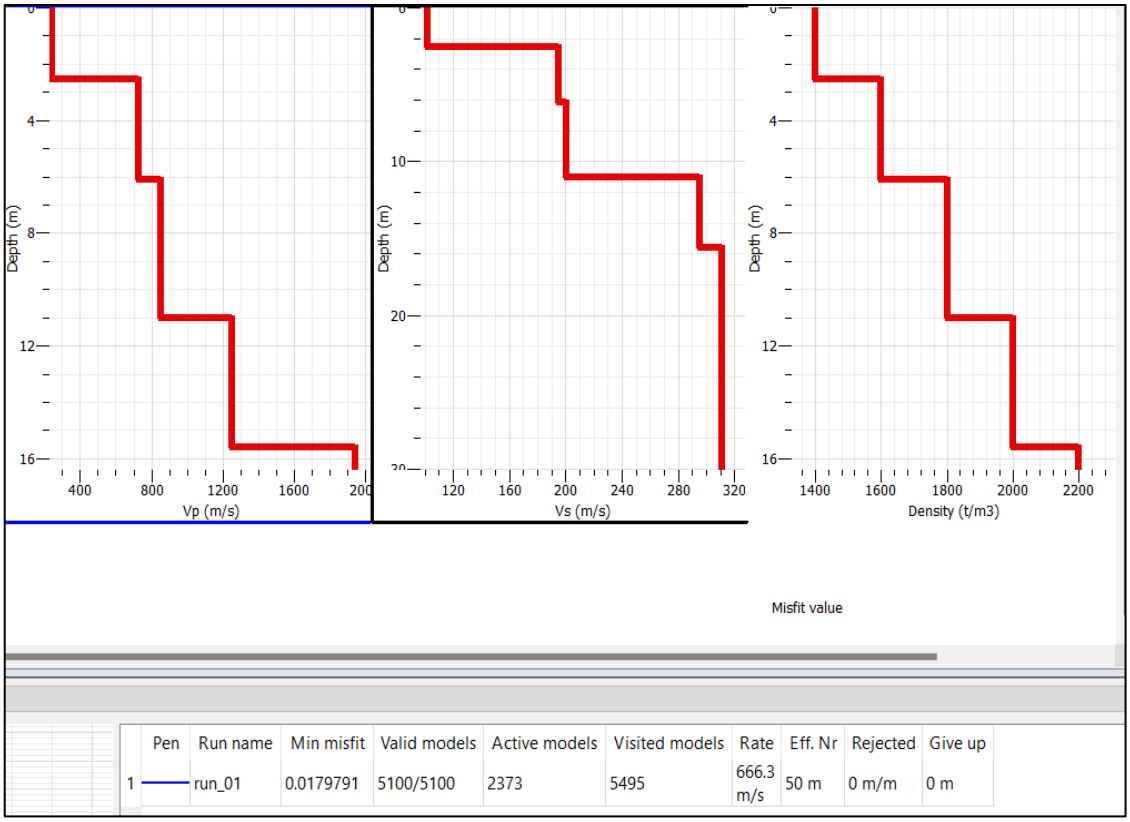
Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.0116484	5100/5100	2335	5481	656...	50 m	0 m/m	0 m

Error:1.16%



Pen	Run name	Min misfit	Valid models	Active models	Visited models	Rate	Eff. Nr	Rejected	Give up
1	run_01	0.00997149	5100/5100	2292	5495	685...	50 m	0 m/m	0 m

Error:1.79%



Error: 0.99%