

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**Estimación de velocidades de ondas S a través de análisis multicanal  
de ondas superficiales, utilizando datos de sismica de reflexión en  
una zona del bloque Petropiar, faja petrolífera del Orinoco**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
por el Br. José Miguel Sánchez Dezio  
para optar al Título de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2015

## TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

# **Estimación de velocidades de ondas S a través de análisis multicanal de ondas superficiales, utilizando datos de sísmica de reflexión en una zona del bloque Petropiar, faja petrolífera del Orinoco**

Tutor académico: Prof. José Cavada

Cotutor académico: Prof. Cecilio Morales

Tutora industrial: Ing. Natalia Adrián

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
por el Br. José Miguel Sánchez Dezio  
para optar al Título de Ingeniero Geofísico

Caracas, 2015

# Acta de Aprobación

Caracas, 02 de noviembre de 2015

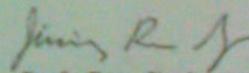
Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Br. **José Miguel Sánchez Dezio**, titulado:

**Estimación de velocidades de ondas S a través de análisis multicanal de ondas superficiales, utilizando datos de sísmica de reflexión en una zona del bloque Petropiar, faja petrolífera del Orinoco**

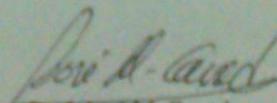
consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO**.



Prof. Mariano Arnaiz  
Jurado



Prof. Rosa Jiménez  
Jurado



Prof. José M. Cavada  
(Tutor académico)

## Dedicatoria

*A mis padres, luchadores incansables en la  
formación de sus hijos.*

*A mi país, Venezuela, que me lo ha dado todo y  
me vio crecer, y que en tiempos de dificultades  
necesita que cada uno de sus habitantes aporte un  
granito de arena para el desarrollo de la nación*

## Agradecimientos

*A papa Dios, quien guía cada uno de nuestros pasos.*

*A mis padres, quienes siempre dieron todo por nosotros, y al resto de la familia, quienes siempre se mostraron incondicionales y siempre estuvieron allí a lo largo de la carrera universitaria y de la vida para brindar su apoyo.*

*A mi universidad, que cual función de transferencia, convirtió a un bachiller con sueños en un profesional con metas, y de manera particular al núcleo de Cagua, quien me recibió en su seno y me inició en un nuevo estilo de vida, y posteriormente al Departamento de Geofísica de la escuela de Geología, Minas y Geofísica, en los que conseguí hacer amistades que espero que perduren en el tiempo.*

*Al Sr. Pedro Rivera y a toda la gerencia de PDVSA Servicios Petroleros SA y PDVSA Exploración, quienes hicieron posible la realización de este trabajo, comportándose siempre a la altura del compromiso que se les planteó, demostrando la grandeza característica de la primera empresa del país, y además supieron brindarme un ambiente cálido en los pasillos del edificio más frío de Puerto La Cruz, y también extendieron su mano amiga siempre que la necesité.*

*A mi novia, quien nunca dudó en ayudarme y apoyarme, aun cuando las condiciones se mostraron adversas, y por siempre mostrarse paciente y comprensiva en los momentos de ausencia.*

*Finalmente, agradezco a la vida en sí, que hace de cada día una lección de sabiduría, que nos hace crecer como personas, y más aún, como seres vivos que pertenecen a un mismo planeta.*

*José Miguel Sánchez Dezio*

Sánchez D. José M.

# **Estimación de velocidades de ondas S a través de análisis multicanal de ondas superficiales, utilizando datos de sismica de reflexión en una zona del bloque Petropiar, faja petrolífera del Orinoco**

**Tutor académico: Prof. José Cavada. Cotutor académico: Cecilio Morales.**

**Tutora industrial: Natalia Adrián.**

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.**

**Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2015, Pp. 128**

**Palabras Clave:** Ondas *Rayleigh*, Campo Huyapari, MASW 2D, Corrección de anomalías estáticas

## **Resumen.**

Con el fin de proponer una alternativa para la corrección de estáticas que sufre la onda convertida Sv al viajar por las capas de baja velocidad, se realizó un análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) a los registros de agrupamientos de trazas en el dominio del disparo preexistentes de un proyecto de sismica de reflexión, ubicado en el bloque Petropiar de la división Ayacucho de la faja petrolífera del Orinoco, para generar un volumen de velocidad de ondas de corte.

Estas agrupaciones de traza en el dominio del disparo, de acuerdo a su origen, fueron separadas en líneas receptoras de sismica de reflexión y en tendidos de sismica de refracción, destinando éstas últimas al modelado de las capas más someras.

A los registros de sismica de refracción se les aplicó MASW, con lo que se obtuvo un modelo unidimensional de onda de corte para cada tendido, y con las cuales se calculó posteriormente, como control de calidad, el módulo de Poisson.

A las líneas receptoras de sismica de reflexión se les aplicó MASW 2D a fin de aprovechar los disparos sobre una misma línea y con lo cual se obtuvo un perfil de velocidades de onda de corte para cada línea, e igualmente se calculó con ellas el módulo de Poisson y la línea de arcillas establecida por Castagna *et al.* (1985) como control de calidad.

Estos modelos unidimensionales y perfiles fueron apilados en las zonas de coincidencia para generar modelos complementados y que posteriormente fueron interpolados para generar un volumen de velocidad de onda S.

El modelo de velocidad de onda S obtenido está enmarcado por el volumen definido lateralmente por el área del proyecto de sismica de reflexión de donde provienen los registros, y verticalmente va desde el nivel medio del mar (0 m) hasta la superficie (aproximadamente 170 m s.n.m.), y mostró un rango de velocidades entre 260 y 450 m/s, con una media de 410 m/s y desviación estándar de 20 m/s, y con las que se obtuvieron módulos de Poisson entre 0.24 y 0.4, rangos de valores con órdenes de magnitud esperados para las litologías presentes en la columna estratigráfica regional de la zona (predominantemente arenas y gravas con arenas).

# Índice de contenido

Página

**Índice de figuras.....x**

**Índice de tablas ..... xviii**

**Introducción.....1**

1.1 Planteamiento del problema..... 1  
1.2 Objetivo general ..... 2  
1.3 Objetivos específicos..... 2  
1.4 Justificación ..... 2  
1.5 Descripción del área de estudio ..... 3

**Marco teórico .....6**

2.1.- Nociones de elasticidad ..... 6

- Ondas sísmicas ..... 6
- Ondas corpóreas ..... 6
- Ondas P (ondas compresivas) ..... 6
- Ondas S (ondas de corte) ..... 6
- Ondas convertidas ..... 7
- Ondas superficiales..... 8
- Ondas Rayleigh ..... 9
- Módulo de Poisson ..... 7
- Línea de arcillas (mudrock line)..... 8

2.2.- Análisis de ondas superficiales ..... 9

- Dispersión de las ondas superficiales ..... 9
- Velocidad de fase ..... 10
- Análisis multicanal de ondas superficiales (MASW)..... 10
- MASW 2D o en el dominio del punto medio en común de las trazas correlacionadas (MASW CMPCC)..... 11

- Correlación..... 11
- Punto medio en común de las trazas (CMP)..... 12
- Bin, tamaño de bin (bin size) ..... 13
- Transformada velocidad de fase – frecuencia (c-f) ..... 13
- Curva de dispersión ..... 13
- Modo fundamental de ondas Rayleigh ..... 13
- Inversión ..... 14
- Método de mínimos cuadrados (LSM)..... 15
- 2.3.- Generalidades sobre adquisición sísmica ..... 15
  - Sísmica multicomponente..... 15
  - Geófono ..... 15
  - Sistemas micro-electro-mecánicos (MEMS) ..... 16
- 2.4.- Geoestadística ..... 17
  - Métodos de interpolación..... 17
    - Método de vecino más cercano ..... 17
    - Método de media aritmética ..... 17
    - Método de interpolación lineal ..... 17
    - Método inverso a la distancia ..... 18
    - Método Kriging ..... 18
  - Variogramas ..... 20

**Marco geológico .....21**

- Formación Merecure..... 22
- Formación Oficina..... 22
- Formación Freites ..... 22
- Formación Las Piedras ..... 22
- Formación Mesa ..... 23

**Marco metodológico .....24**

- 4.1 MASW para tendidos de sísmica de refracción ..... 24
- 4.2 MASW para líneas receptoras de sísmica de reflexión ..... 28

4.3 Generacion de modelo 3-D de velocidades de ondas S.....	37
<b>Resultados y análisis .....</b>	<b>40</b>
5.1 MASW en tendidos de sísmica de refracción.....	40
5.2 MASW CMPCC en tendidos de sísmica de reflexión .....	46
<b>Conclusiones y recomendaciones .....</b>	<b>65</b>
<b>Referencias bibliográficas .....</b>	<b>68</b>
<b>Apéndice I: resultados obtenidos por cada nube de puntos de la tendencia de velocidades con respecto a la elevación .....</b>	<b>72</b>
Histogramas .....	73
Relación $V_p - V_s$ .....	76
Secciones interpoladas .....	79
<b>Apéndice II: transformación del domino del disparo al dominio de la traza correlacionada en el punto medio entre canales .....</b>	<b>84</b>
<b>Apéndice III: Precisión en las curvas de dispersión de acuerdo al número de canales utilizados por agrupación.....</b>	<b>87</b>
<b>Apéndice IV: pasos seguidos en el software <i>SeisImager</i> para realizar el MASW 2D .....</b>	<b>91</b>
<b>Apéndice V: Instrumentos y parámetros instrumentales de grabación utilizados en el proyecto de sísmica 3D.....</b>	<b>110</b>
• Sísmica de reflexión .....	110
• Sísmica de refracción .....	111

# Índice de figuras

	Página
Figura 1.1: ubicación geográfica del área de estudio (área de proyectos Huyapari) .....	3
Figura 1.2: área de ubicación del bloque Petropiar, división Ayacucho de la faja petrolífera del Orinoco, Venezuela.....	4
Figura 1.3a: modelo de elevación digital del terreno (SRTM) de resolución 30”.....	5
Figura 1.3b: imagen representativa de la zona de cárcavas .....	5
Figura 2.1: deformaciones elásticas a los materiales al paso de las ondas corpóreas.....	6
Figura 2.2: representación de la partición de la energía ante la incidencia con un ángulo oblicuo de una onda sísmica sobre una interfaz .....	7
Figura 2.3: representación gráfica del efecto que describe el módulo de Poisson .....	8
Figura 2.4: deformaciones elásticas de los materiales al paso de las ondas Rayleigh.....	9
Figura 2.5: variación en el desplazamiento de las ondas superficiales según su frecuencia.....	9
Figura 2.6: etapas del análisis multicanal de ondas superficiales.....	10
Figura 2.7: correlación de dos cuerpos de ondas idénticas .....	12
Figura 2.8: representación gráfica de un punto medio en común en superficie entre pares de canales .....	13
Figura 2.9: espectro en el dominio de la frecuencia y velocidad de fase de un registro multicanal y la curva de dispersión extraída.....	14
Figura 2.10: diagrama descriptivo del proceso de inversión en el análisis multicanal de ondas superficiales .....	15
Figura 2.11. respuesta en frecuencia de los acelerómetros MEMS y de geófonos de 10 Hz.....	16
Figura 2.12: usual configuración y parámetros utilizados para la interpolación lineal unidimensional.....	17
Figura 2.13: usual configuración, parámetros y ecuación utilizados para la interpolación lineal bidimensional.....	18
Figura 2.14: representación gráfica de un variograma con sus componentes descriptivos .....	20
Figura 2.15: diferencia de los rangos en variogramas tomados en diferentes direcciones, y la elipse de anisotropía resultante .....	20
Figura 3.1: columna estratigráfica presente en los bloques de la FPO .....	21
Figura 4.1: flujo de trabajo para la elaboración del modelo 3-D de Vs.....	24

Figura 4.2: ubicación de las refracciones sobre el área de grabación del proyecto de sismica de reflexión.....	25
Figura 4.3: ejemplo de registros de disparo y contradisparo obtenidos con los tendidos de sismica de refracción en el área de proyecto.....	26
Figura 4.4: espectros $c - f$ de las grabaciones de disparo y contradisparo de un mismo registro .	26
Figura 4.5: curva de dispersión representativa del tendido de sismica de refracción obtenida al promediar las curvas del disparo y contradisparo.....	27
Figura 4.6: modelo unidimensional de Vs representativo del tendido de sismica de refracción, obtenido de la inversión de la curva de dispersión promediada.....	28
Figura 4.7: representación de los CMP en los que se correlacionan las trazas, de acuerdo al espaciamiento entre canales ( $dy$ ).....	29
Figura 4.8: representación de las trazas correlacionadas utilizando diferentes espaciamientos entre trazas para el CMP.....	29
Figura 4.9: representación de las trazas correlacionadas y ordenadas según la distancia entre canales y apiladas en tiempo ( <i>CMPCC gather</i> ).....	30
Figura 4.10: distribución de líneas receptoras utilizadas para desarrollar el MASW CMPCC ....	31
Figura 4.11: posición relativa entre canales receptores y puntos de disparo de acuerdo a la configuración del proyecto de sismica de reflexión.....	31
Figura 4.12: representación gráfica del contenido del archivo luego de extraer la línea receptora y disparo de interés del resto del <i>patch</i> de grabación.....	32
Figura 4.13: coordenada de referencia o de inicio para los tendidos de sismica de reflexión .....	33
Figura 4.14: diagrama de posición relativa de todos los canales y puntos de detonación pertenecientes a una misma línea receptora con respecto al origen.....	33
Figura 4.15: diagrama de cobertura 2D para cada bin sobre una línea receptora.....	34
Figura 4.16: representación de las curvas extraídas de los espectros $c - f$ y posterior al tratamiento aplicado.....	35
Figura 4.17a: representación de los modelos unidimensionales de velocidad de onda S para cada bin a lo largo de una línea receptora.....	36
Figura 4.17b: representación del perfil de velocidades de onda S de una línea receptora.....	36
Figura 4.18: obtención de modelos complementados apilando los modelos 1D de velocidad de onda S proveniente de la sismica de reflexión y de la sismica de refracción en un punto de coincidencia.....	37

Figura 4.19: superficie de elevación topográfica del área de estudio .....	38
Figura 4.20: volumen de subsuelo en el que se modelaron las propiedades .....	38
Figura 5.1.1: curvas de dispersión tipo obtenidas para los tendidos de sísmica de refracción en las zonas de cárcavas y en las zonas de llanuras .....	40
Figura 5.1.2: modelos unidimensionales de velocidad de onda S tipo, representativo de la zona de cárcavas y de la zona de llanuras .....	41
Figura 5.1.3a: mapa de velocidades para la primera capa de los modelos unidimensionales de onda S obtenida con los tendidos de sísmica de refracción.....	43
Figura 5.1.3b: mapa de velocidades para la segunda capa de los modelos unidimensionales de onda S obtenida con los tendidos de sísmica de refracción.....	43
Figura 5.1.4: tendencia de la velocidad de onda de corte proveniente de los datos de sísmica de refracción con respecto a la elevación.....	44
Figura 5.1.5: tendencia del módulo de Poisson en la zona de tendidos de sísmica de refracción en función de la elevación.....	45
Figura 5.2.1: ejemplo de <i>shot gather</i> y espectro de amplitudes del cono de ruido .....	46
Figura 5.2.2: ejemplo de <i>CMPPC gather</i> y espectro de amplitudes del cono de ruido.....	46
Figura 5.2.3: a la izquierda se muestra un espectro <i>c-f</i> representativo de las líneas ubicadas en la zona de llanuras y de la zona de cárcavas, con sus respectivos modos fundamentales de la onda Rayleigh .....	47
Figura 5.2.4: modelos unidimensionales de Vs de cada bin de la zona de llanuras y de cárcavas, con sus modelos de velocidad aparente.....	48
Figura 5.2.5: perfiles de velocidad de onda S en cada línea receptora utilizada para el análisis, superpuesta al área del proyecto de sísmica de reflexión.....	49
Figura 5.2.6: tendencia de la velocidad de onda de corte proveniente de la sísmica de reflexión con respecto a la elevación en metros según el MASW.....	50
Figura 5.2.7: tendencia colocada de la velocidad en los tendidos de sísmica de reflexión en función de la elevación.....	50
Figura 5.2.8: tendencia del módulo de Poisson en la zona de tendidos de sísmica de reflexión en función de la elevación.....	51
Figura 5.2.9: gráfico cruzado de velocidades de onda P en función de las velocidades de onda S .....	52

Figura 5.2.10: comparación de la relación lineal establecida por Castagna <i>et al.</i> y la establecida por el ajuste a las velocidades obtenidas .....	53
Figura 5.2.11: histograma de frecuencias para las Vs obtenidas del MASW .....	53
Figura 5.2.12: variogramas obtenidos del análisis geoestadístico de los datos provenientes de la sísmica de reflexión.....	55
Figura 5.2.13: elipsoide de anisotropía obtenidos a partir de los variogramas areal y vertical ....	55
Figura 5.2.14: función polinómica de tercer grado ajustada a la tendencia de la Vs proveniente de la sísmica de reflexión en función de la elevación.....	56
Figura 5.2.15: volumen de velocidad de ondas de corte obtenido del MASW e interpolación a los tendidos de sísmica de refracción y reflexión.....	56
Figura 5.2.16: histograma de frecuencias para las Vs obtenidas luego de la interpolación en el volumen .....	57
Figura 5.2.17: tendencia de la velocidad de onda de corte proveniente de la sísmica de reflexión con respecto a la elevación luego de ser interpolada en el volumen.....	58
Figura 5.2.18: representación gráfica de la relación entre las velocidades iniciales y las velocidades interpoladas.....	59
Figura 5.2.19: volumen de velocidad de onda de P obtenido de la selección de primeros quiebres en los <i>shot gathers</i> .....	60
Figura 5.2.20: histograma de frecuencias para las velocidades de onda P obtenidas de la selección de primeros quiebres en los <i>shot gathers</i> .....	60
Figura 5.2.21: histograma de frecuencias para las Vp obtenidas de la selección de primeros quiebres en los <i>shot gathers</i> en la zona no meteorizada y sin saturar del volumen.....	61
Figura 5.2.22: volumen de módulo de Poisson calculado entre las velocidades de onda S resultante del MASW y de onda P resultante de la selección de primeros quiebres .....	62
Figura A.I.1: ventanas de separación de cada nube de puntos .....	72
Figura A.I.2: histograma de la ventana enmarcada desde la superficie hasta los 160 m de elevación s.n.m.m. ....	73
Figura A.I.3: histograma de la ventana enmarcada desde los 160 hasta los 150 m de elevación s.n.m.m. ....	73
Figura A.I.4: histograma de la ventana enmarcada desde los 150 hasta los 130 m de elevación s.n.m.m. ....	73

Figura A.I.5: histograma de la ventana enmarcada desde los 130 hasta los 110 m de elevación s.n.m.m. ....	74
Figura A.I.6: histograma de la ventana enmarcada desde los 90 hasta los 110 m de elevación s.n.m.m. ....	74
Figura A.I.7: histograma de la ventana enmarcada desde los 60 hasta los 90 m de elevación s.n.m.m. ....	74
Figura A.I.8: histograma de la ventana enmarcada desde los 50 hasta los 60 m de elevación s.n.m.m. ....	75
Figura A.I.9: histograma de la ventana enmarcada desde los 20 hasta los 50 m de elevación s.n.m.m. ....	75
Figura A.I.10: histograma de la ventana enmarcada desde los 0 hasta los 20 m de elevación s.n.m.m. ....	75
Figura A.I.11: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la capa meteorizada. ....	76
Figura A.I.12: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la capa meteorizada filtrado y suavizado con el ajuste lineal. ....	76
Figura A.I.13: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 1”. .....	77
Figura A.I.14: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 1” filtrado y suavizado con el ajuste lineal. ....	77
Figura A.I.15: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 2” .....	78
Figura A.I.16: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 2” filtrado y suavizado con el ajuste lineal. ....	78
Figura A.I.18: sección tipo de la ventana comprendida entre la superficie y los 160 m de elevación s.n.m.m. ....	79
Figura A.I.19: sección tipo de la ventana comprendida entre los 160 y 150 m de elevación s.n.m.m. ....	80
Figura A.I.20: sección tipo de la ventana comprendida entre los 150 y 130 m de elevación s.n.m.m. ....	80
Figura A.I.21: sección tipo de la ventana comprendida entre los 130 y 110 m de elevación s.n.m.m. ....	81

Figura A.I.22: sección tipo de la ventana comprendida entre los 110 y 90 m de elevación s.n.m.m. .....	81
Figura A.I.23: sección tipo de la ventana comprendida entre los 90 y 60 m de elevación s.n.m.m. .....	82
Figura A.I.24: sección tipo de la ventana comprendida entre los 60 y 50 m de elevación s.n.m.m. .....	82
Figura A.I.25: sección tipo de la ventana comprendida entre los 50 y 20 m de elevación s.n.m.m. .....	83
Figura A.I.26: sección tipo de la ventana comprendida entre los 0 y 20 m de elevación s.n.m.m.	83
Figura A.II.1: tendido de receptores regados en superficie.....	84
Figura A.II.2: tránsito de la onda Rayleigh con respecto al arreglo de geófonos .....	84
Figura A.II.3: trazas resultantes de la correlación entre pares de canales.....	85
Figura A.II.4: posición resultante de las trazas correlacionadas de varios tendidos (uno por cada disparo) sobre una misma línea.....	85
Figura A.II.5: distribución de los CMPCC <i>gather</i> .....	86
Figura A.III.1: posición del CMPCC <i>gather</i> de 24 canales dentro del diagrama de cobertura general .....	87
Figura A.III.2: espectro observado para registros de 24 canales .....	87
Figura A.III.3: posición del CMPCC <i>gather</i> de 48 canales dentro del diagrama de cobertura general .....	88
Figura A.III.4: espectro observado para registros de 48 canales .....	88
Figura A.III.5: posición del CMPCC <i>gather</i> de 72 canales dentro del diagrama de cobertura general .....	89
Figura A.III.6: espectro observado para registros de 72 canales .....	89
Figura A.III.7: posición del CMPCC <i>gather</i> de 96 canales dentro del diagrama de cobertura general .....	89
Figura A.III.8: espectro observado para registros de 96 canales .....	90
Figura A.III.9: posición del CMPCC <i>gather</i> de 107 canales dentro del diagrama de cobertura general .....	90
Figura A.III.10: espectro observado para registros de 107 canales .....	91
Figura A.IV.1: ventana para modificar el <i>trace header</i> .....	92
Figura A.IV.2: visualización del <i>trace header</i> .....	92

Figura A.IV.3: selección para corregir el tiempo cero.....	94
Figura A.IV.4: ventana para establecer cuantitativamente el retraso de la llegada de las ondas ..	94
Figura A.IV.5: selección para guardar el tendido como un nuevo archivo.....	95
Figura A.IV. 6: selección para crear el listado de tendidos pertenecientes a una misma línea.....	95
Figura A.IV.7: ejemplo de archivos seleccionados simultáneamente para la creación del listado	96
Figura A.IV.8: ventana para establecer la información a utilizar de los encabezados de los archivos.....	96
Figura A.IV.9: selección para configurar la geometría de los tendidos pertenecientes a una misma línea .....	97
Figura A.IV.10: configuración relativa de los tendidos de una misma línea receptora.....	97
Figura A.IV.11: selección para generar los CMPCC <i>gathers</i> .....	98
Figura A.IV.12: ventana para establecer los parámetros del cálculo de los CMPCC <i>gathers</i> .....	98
Figura A.IV.13: diagrama de cobertura general en función de cada CMPCC <i>gather</i> .....	99
Figura A.IV.14: selección para calcular los espectros $c-f$ y realizar el <i>picking</i> del modo fundamental de la onda <i>Rayleigh</i> .....	99
Figura A.IV.15: ventana para establecer los límites del espectro $c-f$ a calcular .....	100
Figura A.IV.16: ventana para establecer los límites en frecuencia del <i>picking</i> del modo fundamental de la onda <i>Rayleigh</i> .....	100
Figura A.IV.17: ejemplo del modo fundamental de la onda <i>Rayleigh</i> seguida con puntos.....	101
Figura A.IV.18: selección para extraer las curvas de dispersión.....	101
Figura A.IV.19: ejemplo de la visualización de las curvas extraídas .....	102
Figura A.IV.20: selección para suprimir datos de baja calidad.....	102
Figura A.IV.21: selección para la suavización de datos .....	103
Figura A.IV.22: selección para establecer bandas de paso en frecuencia de los datos.....	103
Figura A.IV.23: selección para crear los modelos unidimensionales iniciales de cada curva de dispersión.....	104
Figura A.IV.24: ventana para establecer los parámetros de los modelos unidimensionales de velocidad de onda S iniciales.....	104
Figura A.IV.25: ejemplo de visualización de un modelo unidimensional de velocidad de onda S .....	105
Figura A.IV.26: selección para realizar la inversión sobre las curvas de dispersión .....	105
Figura A.IV.27: ventana para establecer los parámetros de la inversión.....	106

Figura A.IV.28: selección para importar los archivos de elevación del terreno .....	107
Figura A.IV.29: ejemplo con formato de archivo de elevación del terreno .....	107
Figura A.IV.30: selección para visualizar el perfil generado con los modelos unidimensionales de velocidad de onda S.....	108
Figura A.IV.31: ejemplo de visualización de un perfil de velocidad de onda S .....	108
Figura A.IV.32: selección para abrir modelos de dos capas proveniente de la refracción de onda P .....	109
Figura A.IV.33: ejemplo de visualización de los modelos de dos capas y perfil con velocidades de onda P y S respectivamente .....	109
Figura A.IV.34: selección para exportar archivos de textos con la información de ambos modelos de velocidad .....	110
Figura A.IV.35: ejemplo con formato del archivo exportado con información de ambos modelos .....	110
Figura A.V.1: especificaciones técnicas del DSU3-428XL .....	110
Figura A.V.2: Especificaciones técnicas de la unidad LCI 428 .....	111
Figura A.V.3: parámetros de grabación aplicados en el sismógrafo para el registro de la información sísmica de reflexión.....	111
Figura A.V.4: curva de respuesta del geófono con el eje vertical expresado en voltios por pulgada/segundo.....	112
Figura A.V.5: parámetros de grabación aplicados en el sismógrafo para el registro de la información sísmica de refracción .....	112

## Índice de tablas

	Página
Tabla 2.1: módulos de Poisson típicos.....	8
Tabla 2.2: Parámetros de adquisición recomendados para métodos de análisis de ondas superficiales .....	11
Tabla 4.1: parámetros de adquisición de los tendidos de sísmica de refracción .....	25
Tabla 5.1.1: error cuadrático medio cometido entre la curva resultante total calculada y la curva de regresión total observada durante las inversiones de las curvas de dispersión obtenidas de los datos de sísmica de refracción.....	42
Tabla 5.2.1: error cuadrático medio cometido entre la curva resultante total calculada y la curva de regresión total observada durante las inversiones .....	49
Tabla 5.2.2: función lineal de relación entre la velocidad de onda P en función de la S de acuerdo a las zonas diferenciadas por el módulo de Poisson.....	52
Tabla 5.2.3: parámetros estadísticos descriptivos de las velocidades de onda S obtenidas del MASW 2D .....	54
Tabla 5.2.4: parámetros del variograma utilizado para la aplicación del método Kriging .....	55
Tabla 5.2.5: parámetros estadísticos descriptivos de la muestra de velocidades de onda S luego de la interpolación en el volumen.....	58
Tabla 5.2.6: parámetros estadísticos descriptivos de la muestra de velocidades de onda P obtenidas de la selección de primeros quiebres en los <i>shot gathers</i> .....	61
Tabla 5.2.7: parámetros estadísticos descriptivos de la muestra de Vp obtenidas de la selección de primeros quiebres en los shot gathers en la zona no meteorizada y sin saturar.....	62
Tabla 5.2.8: comparación de rangos teóricos de velocidades de onda con los rangos obtenidos de velocidad de onda S y P.....	64

# CAPÍTULO I

## Introducción

### 1.1 Planteamiento del problema

En Venezuela, en junio de 2005, el Ministerio del Poder Popular para la Energía y Petróleo decretó el proyecto "Magna Reserva", según información obtenida de la página web de PDVSA (parr. 1-2), para cuantificar y certificar las reservas de la faja petrolífera del Orinoco (FPO), donde a lo largo de unos 700 kilómetros al norte del río Orinoco, el país dispone de una inmensa reserva de crudos pesados y extra-pesados, la más grande conocida hasta el presente.

En el marco de dicho proyecto, PDVSA ha llevado a cabo una gran cantidad de trabajos de sísmica de reflexión para identificar nuevos prospectos y a su vez, optimizar la producción de la extracción de hidrocarburos, inicialmente utilizando solo la componente longitudinal de las ondas sísmicas. Sin embargo, según Balaguera et al (2014) el bajo contraste de impedancia acústica de ondas P entre los estratos de la FPO dificulta la interpretación de las secciones sísmicas.

Como una solución a este problema se ha considerado utilizar datos sísmicos de ondas de corte (Calderón *et al.*, 2014; Torres y Reverón, 2014). En este sentido, en los años recientes se han estado llevando a cabo trabajos de sísmica de reflexión utilizando además de la componente longitudinal de las ondas, la componente transversal mediante la adquisición y procesamiento de datos sísmicos multicomponente (PS) (Concepción *et al.*, 2012; Ramos, 2012).

Con el objetivo de obtener una imagen de onda convertida (PS), útil para la caracterización de yacimientos, es necesario que los datos registrados atraviesen un flujo de procesamiento. En el caso del procesamiento de onda compresional (PP), el flujo de trabajo se tiene bien establecido (Yilmaz, 2001 y Manzoni, 2001), sin embargo, para el procesamiento de ondas convertidas existen aún algunas limitantes, entre las cuales destaca corregir el retardo que sufre la onda sísmica al atravesar la capa de baja velocidad o capa meteorizada (Huang *et al.*, 2010), efecto mejor conocido como anomalías estáticas, para lo cual, usualmente se necesita un modelo que describa dicha capa con parámetros de espesores y en este caso, velocidad de ondas de corte. Uno de los métodos propuestos es el cálculo de estos parámetros a partir de la refracción de las ondas convertidas, sin embargo, el principal problema de usar este método, es que éstas están enmascaradas por las ondas PP refractadas y las ondas PS reflejadas (Dufour *et al.*, 2013) lo que puede llegar a ser complejo y causar retrasos del proceso dado que la selección de primeras llegadas deben hacerse manualmente, debido a que los programas automatizados suelen

confundirlas con las ondas Rayleigh (Al Dulaijan y Stewart 2010). Como solución a dicho problema, Al Dulaijan y Stewart(2010) proponen el uso de la inversión de la curva de dispersión de las ondas Rayleigh en su modo fundamental para obtener valores de velocidad de onda S, para lo cual, existen diversas técnicas que estudian el modo fundamental de las ondas Rayleigh, entre las cuales destaca el análisis multicanal de ondas superficiales (MASW).

Finalmente, luego realizar el análisis del problema, se planteó obtener un modelo tridimensional de velocidad de ondas de corte a través de MASW, tomando como caso de estudio datos de sismica de reflexión y refracción adquiridos en la faja petrolífera del Orinoco.

## **1.2 Objetivo general**

- Generar un modelo de velocidad 3D de ondas de corte entre la superficie topográfica y la superficie de cota 0 m s.n.m.m. de una zona del bloque Petropiar, faja petrolífera del Orinoco, a través del análisis multicanal de ondas superficiales utilizando registros de sismica de reflexión y refracción.

## **1.3 Objetivos específicos**

- Estudiar el contenido espectral del *ground roll* en los datos de sismica de reflexión y refracción, así como el modo fundamental de la onda Rayleigh
- Evaluar la consistencia de modelos 1-D de Vs obtenidos de MASW empleando datos de sismica de reflexión
- Integrar modelos 1-D de Vs apilando resultados obtenidos del MASW de los datos de sismica de reflexión y de refracción
- Argumentar sobre las velocidades obtenidas de los modelos de Vs 1-D
- Proponer un modelo 3-D de Vs mediante la interpolación de los modelos 1-D obtenidos

## **1.4 Justificación**

El modelo tridimensional de velocidad de onda S obtenido a través de análisis multicanal de ondas superficiales permitirá la evaluación del método como alternativa, utilizando la componente vertical de datos previamente adquiridos en tendidos de sismica de reflexión y de refracción para su posterior aplicación en la corrección de anomalías estáticas por capas de baja velocidad, lo que se supone, auspiciará el avance de PDVSA en este sentido, además de reducir los costos. En caso de resultar satisfactorio el uso del método, el trabajo representará la introducción de una nueva fase dentro del flujo de procesamiento sísmico. También pudiera considerarse que, dado lo inexplorado del tema, se estarían necesitando cubrir nuevas

perspectivas de áreas de estudio, por lo que se propondrán nuevos objetivos a ser logrados a través de nuevos trabajos de investigación.

### 1.5 Descripción del área de estudio

El área de estudio se encuentra en una zona al sur este del bloque Petropiar, dentro de la división Ayacucho de la faja petrolífera del Orinoco, contenido al sur del estado Anzoátegui, dentro del municipio Miranda (figura 1.1), al norte del río Orinoco y enmarcado por la cuenca oriental de Venezuela, como se muestra en la figura 1.2 .



Figura 1.1: ubicación geográfica del área de estudio (área de proyectos Huyapari)

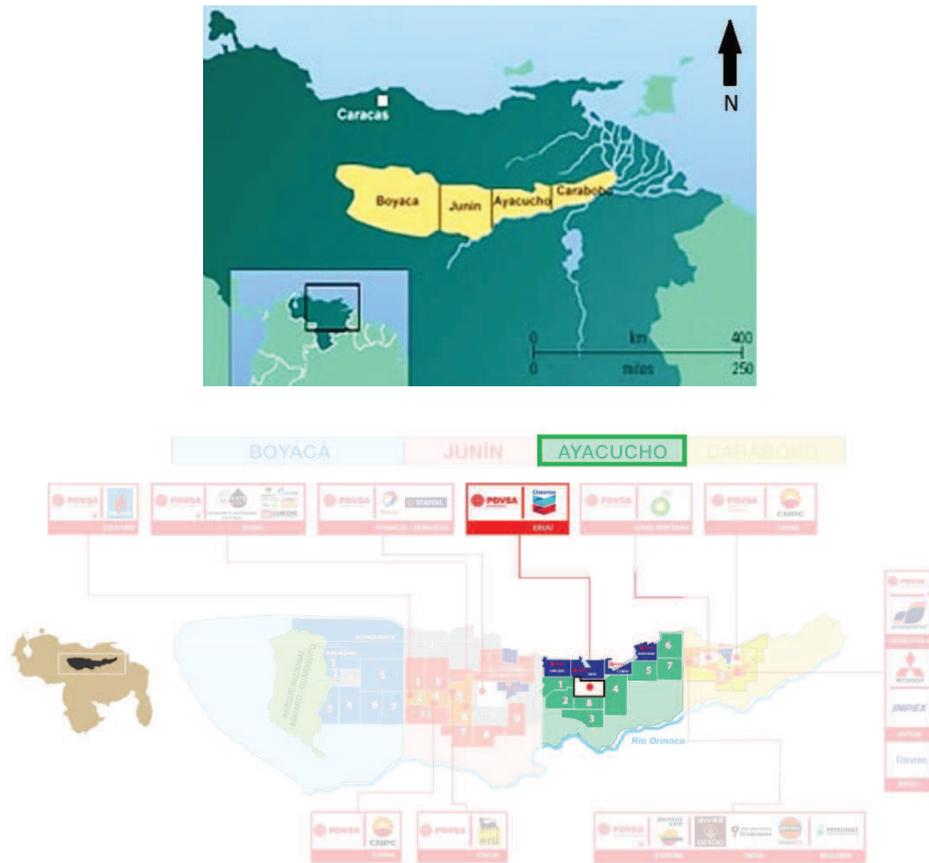


Figura 1.2: área de ubicación del bloque Petropiar, división Ayacucho de la faja petrolífera del Orinoco, Venezuela

Aunque en casi toda el área del proyecto se observan elevaciones relativamente uniformes entre 160 – 170 m (s.n.m.m), hacia la zona sureste se tienen zonas con marcadas diferencias de cotas como se muestra en la figura 1.2, denominada zona de cárcavas (figura 1.3), donde la elevación desciende hasta los 100 m s.n.m.m.

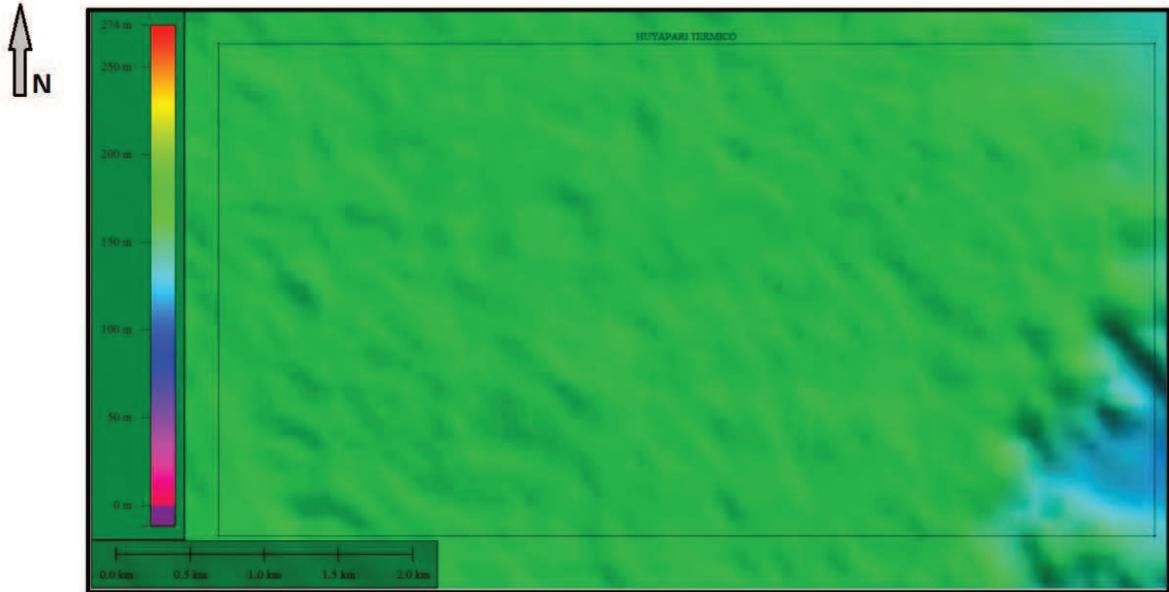


Figura 1.3a: modelo de elevación digital del terreno (SRTM) de resolución 30 segundos. Tomado del reporte de operaciones geodésicas del proyecto Huyapari Térmico 11M 3D 3C



Figura 1.3b: imagen representativa de la zona de cárcavas. Tomado del reporte de operaciones geodésicas del proyecto Huyapari Térmico 11M 3D 3C

# CAPÍTULO II

## Marco teórico

### 2.1.- Nociones de elasticidad

- **Ondas sísmicas**

Son perturbaciones elásticas que se propagan de un punto a otro a través de un medio. Éstas pueden ser de varios tipos: ondas corpóreas, como las ondas P y S; u ondas superficiales, entre las que destacan las ondas Rayleigh que componen la mayor parte del *ground roll*

- **Ondas corpóreas**

Sheriff (2002) en el diccionario enciclopédico de geofísica aplicada de la Sociedad Exploraciones Geofísicas (SEG), las definen como aquellas ondas que tienen la capacidad de viajar a través de todo el volumen del material que atraviesan.

- **Ondas P (ondas compresivas)**

Telford *et al.* (1990) y Novotny (1999) las definen como aquellas que hacen vibrar a todas las partículas del volumen del cuerpo por el que pasa en la dirección de propagación de ésta, partiendo de su posición de equilibrio, provocando a su paso compresión y dilatación, pero no rotación, como se observa en la figura 2.1 (a).

- **Ondas S (ondas de corte)**

Telford *et al.* (1990) y Novotny (1999) basándose en la teoría clásica de elasticidad, las definen como un tipo de onda corpórea que genera cizallamiento y rotación en el material cuando pasa a través de él, con un movimiento perpendicular a la dirección de propagación, como se observa en la figura 2.1 (b).

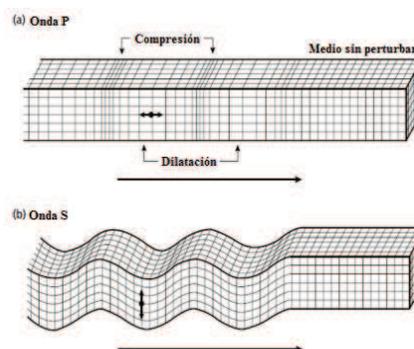


Figura 2.1: deformaciones elásticas a los materiales al paso de las ondas corpóreas, tomado de Bolt (1982) en Kearey *et al.* (2002)

- **Ondas convertidas**

Sheriff (2002) también definen las ondas convertidas como la energía sísmica que ha viajado parcialmente como onda P y parcialmente como onda S, siendo convertidas de una a la otra una vez se realiza la incidencia sobre una interfaz con un ángulo oblicuo, como se muestra en la figura 2.2. Éstas se hacen más prominentes con el aumento del ángulo de incidencia, y usualmente son utilizadas por la industria petrolera, dado que son útiles en la discriminación de litologías, la identificación de unidades fracturadas, y en ocasiones como marcadores de la presencia de hidrocarburos (Telford *et al.*, 1990; Cordsen *et al.*, 2000).

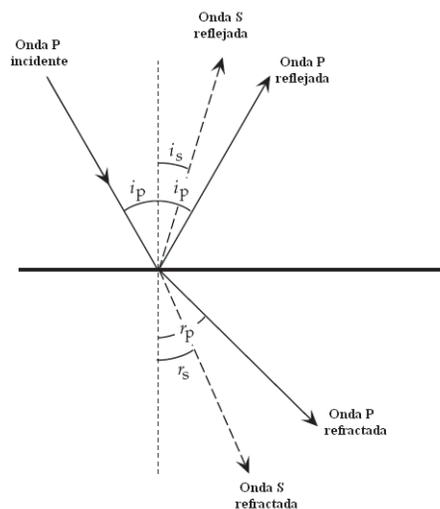


Figura 2.2: representación de la partición de la energía ante la incidencia con un ángulo oblicuo de una onda sísmica sobre una interfaz. Tomado de Lowrie (2007)

- **Módulo de Poisson**

Llamada así por Simeon Poisson, es una de las constantes de proporcionalidad entre el esfuerzo aplicado y la deformación sufrida por un material, también llamadas constantes elásticas, en la que se tiene una relación entre la deformación transversal y la deformación longitudinal, como se muestra en la figura 2.4, con valores dentro del rango de -1 a 0.5 y en el caso estático, viene dada por la ecuación:

$$\sigma = - (\Delta W/W_0) / (\Delta L/L_0);$$

donde W representa la anchura del cuerpo y L la longitud. Al ser proyectada a la sismología, en el ámbito dinámico se puede expresar en función de:

$$\sigma = (V_p^2 - 2V_s^2) / [2 (V_p^2 - V_s^2)];$$

donde  $V_p$  representa la velocidad de la onda P y  $V_s$  representa la velocidad de la onda S (Compilado por Chelotti et al., 2009).



Figura 2.3: representación gráfica del efecto que describe el módulo de Poisson. Tomado de Chelotti et al. (2009)

Tabla 2.1: módulos de Poisson típicos basados en en Sharma *et al.* (1990) y Davidovici (1985)

Tipo de material	Sharma <i>et al.</i>	Davidovici
Arcillas saturadas	0.40 - 0.5	0.5
Arcillas no saturadas	0.10 - 0.3	-
Arcillas	-	0.40 - 0.45
Arenas arcillosas	0.20 - 0.30	0.35 - 0.4
Limos	0.30 - 0.35	-
Arena, grava con arena	0.30 - 0.40	0.25 - 0.30
Limos arenosos, arcillas arenosas	-	0.30 - 0.35
Rocas	0.10 - 0.40	-

- **Línea de arcillas (*mudrock line*)**

Es una relación empírica lineal entre la velocidad de onda compresional u onda P, y la velocidad de onda de corte u onda S; establecida por Castagna *et al.* (1985) determinada para rocas siliciclásticas saturadas de agua, que viene dada por la ecuación

$$V_p = 1.16 V_s + 1360 \text{ [m/s] ;}$$

donde  $V_p$  es la velocidad de la onda P y  $V_s$  la de la onda de corte.

- **Ondas superficiales**

Están definidas como el conjunto de ondas sísmicas que viajan guiadas por los límites del medio cuando éste es finito y/o no isotrópico (Novotny, 1999; Kearey *et al.* 2002), entre las que destaca la onda Rayleigh.

- **Ondas Rayleigh**

Son el tipo de ondas superficiales cuyo movimiento está elípticamente polarizado en el plano definido por la normal de la superficie del medio en que viajan, y cerca de la superficie del semi-espacio. El movimiento de las partículas es elíptico verticalmente retrógrado, según Telford *et al.* (1990) y Novotny (1999) y como se observa en la figura 2.3. Además, Xia *et al.* (1999) establecen que éstas son el resultado de la interferencia de ondas corpóreas compresivas y de cizalla.

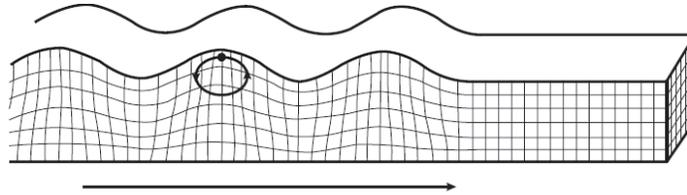


Figura 2.4: deformaciones elásticas de los materiales al paso de las ondas Rayleigh, tomado de Bolt (1982) en Kearey *et al.* (2002)

## 2.2.- Análisis de ondas superficiales

- **Dispersión de las ondas superficiales**

Telford *et al.* (1990) y Novotny (1999) establecen la existencia de dispersión en las ondas superficiales cuando su velocidad depende de la frecuencia (o longitud de onda) lo que además produce el cambio en la forma de las ondas debido a que sus componentes espectrales individuales se propagan a diferentes velocidades (como se muestra en la figura 2.5), y es justamente este fenómeno lo que permite estudiar las velocidades del material del medio en el que viajan las ondas.

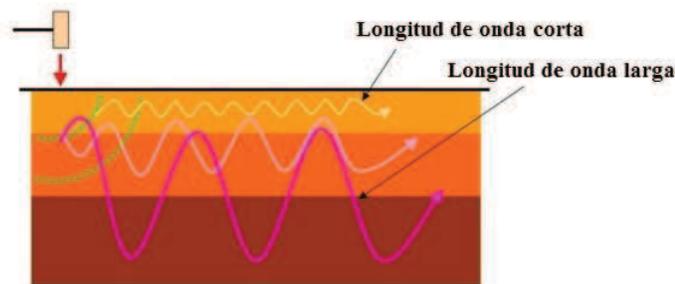


Figura 2.5: Dispersión de las ondas superficiales según su frecuencia. Tomado de Hayashi (2003)

- **Velocidad de fase**

Según Park et al. (1999), la velocidad de fase es la velocidad a la que se propaga cada componente de frecuencia de una onda superficial. Si ondas de diferente frecuencia (o longitud de onda) como se muestra en la figura 2.5, tienen diferente velocidad de fase (asociada al medio en el que se propagan las ondas), entonces se produce dispersión y la velocidad de grupo (la velocidad envolvente de todo el tren de ondas superficiales) es diferente a cada velocidad de fase.

- **Análisis multicanal de ondas superficiales (MASW)**

El análisis multicanal de ondas superficiales es un método que utiliza la dispersión generada por la propagación de las ondas superficiales para obtener un modelo de velocidad de ondas de corte ( $V_s$ ) en la parte somera del subsuelo utilizando arreglo de grabación multicanal para optimizar la identificación y aislamiento de ruido de acuerdo al patrón de coherencia entre trazas, tiempo de llegada y amplitudes de cada una (como se representa en la figura 2.6), y cuyos usuales parámetros de adquisición de ondas superficiales se muestran en la tabla 2.2 .

Se basa en un análisis del *ground roll*, causado por una fuente perturbadora para producir la forma espectral mediante el cálculo de la transformada frecuencia - lentitud y extraerlo en forma de curva de dispersión con la que luego, a través de una inversión, producirá un modelo de velocidad de onda S estimada (Park et al., 1999).

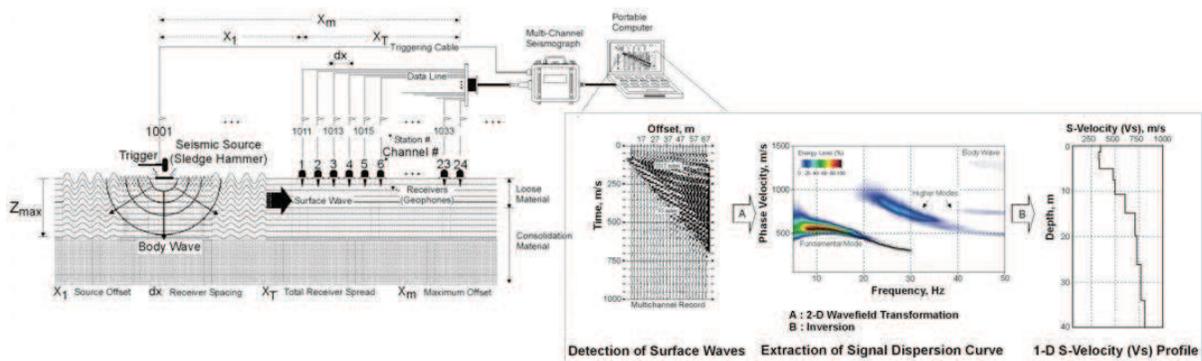


Figura 2.6: Etapas del análisis multicanal de ondas superficiales. Tomado y editado de la página web de MASW

Tabla 2.2: Parámetros de adquisición recomendados para métodos de análisis de ondas superficiales.

Tomado de la página web de MASW

Depth ( $Z_{max}$ ) <sup>1</sup> (m)	Source (S) <sup>2</sup> (lb)	Receiver (R) <sup>3</sup> (Hz)	Receiver Spread (RS) (m)				SR Move <sup>6</sup> (dx)			Recording <sup>8</sup>				
			Length <sup>4</sup> (D)	Source Offset <sup>5</sup> ( $X_1$ )	Receiver Spacing (dx)		Lateral Resolution <sup>7</sup>			dt <sup>9</sup> (ms)	$\tau^{10}$ (sec)	Vertical Stack <sup>11</sup>		
					24-ch*	48-ch	High	Medium	Low			C	N	VN
≤ 1.0	≤ 1 (1)**	4.5–100 (40)	1–3 (2.0)	0.2–3.0 (0.4)	0.05–0.1 (0.1)	0.02–0.05 (0.05)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (0.5)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
1–5	1–5 (5)	4.5–40 (10)	1–15 (10)	0.2–15 (2)	0.05–0.6 (0.5)	0.02–0.3 (0.25)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (0.5)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
5–10	5–10 (10)	≤ 10 (4.5)	5–30 (20)	1–30 (4)	0.2–1.2 (1.0)	0.1–0.6 (0.5)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
10–20	≥ 10 (20)	≤ 10 (4.5)	10–60 (30)	2–60 (10)	0.4–2.5 (1.5)	0.2–1.2 (1.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	1.0–2.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
20–30	≥ 10 (20)	≤ 4.5 (4.5)	20–90 (50)	4–90 (10)	0.8–3.8 (2.0)	0.4–1.9 (1.5)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	1.0–2.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
30–50	≥ 10 (20) or passive	≤ 4.5 (4.5)	30–150 (70)	6–150 (15)	1.2–6.0 (3.0)	0.6–3.0 (2.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	1.0–3.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
> 50	≥ 10 (20) or passive	≤ 4.5 (4.5)	> 50 (150)	> 10 (30)	> 2.0 (6.0)	> 1.0 (4.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	≥ 1.0 (2.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)

Los valores listados en la tabla 2.2 no representan valores definitivos ni requeridos, éstos tienen una tolerancia de al menos 20% a los valores más recomendados.

(1) máxima profundidad a ser investigada, (2) peso de la mandarina en libras, (3) frecuencia natural del geófono, (4) longitud total aproximada del tendido de registro, (5) distancia de la fuente al receptor más cercano, (6) distancia de desplazamiento entre un tendido y el siguiente utilizado para disparos sucesivos, (7) ángulo de resolución lateral que está siendo visto, (8) parámetros de registro para el sismógrafo, (9) intervalo de muestreo en ms, (10) longitud de tiempo de registro total en segundos, (11) número de grabaciones apiladas por cada registro bajo diferentes condiciones de calma: (C) calmado, (N) ruidoso, (VN) muy ruidoso

### • MASW 2D o en el dominio del punto medio en común de las trazas correlacionadas (MASW CMPCC)

Se puede considerar como una extensión del método de análisis multicanal de ondas superficiales, ya que además de facilitar la identificación de modos de las ondas Rayleigh, permite determinar las velocidades de fase con múltiples disparos sobre una misma línea, transformándolas previamente en familias de trazas correlacionadas agrupadas por punto medio en común de correlación, mejorando considerablemente la precisión y resolución de los modelos de Vs del subsuelo sin la pérdida de precisión de la curva de dispersión en las frecuencias más bajas (Xia *et al.* 2000; Hayashi y Suzuki, 2004).

### • Correlación

Se define como una medida de similitud entre dos formas de ondas, el grado de relación lineal entre ellas o de la medida a la cual una es función de la otra. Para dos cuerpos de ondas G (t) y H

(t), la función de correlación normalizada, también llamado coeficiente de correlación, viene dada por:

$$\phi_{GH}(\tau) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} G(t)H(t+\tau)dt}{\int_{-\infty}^{\infty} G(t)dt \int_{-\infty}^{\infty} H(t)dt}$$

donde el denominador es conocido como factor de normalización, y a veces es omitido (como en la aplicación de los filtros Wiener). Se trata de una multiplicación cruzada de cada elemento de un cuerpo de onda con cada elemento de otro cuerpo de onda ante el deslizamiento de un cuerpo de onda con respecto al otro y posteriormente la suma de estas multiplicaciones dentro de un intervalo de tiempo común (*time shift* o *lag*) del cuerpo de onda. En la escala de coeficientes de correlación, 1 representa coincidencia perfecta, ocurrencia entre dos formas de onda idénticas al momento de coincidencia de todos sus puntos (como muestra la figura 2.7), 0 representa coincidencia nula o casi nula, y valores negativos indican que el cuerpo de onda posee polaridad invertida (Kearey *et al.*, 2002; Telford *et al.* 1990).

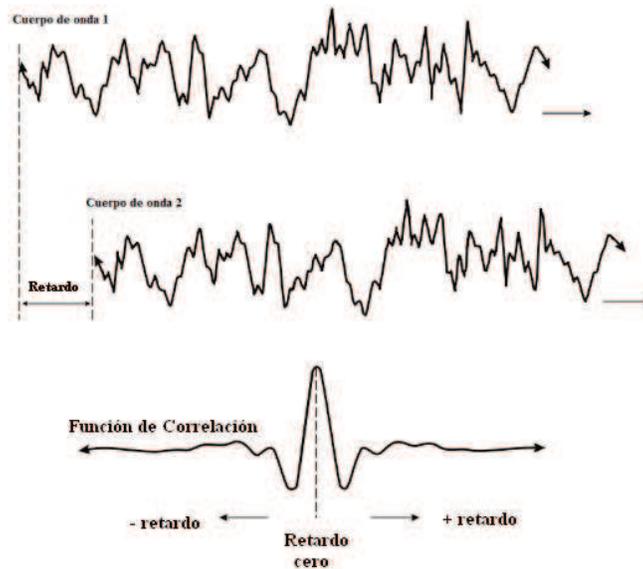


Figura 2.7: correlación de dos cuerpos de ondas idénticas. Tomado de Kearey *et al.* (2002)

- **Punto medio en común de las trazas (CMP)**

Se define como punto medio en común o CMP al punto en superficie en el que varios pares de receptores tienen su punto medio, como se muestra en la figura 2.8 .

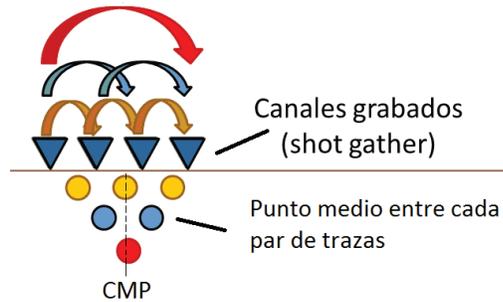


Figura 2.8: representación gráfica de un punto medio en común en superficie entre pares de canales

- **Bin, tamaño de bin (bin size)**

Se puede considerar como la unidad mínima con la que se puede definir la resolución del estudio, y es el área o la zona de longitud establecida utilizada para agrupar trazas cuyos CMP se sitúan dentro de él.

Adicionalmente, al número de CMP que coinciden dentro de un mismo bin se le conoce como cobertura o *fold*. Usualmente ésta varía por cada bin y depende de la distancia entre canales, sin embargo, a los estudios se les atribuye una cobertura promedio.

- **Transformada velocidad de fase – frecuencia ( $c-f$ )**

La transformada frecuencia lentitud (inverso de la velocidad de fase) es un método que aplica transformadas integrales (transformada  $p-\tau$ ) a lo largo de una traza sísmica para llevar las amplitudes de los registros asociados al dominio del tiempo y la distancia ( $t - x$ ) a amplitudes asociadas al dominio de la frecuencia y la velocidad ( $f - c$ ) de fase (inverso de la lentitud).

Concretamente, la transformada  $p-\tau$  es una integral de línea definida de la siguiente forma:

$$A_{(p, \tau)} = \int A_{(x, t = \tau + px)} dx$$

donde  $p = 1/c = dt/dx$ , es decir, es el inverso de la velocidad aparente  $c$  en la dirección  $x$  (Louie, 2001).

- **Modo fundamental de ondas Rayleigh**

Xia *et al.* (1999) lo definen como el modo de mayor amplitud y con la menor velocidad de fase para una misma componente de la frecuencia observada en los espectros calculados a partir de la transformada  $c - f$ . Para modelos de capas de subsuelo definido por velocidades de ondas P y S, las velocidades de ondas S son la propiedad más importante que determina las características del modo fundamental de ondas Rayleigh en registros de alta frecuencia (>5 Hz).

- **Curva de dispersión**

Es un gráfico cruzado en el que generalmente se tienen velocidad de fase contra frecuencia (como se muestra en la figura 2.9), que análisis de ondas superficiales, usualmente representan el modo fundamental de la onda Rayleigh. Esta relación puede ser establecida por el cálculo de la velocidad de fase a partir de la pendiente de los trenes de onda en registros de barrido de frecuencia (Park *et al.*, 1999).

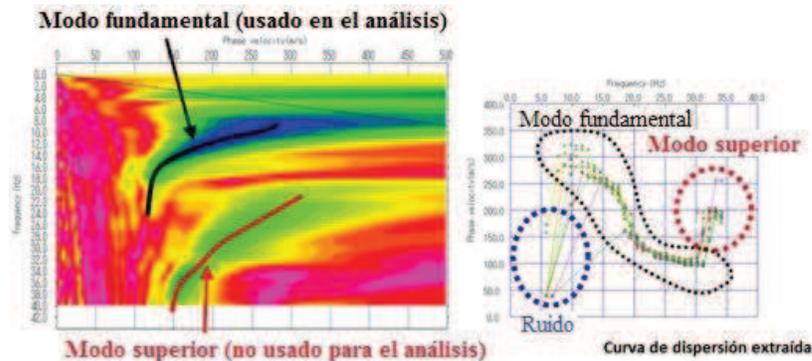


Figura 2.9: A la izquierda el espectro en el dominio de la frecuencia y velocidad de fase de un registro multicanal. A la derecha la curva de dispersión extraída. Tomado de Hayashi (2003)

- **Inversión**

Es un método a través del cual se modela una sección del subsuelo usando un proceso iterativo establecido por el modelador (como se muestra en la figura 2.10), que requiere de un modelo inicial o teórico como entrada, con datos de propiedades de subsuelo y a partir del cual se calcula la diferencia con el modelo observado (obtenido de las mediciones), modificando en cada iteración el modelo calculado hasta lograr el mejor ajuste de éste al modelo observado (en el que el error es más cercano a cero). En el caso de los MASW, los modelos iniciales están compuestos por espesores de capas y velocidades de onda S, de los que esta última es modificada en cada iteración, mientras que los otros parámetros permanecen inalterados (Xia *et al.*, 1999).

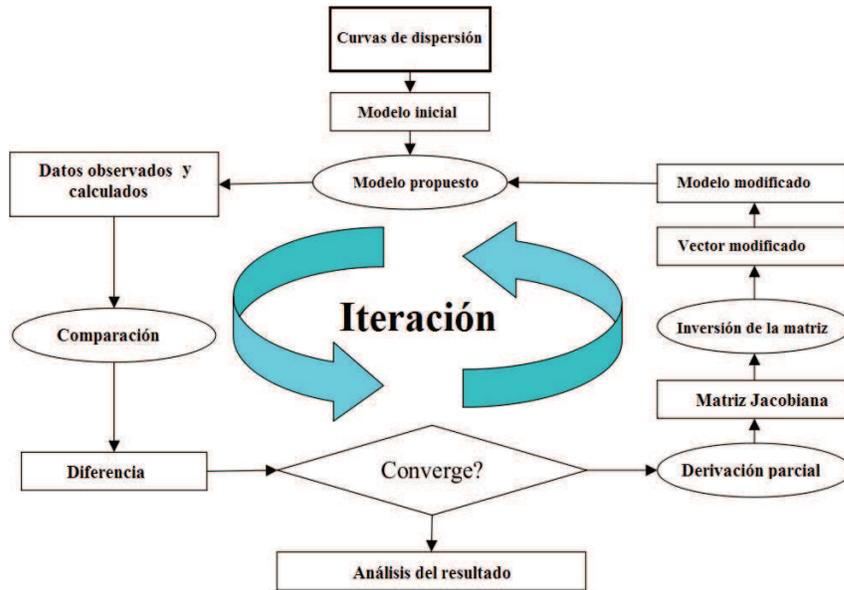


Figura 2.10: diagrama descriptivo del proceso de inversión en el análisis multicanal de ondas superficiales. Tomado de Hayashi (2003)

- **Método de mínimos cuadrados (LSM)**

Propuesto por primera vez por Gauss en 1795, como solución de menor error a un problema estrictamente sobredeterminado, para sistemas de ecuaciones inconsistentes. El método consiste en buscar la solución con el “mejor ajuste” (best fit), cuyo criterio es que la suma de las diferencias elevadas al cuadrado (para evitar la cancelación entre diferencias positivas y negativas) entre el valor observado y el valor calculado sean mínimas (Telford, 1990).

### 2.3.- Generalidades sobre adquisición sísmica

- **Sísmica multicomponente**

Se refiere a los estudios de sísmica en los que la grabación de los registros se realiza en tres componentes ortogonales, para poder apreciar las ondas convertidas. Usualmente consta de dos componentes horizontales en la que se registran las ondas convertidas  $Sh$  y  $Sv$ , y una vertical en la que se registra la onda  $P$ , a través de geófonos triaxiales.

- **Geófono**

Es un instrumento usado para transformar la energía mecánica producida por las vibraciones del suelo en señales eléctricas, y que ordinariamente tiene una única frecuencia mecánica de vibración natural. La mayoría de los geófonos terrestres son de tipo bobina móvil suspendida; de esta manera, ante la ocurrencia de una onda sísmica, ésta mueve la carcasa y el imán pero la

bobina se mantiene relativamente estacionaria debido a su inercia. El movimiento relativo del campo magnético con respecto a la bobina genera voltaje a través del embobinado, y este voltaje es proporcional a las vibraciones relativas de la bobina con respecto al imán (cuando se encuentra por debajo de la frecuencia natural de vibración del geófono). Por debajo de la frecuencia natural de vibración, la respuesta (para velocidades constantes del movimiento del imán) es proporcional a la frecuencia y por lo tanto a la aceleración involucrada con el paso de la onda sísmica.

- **Sistemas micro-electro-mecánicos (MEMS)**

Los MEMS son sensores compuestos de una masa inercial móvil, suspendido por muelles sujetos a un marco estructural envolvente (al igual que los geófonos). Diseñado para operar por debajo de su frecuencia de resonancia (la cual fue diseñada en el rango de los kHz, fuera de la banda sísmica), el sensor se comporta como un acelerómetro, a diferencia de los sensores de bobinas móviles (geófonos), que por razones mecánicas (tamaño, peso, costo, entre otras) están diseñados para tener su frecuencia de resonancia debajo de la banda sísmica (4.5 y 10 Hz, por ejemplo) como se muestra en la figura 2.11.

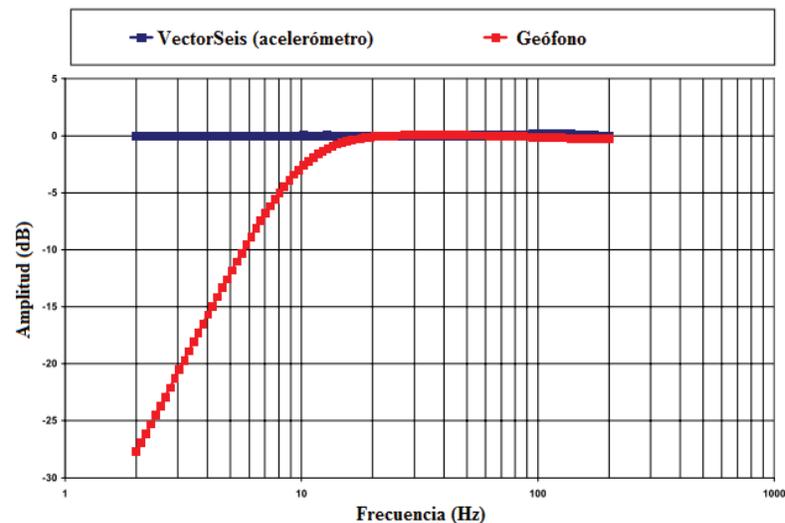


Figura 2.11. Respuesta en frecuencia de los acelerómetros MEMS y de geófonos de 10 Hz; la restricción a los 2 Hz es debida a la limitación de la mesa de vibración usado para las mediciones

(Tomada de Tessman *et al.*, 2001)

## 2.4.- Geoestadística

### • Métodos de interpolación

La interpolación en dimensiones espaciales, según el diccionario enciclopédico de la SEG, es un método de asignación de valores de alguna propiedad en lugares donde no se tienen valores entre mediciones de lugares vecinos partiendo de su ubicación respecto a éstas.

Entre algunos de los métodos de interpolación más comunes tenemos:

#### ◦ Método de vecino más cercano

Dada una malla con puntos dentro de ella, cuyas coordenadas y valor de propiedad son conocidas, consiste en copiar el valor exacto de la propiedad del punto más cercano a cada nodo de la malla, usando siempre un único punto para asignar valores de propiedades. El concepto de *punto más cercano* es típicamente basado en distancias físicas  $(x, y, z)$

#### ◦ Método de media aritmética

Dada una malla con puntos dentro de ella, cuyas coordenadas y magnitud de propiedad son conocidas, consiste en asignar a cada nodo la media aritmética o promedio de un número de puntos seleccionados.

En este caso, la función de peso es la constante  $1/n$ , donde  $n$  es el número total de puntos incorporados en la estimación, como se muestra en la siguiente ecuación:

$$P_0 = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n P_i ;$$

#### ◦ Método de interpolación lineal

Como se muestra en la figura 2.12 (en el caso unidimensional), la interpolación lineal es utilizada para calcular el valor de la propiedad de un punto desconocido que se encuentra linealmente interconectado a otros dos con valores de propiedad conocida, de acuerdo a la ecuación

$$P_0 = P_1 \times \frac{d_2}{(d_1 + d_2)} + P_2 \times \frac{d_1}{(d_1 + d_2)} ;$$

donde  $P_n$  son los valores de la propiedad a los lados del punto desconocido, y  $dn$  son las distancias hasta el punto desconocido



Figura 2.12: configuración usual y parámetros utilizados para la interpolación lineal unidimensional

Este método es también comúnmente usado en objetos que poseen conectividad bidimensional, como las superficies. En estos casos, los puntos con valor de propiedad conocida son triangulados para obtener los valores de la propiedad en el punto desconocido, es decir, en cada punto sin valor, se interpola linealmente con tres vértices con magnitud conocida de un triángulo que encierra a dicho punto, como se muestra en la figura 2.13

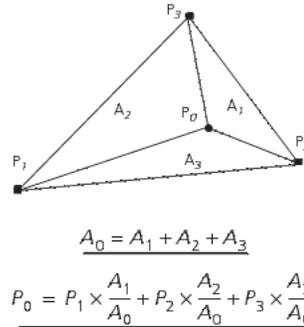


Figura 2.13: usual configuración, parámetros y ecuación utilizados para la interpolación lineal bidimensional

◦ **Método inverso a la distancia**

En este método, la función peso de cada punto es inversamente proporcional a la distancia, o a alguna función exponencial de la distancia entre los puntos de valor de propiedad conocido y los de valor desconocido. En otras palabras, mientras más lejos se encuentra el punto, menor es la influencia de éste en la estimación del valor desconocido de la propiedad. Viene dado según la ecuación

$$P_0 = \frac{\sum_{i=1}^n \left( \frac{P_i}{(d_i)^m} \right)}{\sum_{i=1}^n \left( \frac{1}{(d_i)^m} \right)}$$

Donde P es el valor de la propiedad, d es la distancia entre los puntos de valores conocidos con el punto de valor desconocido, m es el grado de la función exponencial y n es el número de puntos con valores de propiedad conocida que califican.

◦ **Método Kriging**

Desarrollado por Daniel Krige en 1950, también es un método que estima estadísticamente el valor de la propiedad de acuerdo a la posición de los puntos de valores conocidos y los de valores no conocidos, pero lo que lo diferencia de los otros métodos, es que tanto en las especificaciones del rango de búsqueda como en las funciones de peso, se tiene base en los variogramas (por lo

que se puede decir que toma en cuenta las correlaciones geológicas) y el contador para la redundancia de datos.

Sin embargo, dependiendo de las consideraciones que se tengan sobre los datos, el método Kriging tiene, entre otras, las siguientes modalidades:

- Kriging simple

Éste supone que la propiedad es estacionaria, y que su media es constante a lo largo del dominio. Luego del rango de correlación, el valor estimado será igual a la media de la propiedad.

- Kriging ordinario

Éste supone que la propiedad no es estacionaria y que su media varía espacialmente. Luego del rango de correlación, el valor estimado será igual a la media aritmética de los datos que se encuentren dentro del elipsoide de búsqueda.

- Kriging con modelo de tendencia

Éste supone que la propiedad no es estacionaria, y que su media varía en función de las coordenadas espaciales de la malla del volumen donde se hará la interpolación (u, v, w).

- Kriging con deriva externa

Éste supone que la propiedad no es estacionaria, y que su media varía en función de una propiedad secundaria exhaustivamente muestreada. Esta segunda variable debe variar suavemente en el espacio y debe estar presente en todas las celdas del volumen donde se hará la interpolación, sin embargo, ésta no necesariamente debe estar en las mismas unidades que la propiedad principal.

- Kriging bayesiano

Éste es una forma particular del Kriging con deriva externa, donde la segunda propiedad representa valores conocidos “*mejor supuestos*”, y en consecuencia, esta propiedad secundaria debe estar en las mismas unidades de la propiedad principal.

- Cokriging colocado

Éste utiliza una propiedad secundaria en adición a la propiedad principal para estimar los valores en las celdas no muestreadas, utilizando un coeficiente de correlación asignado entre estas dos propiedades para generar funciones de peso, y posteriormente modelar los variogramas cruzados entre las dos propiedades.

- Kriging con variación local

Éste es similar al Kriging simple, excepto que se deben especificar valores promedios locales en cada celda no muestreada.

- **Variogramas**

El diccionario de la SEG los define como una medida de la continuidad espacial de una magnitud, una representación gráfica de la diferencia entre las magnitud como una función de su separación.

Los puntos cercanos entre sí generalmente difieren en pequeñas cantidades, y de la misma manera, las diferencias incrementan a medida que los puntos están separados por largas distancias, hasta que luego de una determinada distancia (denominada rango) no hay similitudes sistemáticas, y es en este punto donde la curva deja de crecer (meseta), como se muestra en la figura 2.14 . La variabilidad del valor en el punto cero (*nugget*) permite estimar cuán ruidosa son las mediciones.

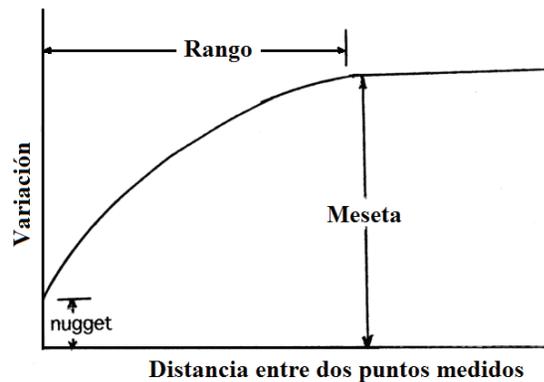


Figura 2.14: representación gráfica de un variograma con sus componentes descriptivos

Adicionalmente, los variogramas pueden variar dependiendo de la dirección en que son tomadas (variogramas anisotrópicos), como se muestra en la figura 2.15

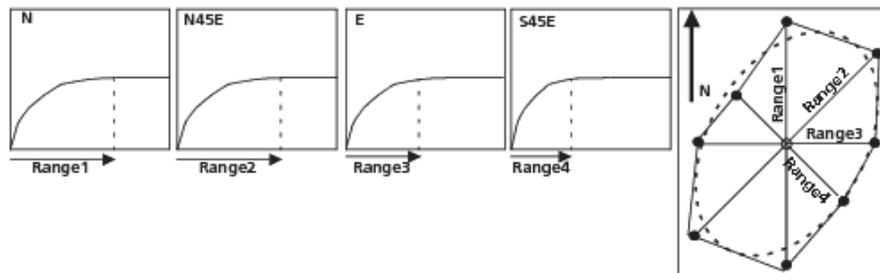


Figura 2.15: diferencia de los rangos en variogramas tomados en diferentes direcciones, y la elipse de anisotropía resultante

# CAPÍTULO III

## Marco geológico

Según muestra la figura 3.1, para el bloque Ayacucho se tienen formaciones de edad cámbricas hacia la base, Carrizal y Hato Viejo, y suprayacente, discordantemente se tienen las formaciones terciarias de Merecure (Oligoceno superior-Mioceno inferior), Oficina (Mioceno), Freites (Mioceno superior) y Las Piedras (Plioceno inferior), y más reciente, la formación Mesa, de edad pleistocénica, aunque dado el alcance del trabajo, se estudiará la geología de las formaciones terciarias y más recientes.

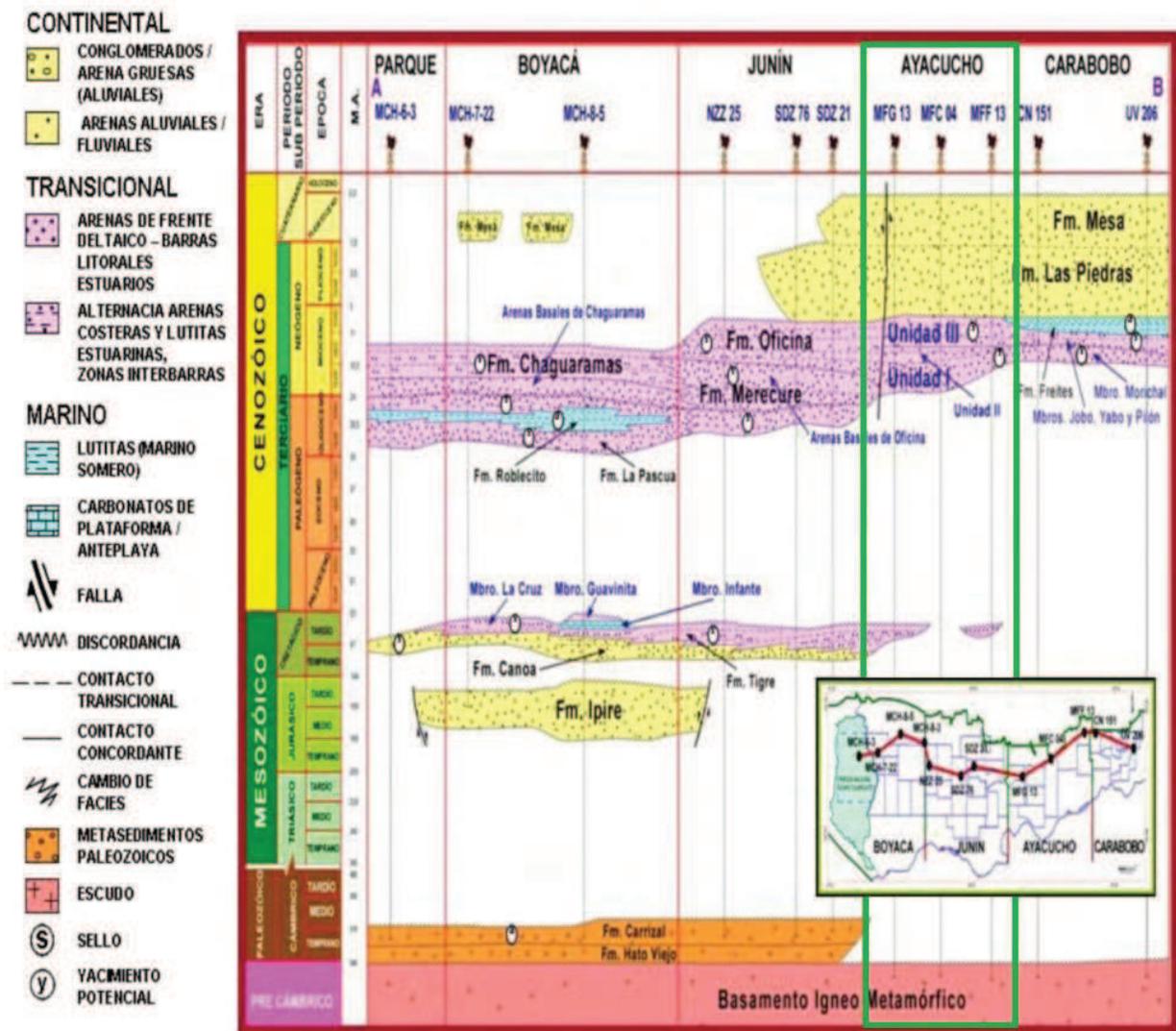


Figura 3.1: columna estratigráfica presente en los bloques de la FPO, tomado de PDVSA (2010) en Arévalo (2012)

- **Formación Merecure**

Funkhouser *et al.* (1948) establecen que la formación se compone más del 50% de areniscas mal estratificadas y muy lenticulares con estratificación cruzada, separadas por láminas e intervalos delgados de lutitas. Mencionaron también un espesor máximo de 520 m . Su expresión sísmica consiste en un reflector regional en toda la cuenca, debido al contraste acústico entre las areniscas masivas (Merecure) y la alternancia de arenisca-lutita (Oficina). Arnstein *et al.* (1985) plantean que el flanco sur de la subcuenca de Maturín, es de edad Mioceno Medio, mientras que en la región noreste, la unidad equivalente es Oligoceno, y según el léxico estratigráfico de Venezuela de 1970, la sedimentación de la formación ocurrió en aguas dulces a salobres.

- **Formación Oficina**

Hedberg *et al.* (1947) la describen como una alternancia de lutitas intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas. En general, las areniscas se hacen más abundantes, de mayor espesor y de grano más grueso hacia la base de la formación. En el área tipo, el espesor de la formación Oficina varía de 2000 a 4000 pies (Hedberg *et al.*, 1947), quienes también la consideran del Oligoceno-Mioceno, y también que la sedimentación se inicia en condiciones de aguas dulces o salobres, continuando con repetidas alternancias de ambientes marinos someros, salobres y pantanosos.

- **Formación Freites**

Hedberg *et al.* (1947) la describen como lutitas fisiles con areniscas en el tope y la base de aproximadamente 100 m, también mencionan espesores de 335 m a 610 m . Funkhouser *et al.* (1948) reportaron un espesor de 792 m en la carretera de Aragua de Barcelona. Típicamente, se presenta como un intervalo "opaco" en los perfiles sísmicos. Los datos de Sulek (1961) ubican a Freites en el Mioceno Medio, llegando posiblemente al Mioceno Tardío. En la mayor parte de la cuenca, la formación representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media. La parte superior corresponde de nuevo a ambientes de aguas llanas.

- **Formación Las Piedras**

González de Juana (1946) estableció que en la localidad tipo, consiste en areniscas de grano fino inter-laminadas con lutitas, con aproximadamente 1005 pies de espesor, el cual aumenta hacia el eje de la cuenca de Maturín, hasta un máximo probable de 1370 pies según el léxico estratigráfico de Venezuela de 1970. Hacia los flancos de la cuenca, el espesor disminuye aproximadamente a la mitad. También la colocó en el Plioceno, basado en su posición

estratigráfica discordante encima de la formación Freites, y aguas dulces a salobres (ambientes deltaicos) según Hedberg (1950).

- **Formación Mesa**

Hedberg y Pyre (1944) designaron como formación Mesa, a los sedimentos pleistocénicos en el oriente de Venezuela, que consisten de arenas de grano grueso y gravas, y con espesores muy variable, teniendo un espesor máximo de 275 m, mientras que en el estado Bolívar rara vez llega a los 20 m . Según González de Juana (1946), ésta es resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma que avanza hoy el delta del río Orinoco.

# CAPÍTULO IV

## Marco metodológico

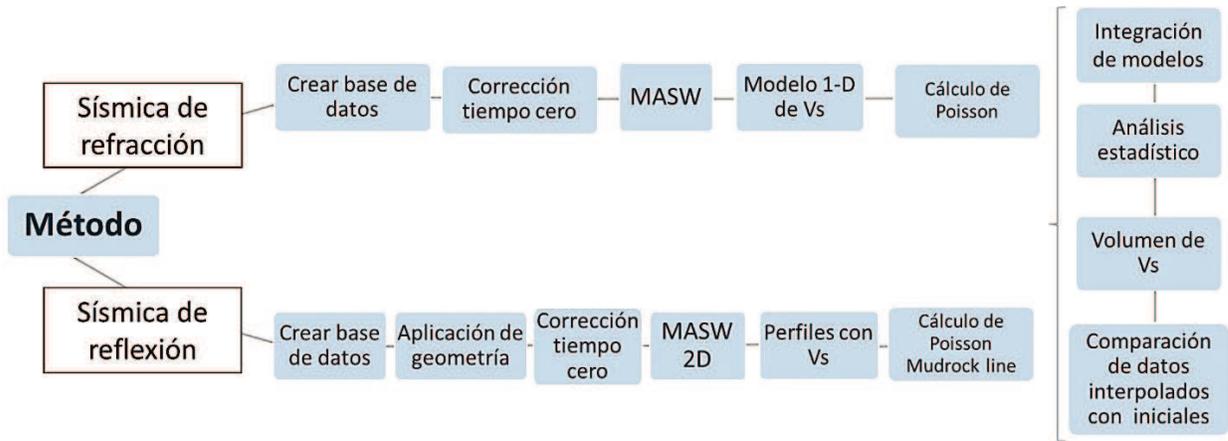


Figura 4.1: Flujo de trabajo para la elaboración del modelo 3-D de Vs

La metodología, como se muestra en la figura 4.1, fue separada de acuerdo al origen de los datos utilizados, y consistió básicamente en la preparación del *ground roll* generado en líneas o tendidos diseñados para sísmica de reflexión y para sísmica de refracción, para luego aplicarles MASW, y a partir de estos resultados, generar un volumen de velocidad de onda S por medio de la interpolación entre los modelos unidimensionales.

### 4.1 MASW para tendidos de sísmica de refracción

El análisis multicanal de las ondas superficiales hecho a los tendidos de sísmica de refracción (cuyos parámetros de adquisición se muestran en la tabla 4.1) se realizó con el propósito de modelar las primeras capas que, debido a la configuración espacial de las líneas de sísmica de reflexión (la distancia entre sus receptores) no son capaces de registrar las longitudes de ondas más cortas (altas frecuencias), y de esta manera las primeras capas se vuelven imperceptibles. Ahora bien, para el análisis se contó con 28 refracciones distribuidas regularmente sobre toda el área de estudio como se muestra en la figura 4.1, y se utilizaron los módulos *pickwin*, *surface wave analysis* y *surface wave equation wizard*, del paquete *SeisImager* para procesarlas.

Tabla 4.1: parámetros de adquisición de los tendidos de sísmica de refracción

Parámetros de adquisición	
Offset mínimo	2 m
Posición de la fuente	143 y -2 m (contradisparo y disparo)
Número de canales	48
Dist. entre canales	3 m
Período de grabación	500 ms
Intervalo de muestreo	0.125 ms
Tipo de receptor	Geófono
Tipo de fuente	150 g de explosivo a 1.5 m

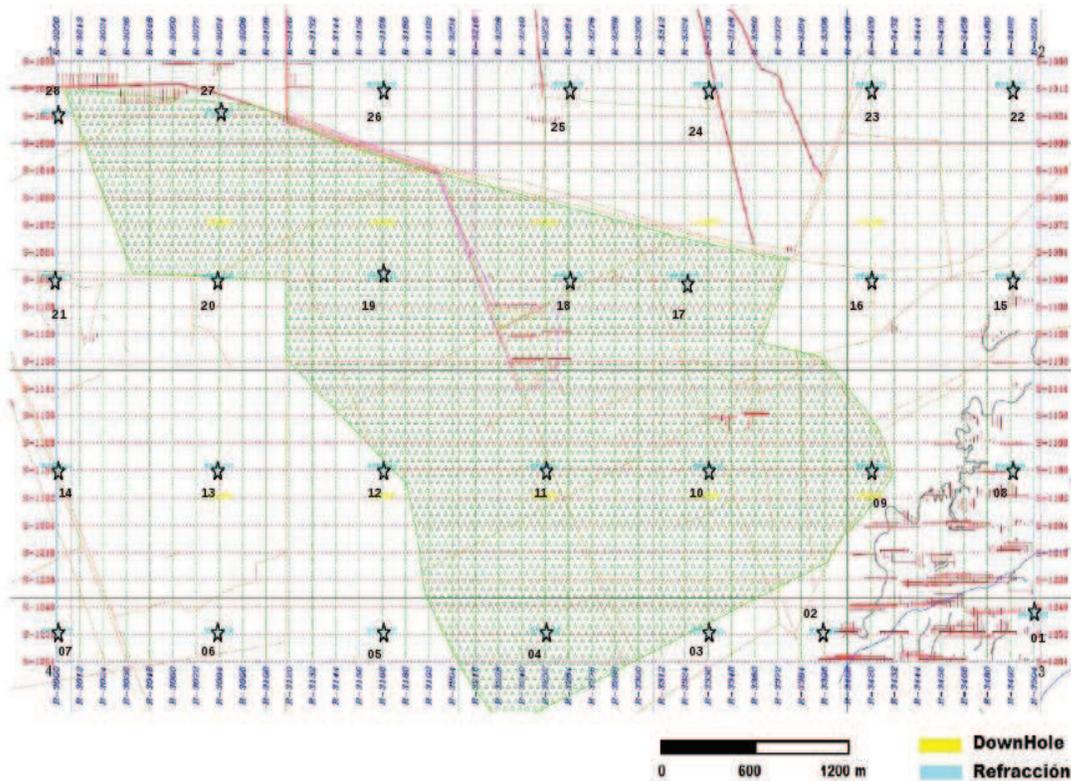


Figura 4.2: ubicación de las refracciones sobre el área de grabación del proyecto de sísmica de reflexión

En cada refracción se tuvieron dos archivos grabados, correspondientes al disparo y al contradisparo como muestra la figura 4.3, a los cuales se les aplicó la transformada  $c-f$  y se realizó la selección del modo fundamental de la onda Rayleigh como se muestra en la figura 4.4 mediante la sucesión de puntos. Una vez construidas las curvas, a cada una se les realizó un tratamiento basado en el establecimiento de una banda de paso de frecuencias y en la supresión de valores de baja confiabilidad (que está ligada directamente a la amplitud del espectro en los puntos utilizados para hacer la sucesión del modo fundamental), y posteriormente, ambas fueron

solapadas y promediadas para generar una curva de dispersión robustecida, como muestra la figura 4.5, con un rango de frecuencias ampliado y velocidades de fase ajustadas a la media entre éstas.

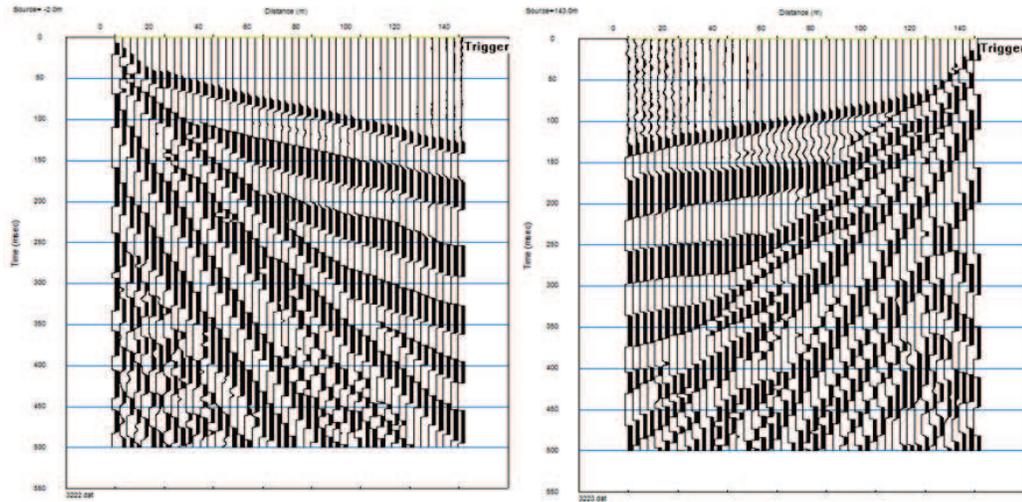


Figura 4.3: ejemplo de registros de disparo y contradisparo obtenidos con los tendidos de sismica de refracción en el área de proyecto

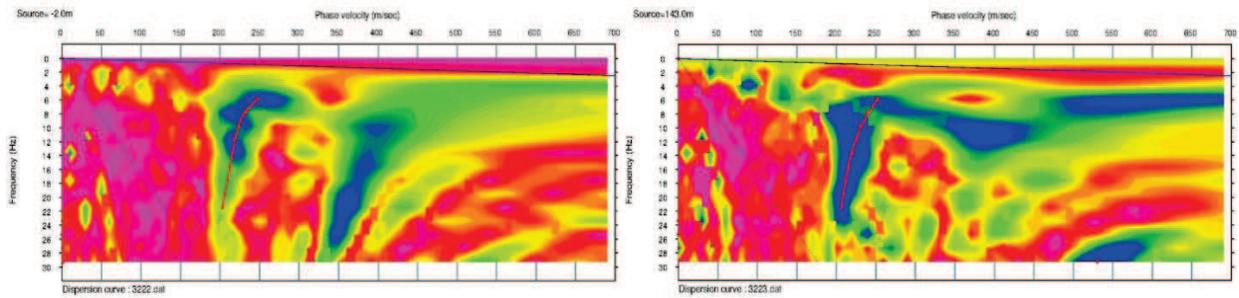


Figura 4.4: espectros  $c-f$  de cada registro anterior respectivamente. Las curvas de dispersión tipo extraídas son mostradas en forma de sucesión de puntos rojos en la zona de mayor amplitud (color azul)

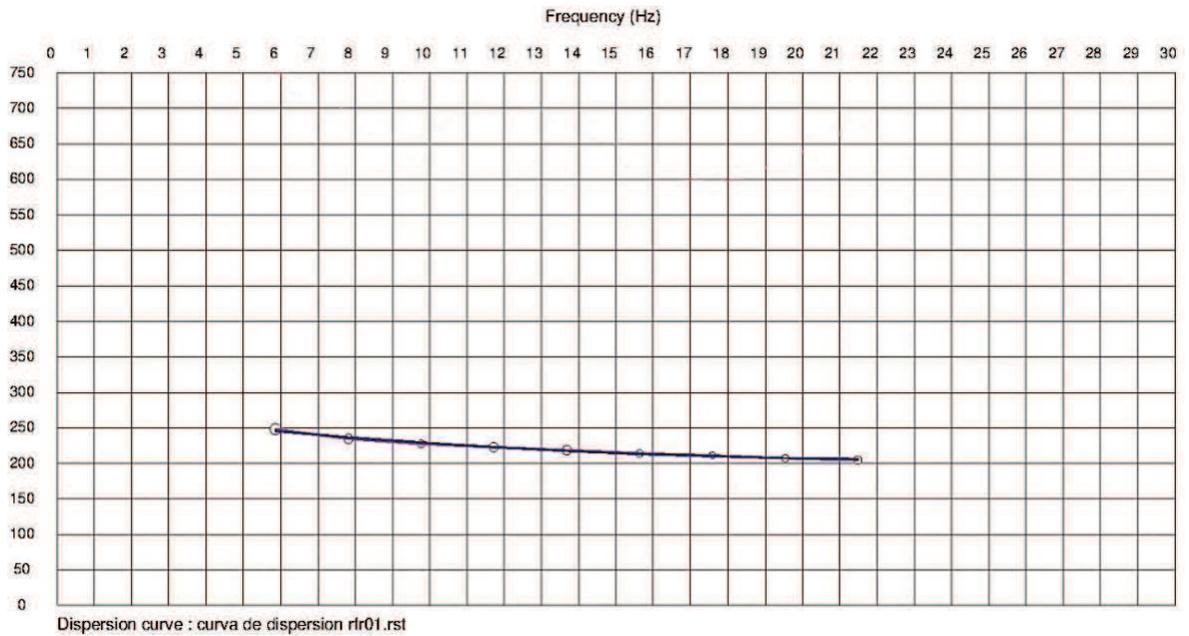


Figura 4.5: curva de dispersión representativa de del tendido de sísmica de refracción (en azul) obtenida luego de promediar las extraídas de los espectros del disparo y contradisparo.

Una vez tratada la curva de dispersión, dado que con este método se utilizó modelado inverso, se creó un modelo inicial de velocidades, cuyo parámetro fundamental fue el espesor de capas, según lo expuesto por Xia *et al.* (1999), y los cuales fueron obtenidos del procesamiento de primeras llegadas de onda P en los mismos registros.

Luego se procedió a realizar inversión, iterando sobre el modelo inicial utilizando el método de optimización de mínimos cuadrados para obtener el modelo unidimensional de velocidad de onda S mejor ajustado para cada curva de dispersión, como el mostrado en la figura 4.6, manteniendo el error cuadrático medio (*root mean square error* o RMSE) menor al 5 % de la magnitud.

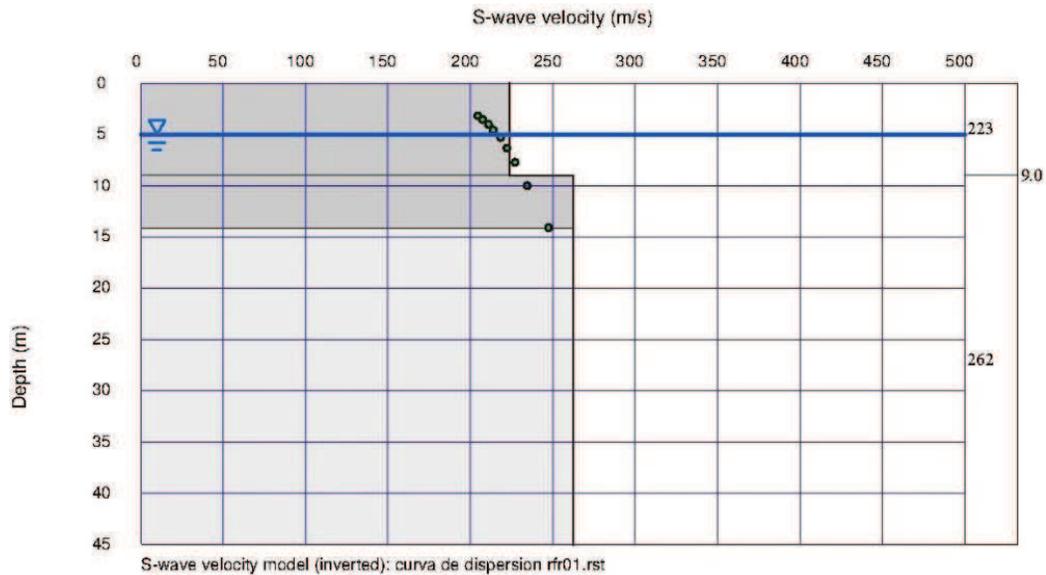


Figura 4.6: modelo unidimensional de Vs representativo del tendido de sismica de refracción, obtenido de la inversión de la curva de dispersión promediada representada por la sucesión de puntos verdes

Finalmente, como herramienta de control de calidad de las velocidades de los modelos obtenidos, se calculó el módulo dinámico de Poisson, así como la relación lineal  $V_p - V_s$  para compararla con la relación lineal establecida por Castagna *et al.* (1985) conocida como *mudrock line* para las capas saturadas ( $V_p$  mayores o iguales a 1500 m/s aproximadamente).

## 4.2 MASW para líneas receptoras de sismica de reflexión

Para el análisis multicanal de las ondas superficiales de las líneas de sismica de reflexión se siguió la metodología en dos dimensiones descrita por Hayashi y Suzuki (2004) y Mahdavi y Siahkoochi (2010), con la que se demostró la obtención de curvas de dispersión más precisas para cada CMP - *bin* y además permitió la construcción de perfiles con mayor resolución lateral. Esta metodología, fundamentalmente constó de cuatro etapas:

1. Se calcula la correlación entre cada par de trazas de cada familia de trazas agrupada por puntos de disparo (*Shot gather*) como se muestra en las figura 4.7 y 4.8 y éstas son asignadas a los puntos medios entre cada par de canales.

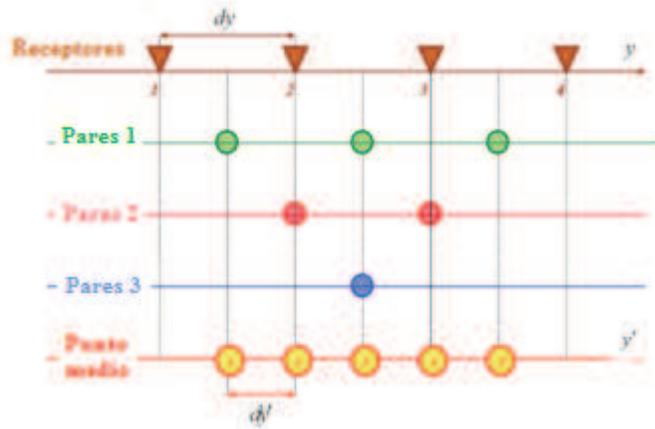


Figura 4.7: representación de los CMP (puntos de color) en los que se correlacionan las trazas, de acuerdo al espaciamiento entre canales ( $dy$ ). Tomado de Mahdavi y Siahkoochi (2010)

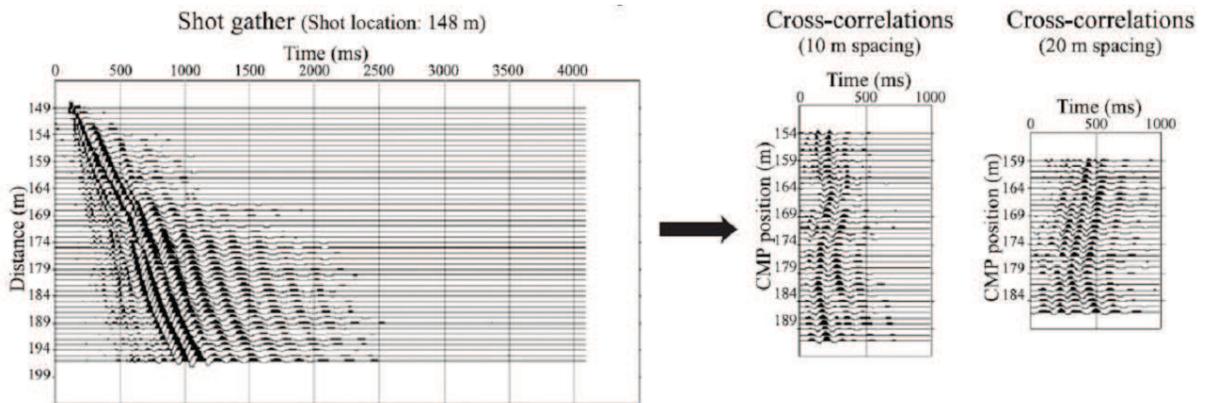


Figura 4.8: representación de las trazas correlacionadas utilizando diferentes espaciamientos entre trazas para el CMP. Tomado de Hayashi y Suzuki (2004)

2. Las trazas correlacionadas de cada par de canales en el mismo punto medio en común (que en la práctica son zonas de longitud establecida llamadas *bin*, denominados CMP - *bin*) son agrupadas en un mismo “tendido”, llamado CMPCC *gather*, donde son ordenadas de acuerdo a la distancia entre el par de trazas que se correlacionaron, como muestra la figura 4.9 y finalmente, dentro de cada uno de estos tendidos, las trazas correlacionadas que tuvieron la misma distancia entre canales correlacionados, son apiladas verticalmente en el dominio del tiempo, pasando entonces al dominio del punto medio en común de trazas correlacionadas (CMPCC), en el que se tendrá un CMPCC *gather* por CMP-*bin*.

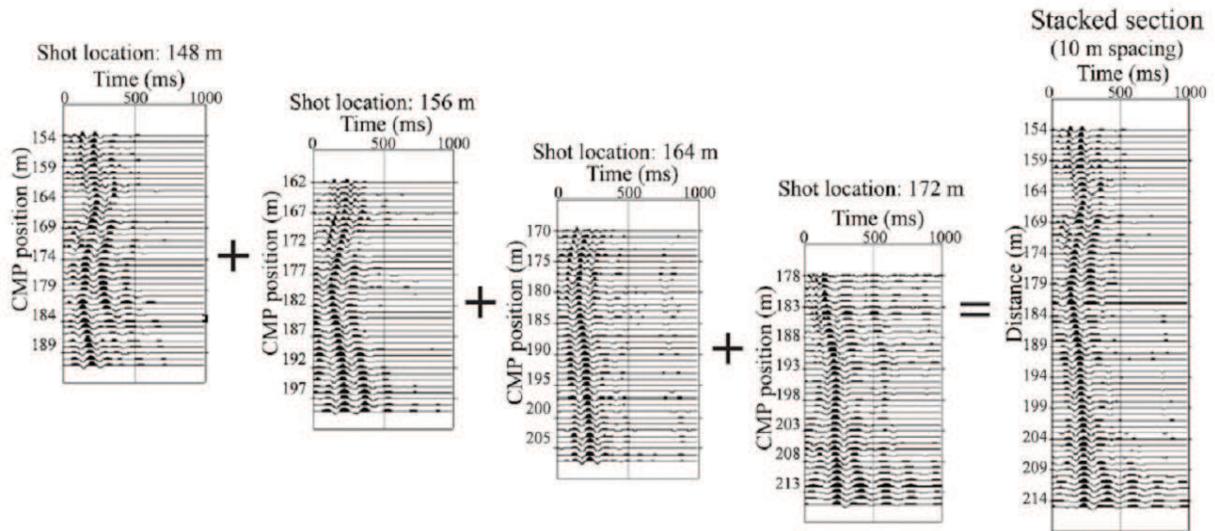


Figura 4.9: representación de las trazas correlacionadas, y finalmente ordenadas según la distancia entre trazas y apiladas en tiempo, generando un *CMPCC gather*. Tomado de Hayashi y Suzuki (2004)

3. Se aplica MASW a cada *CMPCC gather* para generar las curvas de dispersión de cada *bin*, extraídas de la selección del modo fundamental de la onda Rayleigh en los espectros  $c - f$  de cada *CMPCC gather*
4. Se realiza la inversión de dichas curvas de dispersión, partiendo de un modelo inicial de velocidades previamente propuesto.

Ahora bien, para el MASW 2D se utilizaron los módulos *pickwin*, *surface wave analysis*, *surface wave equation wizard* y *Geoplot* del paquete *SeisImager*, y se contó con 26 líneas receptoras en formato SEG Y (tomadas de forma alternada y tomando también las que coincidían con los tendidos de sísmica de refracción como se muestra en la figura 4.10), adquiridas con acelerómetros MEMS y muestreadas a una tasa de 2 ms durante 6 s, provenientes del proyecto de sísmica 3D mostrado en la figura 4.10. Además, por cada línea se utilizaron los registros grabados de los 23 disparos (uno por cada línea fuente), cuya configuración espacial de adquisición se muestra en la figura 4.11.

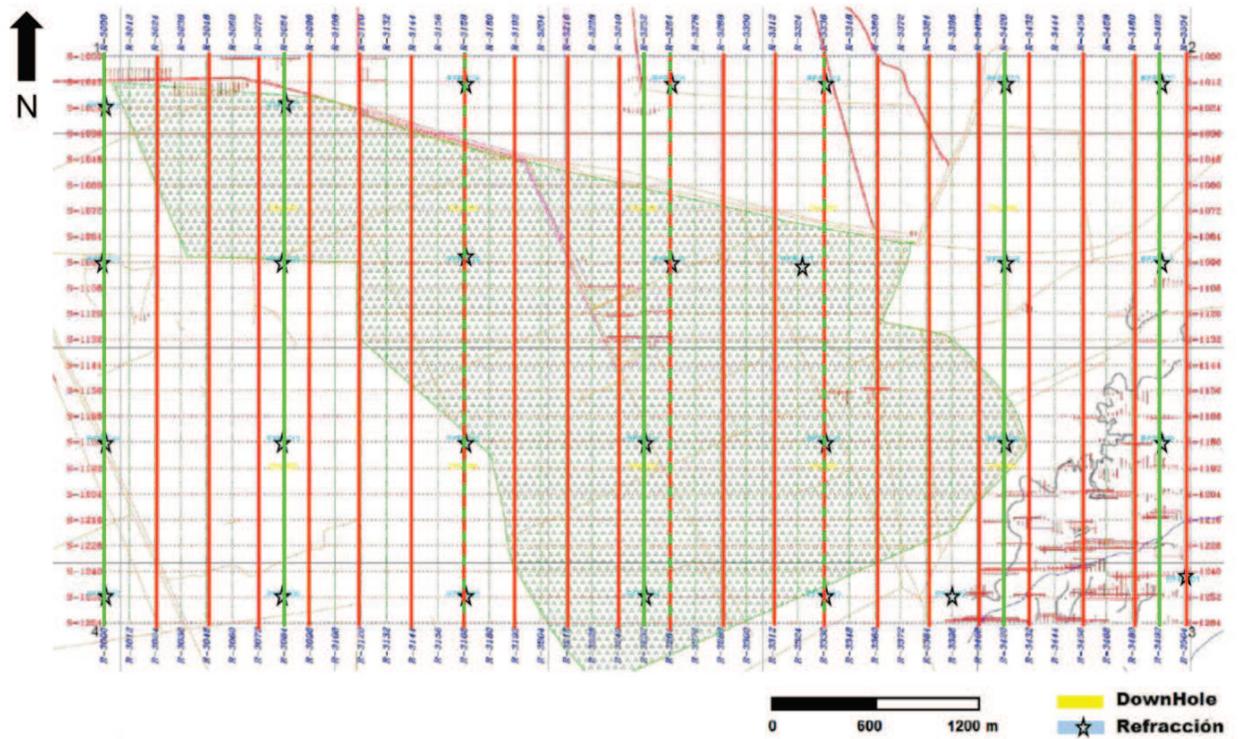


Figura 4.10: Distribución de líneas receptoras de reflexiones sísmicas (rojo) utilizadas para desarrollar el MASW CMPCC. Las líneas verdes coinciden con los modelos 1D de las refracciones

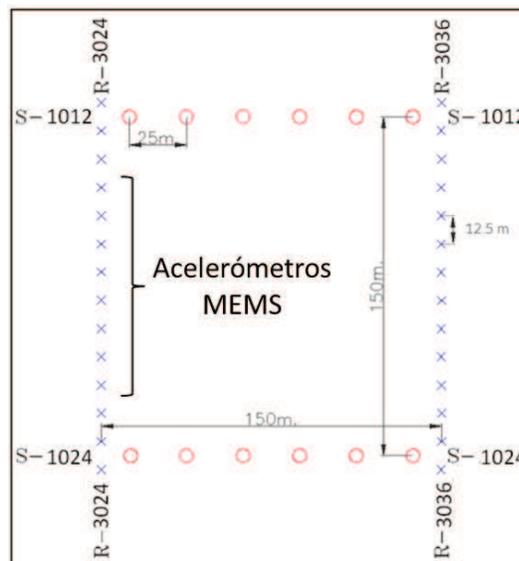


Figura 4.11: posición relativa entre canales receptores y puntos de disparo de acuerdo a la configuración del proyecto de sísmica de reflexión

Ahora bien, de manera puntual se puede establecer que el flujo seguido para cumplir con la metodología expuesta anteriormente vino dado de la siguiente manera:

1. Como estas líneas receptoras no se encontraron inicialmente en archivos individuales, sino que en cada archivo se tuvo información de un *patch* de grabación completo por cada disparo de *salvo*, es decir, como en el caso del proyecto de sismica de reflexión de donde provienen los datos se dispusieron 6 puntos de detonación por salvo, el mismo *patch* fue grabado 6 veces, una por cada disparo del salvo, por lo que fue necesario extraer la línea y disparo de interés (como se muestra en la figura 4.12) utilizando el software de procesamiento *Vista 2013*.

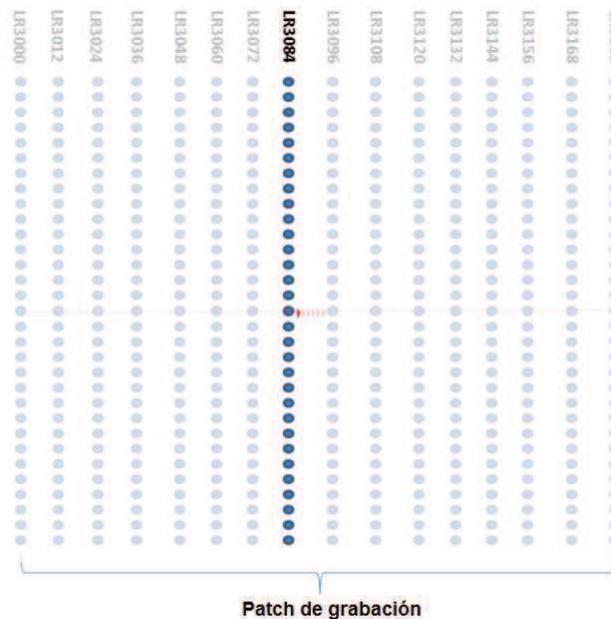


Figura 4.12: representación gráfica del contenido del archivo final luego de extraer la línea receptora y disparo de interés del resto del *patch* de grabación

2. Dado que los módulos de *SeisImager* no reconocen coordenadas reales sino coordenadas unidimensionales relativas, fue necesario calcular las coordenadas de los puntos de disparo y de cada canal, tomando como origen (0 m) el primer receptor de cada línea, cuya coordenada coincide con la línea de disparo 1000 como muestra la figura 4.13 .

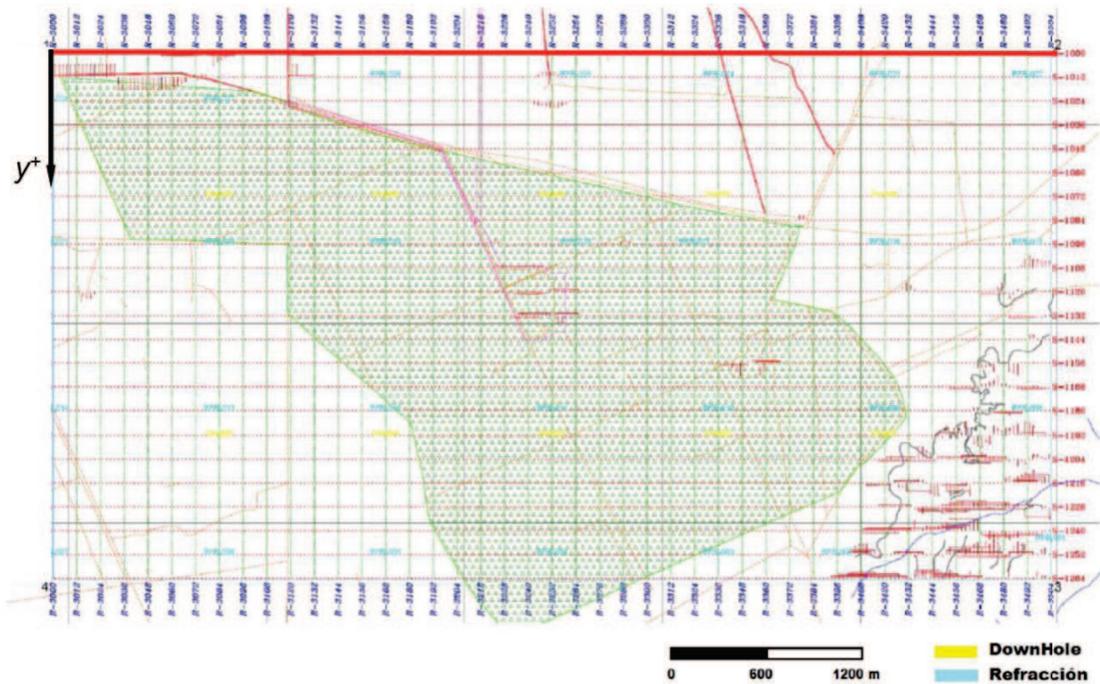


Figura 4.13: coordenada de origen o de inicio resaltada en rojo para los tendidos de sísmica de reflexión

3. Una vez separados los archivos, se procedió a realizar el MASW 2D en *SeisImager*. En el módulo *Pickwin*, se cargaron como un grupo de archivos los 23 registros pertenecientes a una misma línea receptora, y a los cuales se asignó la geometría unidimensional relativa calculada (figura 4.14).

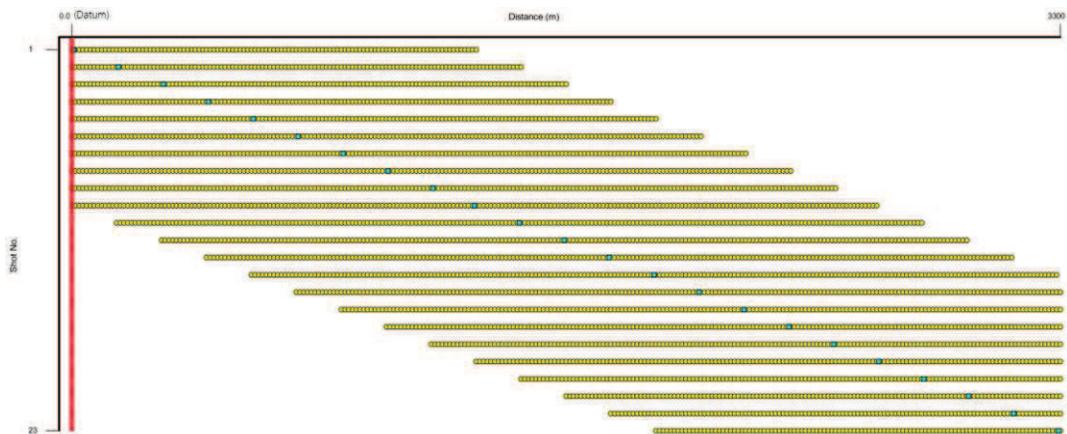


Figura 4.14: diagrama de posición relativa de todos los canales (puntos amarillos) y puntos de detonación (puntos azules) pertenecientes a una misma línea receptora con respecto al origen

4. Se calcularon los *CMPPC gather*, utilizando un tamaño de bin equivalente a la distancia entre 4 trazas (37.5 m) según lo referido por Cordsen *et al.*, (2000), y con lo cual se tuvo una cobertura máxima de 107, como muestra la figura 4.15, que representó una precisión aceptable en las curvas de dispersión, según las pruebas realizadas mostradas en el apéndice III.

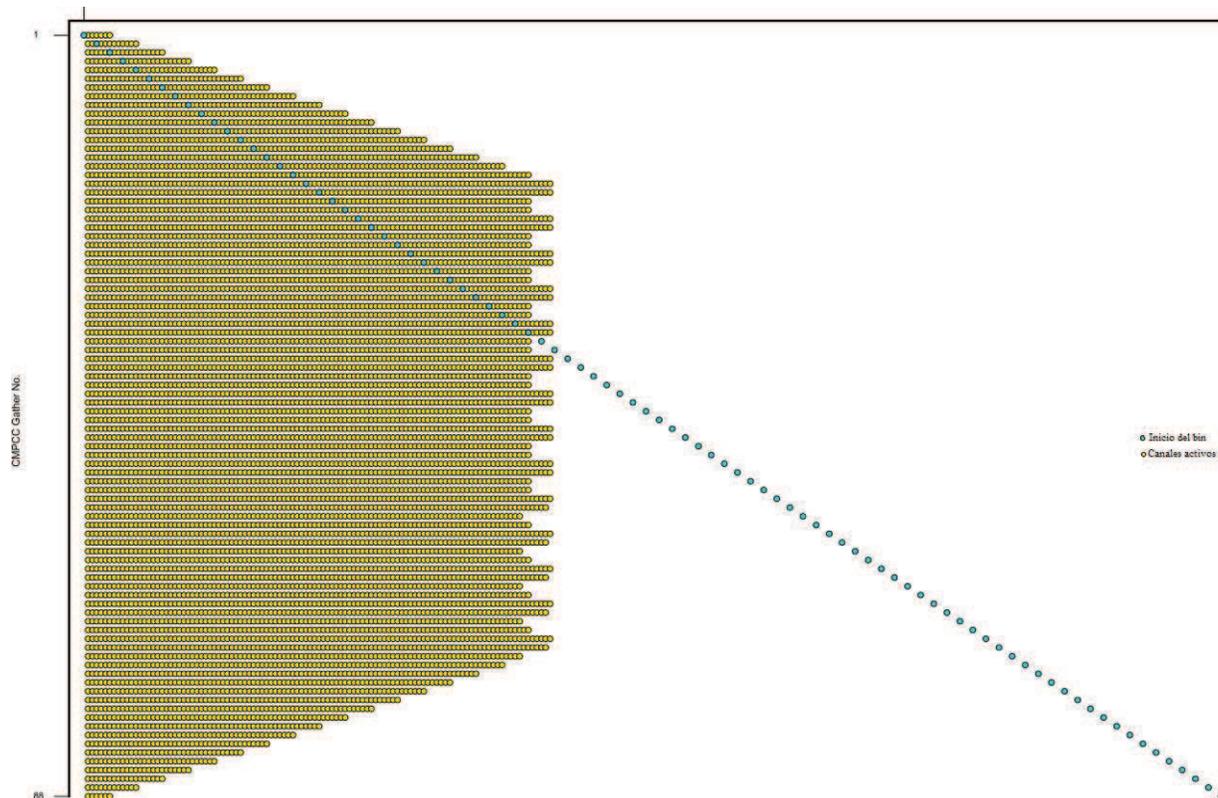


Figura 4.15: diagrama de cobertura 2D (número de puntos amarillos) para cada bin sobre la línea receptora (los puntos azules representan el inicio de cada bin)

5. Se realizó la transformada frecuencia - velocidad de fase a cada *CMPPC gather*, y de cuyos espectros se realizó la selección del modo fundamental respectivo para extraerlos conjuntamente en forma de grupo de curvas de dispersión, utilizando el módulo *surface wave equation wizard*, a las que se les realizaron procesos de tratamiento como se muestra en la figura 4.16, con el propósito de suavizar datos ruidosos; que comprendieron principalmente la supresión de los datos de baja confiabilidad (la confiabilidad es una medida relativa normalizada según la señal más fuerte de todo el conjunto de datos. La medida de mayor magnitud posible es 1 y la menor es cero o nula. Para el filtrado predeterminado en función a la confiabilidad se tomó como límite inferior, es decir, como medida mínima, 0.7 en la escala relativa, los puntos asociados a medidas menores a ésta fueron suprimidos), filtros de pasa-banda en frecuencia, con una banda de paso

entre 1.6 y 11 Hz, y finalmente suavizado entre todas las curvas (*2D smoothed*), el cual consiste en aplicar en cada punto un filtro de media que comprende a los puntos con la misma posición de las cinco curvas adyacentes.

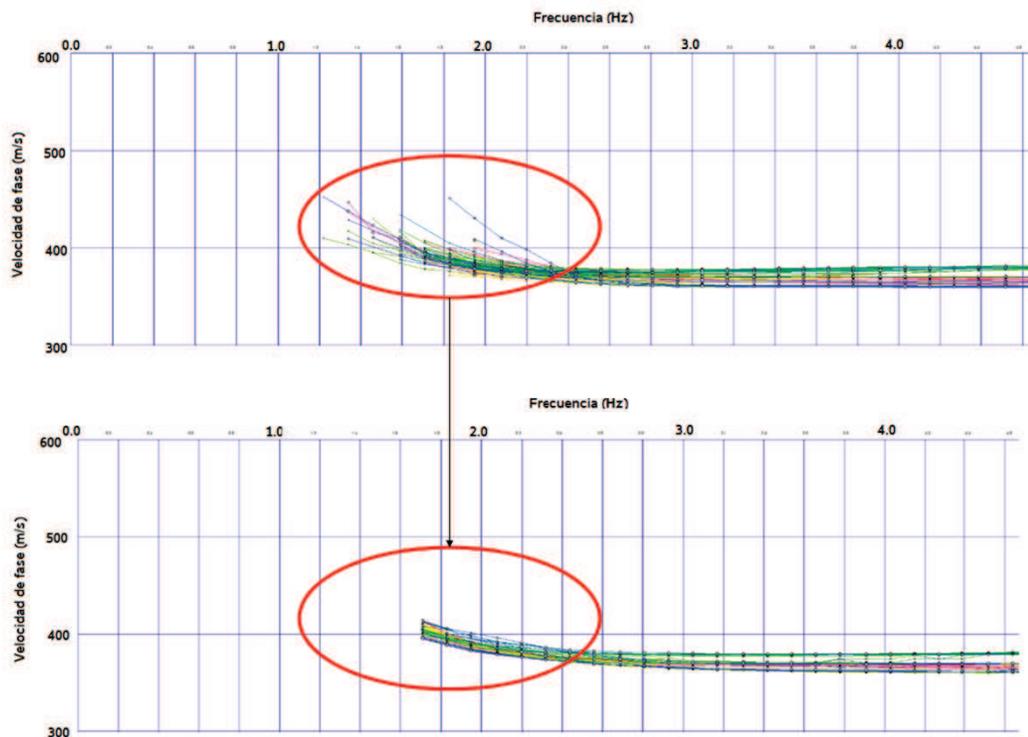


Figura 4.16: representación de las curvas inicialmente extraídas de los espectros  $c-f$  y posterior al tratamiento

6. Se generó un modelo unidimensional inicial de Vs a cada curva de dispersión, los cuales fueron obtenidos de la relación matemática empírica predeterminada en el programa, que estima los espesores con un tercio de la longitud de onda, y las velocidades iniciales de ondas de corte con 1.1 veces la velocidad de fase de la onda Rayleigh.

7. Se realizó el modelado inverso “robusto” (que modela las propiedades únicamente en los puntos donde se tienen datos registrados, en este caso, modeló hasta la mínima frecuencia obtenida en las curvas de dispersión, con la que fue determinada la máxima profundidad que alcanzó el modelo), utilizando el método de optimización de mínimos cuadrados, y también manteniendo el error cuadrático medio menor al 5 % de la magnitud de la velocidad de la onda S, obteniendo los modelos unidimensionales para cada bin, como muestra la imagen 4.17a.

8. Haciendo la interpolación de cada modelo unidimensional con un factor de regularización de 0.5 y considerando los datos de elevación del terreno, fue visualizado el perfil de velocidad de onda Sen el módulo *geoplot*, como se muestra en la figura 4.17b.

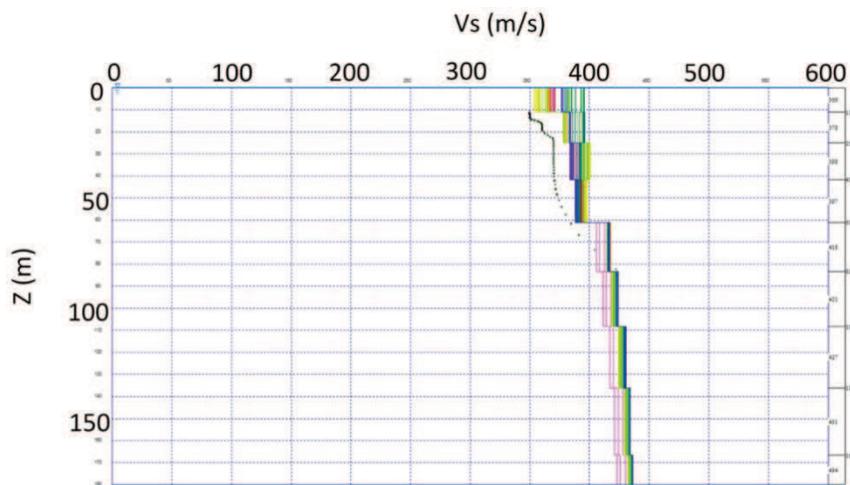


Figura 4.17a: representación de los modelos unidimensionales de velocidad de onda S para cada bin a lo largo de la línea receptora

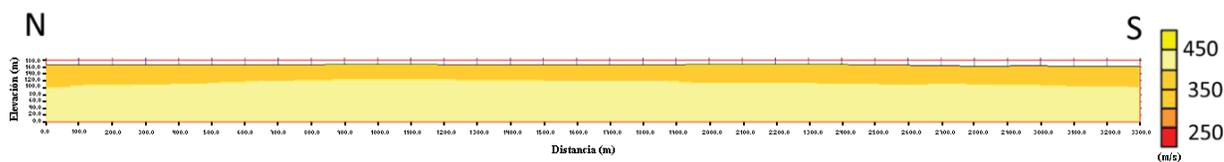


Figura 4.17b: representación del perfil de velocidades de onda S de la línea receptora anterior

9. Se cargaron los modelos de dos capas de  $V_p$  (provenientes del estudio de primeras llegadas de ondas P de los mismos registros) al modelo de  $V_s$  respectivo en el módulo *geoplot* para extraer los valores de velocidades de ondas P y S en un mismo punto, y así exportar estos datos en archivos de texto, para posteriormente usarlos en el cálculo del módulo dinámico de Poisson, utilizado como herramienta de control de calidad de las velocidades obtenidas.

10. Una vez revisados los órdenes de magnitud, se procedió a evaluar las coincidencias entre los modelos de velocidades provenientes de los datos de sismica de refracción y de los de sismica de reflexión en las zonas de solapamiento entre ambos, tomando en cuenta los parámetros de espesores y velocidades de ondas P y S, para luego complementar los modelos de velocidad como muestra la figura 4.18, en los que fueron establecidos los espesores mínimos observados en

cada modelo, la máxima profundidad alcanzada por éstos y se consideraron las velocidades de las capas más superficiales.

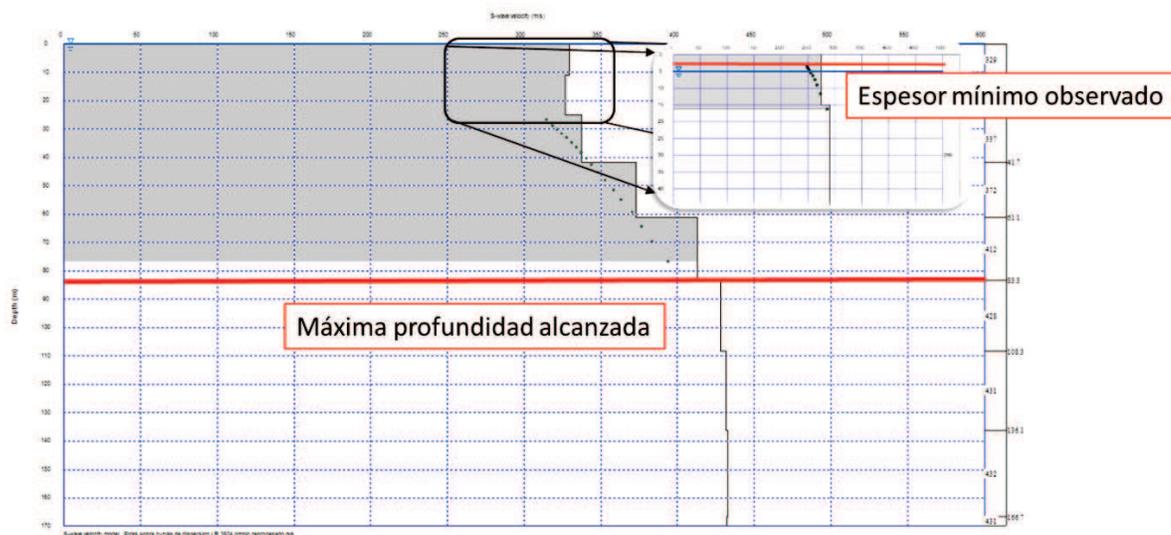


Figura 4.18: obtención de modelos complementados apilando los modelos 1D de velocidad de onda S proveniente de la sísmica de reflexión y de la sísmica de refracción en un punto de coincidencia

11. Se asignaron a los puntos medios de cada bin, en las interfases de las capas propuestas en el programa; las coordenadas X, de acuerdo a la coordenada UTM este la línea receptora respectiva, la coordenada Y sumando a la posición relativa de cada bin la coordenada UTM norte del origen descrito anteriormente (figura 4.13), y la coordenada Z, asignándole directamente el valor de elevación real (altura sobre el nivel medio del mar) extraído de la sección cruzada obtenida de *geoplot*.

### 4.3 Generación de modelo 3-D de velocidades de ondas S

Para la generación del volumen de velocidades, se trabajó con el software *Skua-Gocad* de *Paradigm*, al que se importaron los datos en forma de puntos (llamados *pointsets* en el programa), utilizando un archivo de texto como medio con coordenadas de ubicación este (x), norte (y), elevación (z) y las propiedades (Vs), a los que además se les realizó el análisis estadístico descriptivo y el estudio del comportamiento de las muestras de acuerdo a la elevación.

Ahora bien, para poder generar el volumen de velocidades se debió construir el volumen de celdas vacío (llamado *voxet* en el programa) en el que se haría la interpolación de las propiedades, para ello se tomó como tope la superficie de la topografía (figura 4.19) y como base la superficie del nivel medio del mar (elevación 0 m), delimitado lateralmente por el polígono del proyecto de sísmica de reflexión, como se muestra en la figura 4.20.

En la resolución del volumen, se asignó como unidad mínima de éste, celdas con medidas de 18.8 m de largo, 6.3 m de ancho, y 1.25 m de alto (X, Y, Z). Posteriormente las velocidades de los modelos de velocidad con los resultados de la sísmica de refracción y de reflexión fueron transferidas al volumen, asignando los valores a las celdas según el método de vecino más cercano.

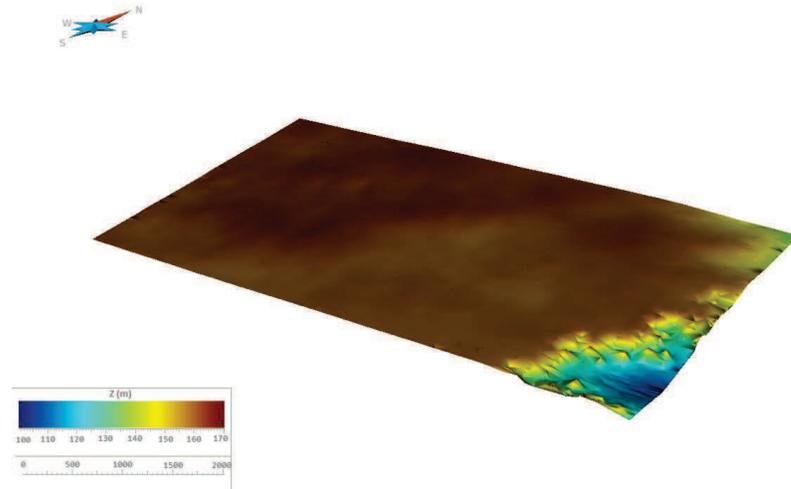


Figura 4.19: superficie de elevación topográfica del área de estudio

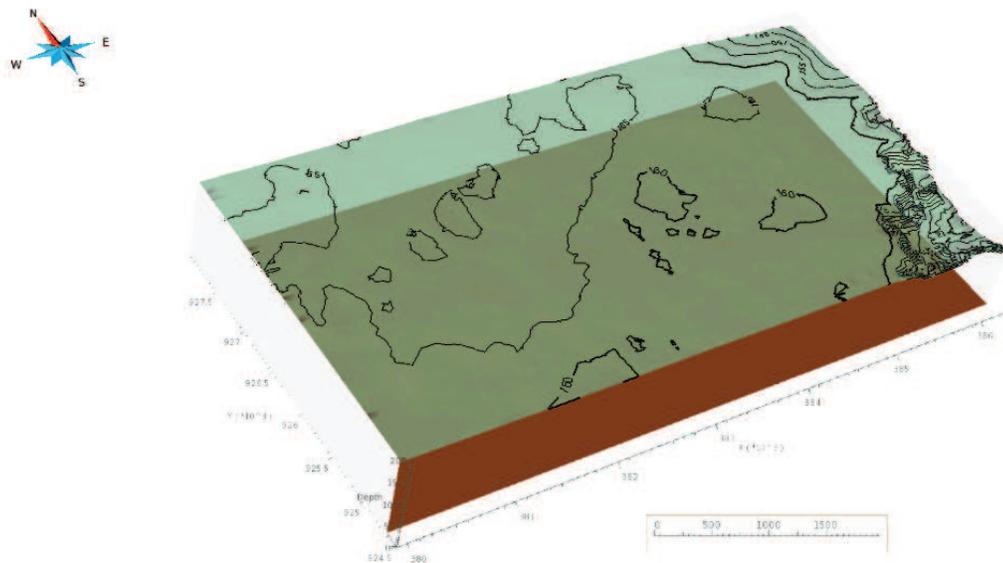


Figura 4.20: volumen de subsuelo en el que se modelaron las propiedades, con base en el nivel medio del mar y tope en la superficie topográfica

Para la interpolación, dada la distribución normal de la muestra, se procedió a propagar las velocidades mediante el método de *cokriging* con tendencia colocada (*collocated cokriging* en el programa). Para ello se obtuvo un variograma para elevaciones menores a 160 m, donde

prevalecen los puntos provenientes de la sísmica de reflexión. También se calculó la tendencia vertical de las velocidades convergida a la media para establecer la tendencia colocada de la interpolación, en el caso de los puntos con elevaciones mayores a 160 m s.n.m.m. Por otra parte, prevalecen los puntos provenientes de las refracciones, se realizó interpolación lineal debido a la baja cantidad de muestras.

Durante la interpolación de la propiedad dentro del volumen mencionado, se aplicó un coeficiente de correlación de 0.25 para la función de peso entre la propiedad obtenida con los variogramas y la tendencia colocada, es decir, 75% del peso en la magnitud dependió de la estimada por el variograma y 25% dependió de la estimada por la tendencia vertical colocada. Finalmente se aplicó un suavizado utilizando un filtro de media en ventanas con dimensiones 37.6 m en dirección este, 12.6 en dirección norte y 5 m en dirección vertical (dos celdas del volumen en dirección este, dos celdas en dirección norte y cuatro verticalmente).

Finalmente, a fin de verificar la consistencia de los resultados obtenidos, se compararon los histogramas de los datos iniciales y los interpolados, se realizó un gráfico cruzado entre éstos, y se compararon las tendencias verticales de ambos conjuntos de velocidades (velocidad en función de la elevación).

# CAPÍTULO V

## Resultados y análisis

De acuerdo a los espectros observados y a los modelos de velocidad obtenidos, y partiendo de la información del reporte de operaciones del proyecto Huyapari Térmico 11M 3D 3C, contrastan dos zonas prominentes en el área del estudio, la zona relativamente plana de las llanuras y la zona de marcadas diferencias de elevaciones identificada como *farallones* o zona de cárcavas. En cada zona se obtuvo un comportamiento distintivo, tanto en las curvas de dispersión como en los modelos (unidimensionales de la sismica de refracción y perfiles de la sismica de reflexión).

### 5.1 MASW en tendidos de sismica de refracción



Figura 5.1.1: curvas de dispersión tipo obtenidas para los tendidos de sismica de refracción en la zona de cárcavas en azul, y en la zona de llanuras en rojo

Ahora bien, de la curva de dispersión tipo (mostradas en la figura 5.1.1) se puede establecer que en general, el rango de frecuencias predominantes recuperadas para la zona de cárcavas con los tendidos de sismica de refracción está comprendido entre 6 y 22 Hz en la zona de cárcavas, y de 8 a 30 Hz en la zona de llanuras. En el caso de las velocidades de fase de las ondas Rayleigh, se observan dentro del rango comprendido entre 200 y 300 m/s en el caso de la zona de cárcavas, y de 250 a 350 m/s en el caso de la zona de llanuras. Se podría suponer que estas diferencias son atribuibles a los cambios en las propiedades elásticas del material, es decir, en la zona de llanuras

se esperarían observar sedimentos más consolidados por efectos de presión litostática y gravedad; en mientras que en la zona de cárcavas, dado el origen coluvial y aluvial de los sedimentos, no han sufrido las mismas presiones que los sedimentos anteriores, lo que se traduce en un comportamiento mecánico menos competente para transmitir la vibraciones de mayor frecuencia entre las partículas.

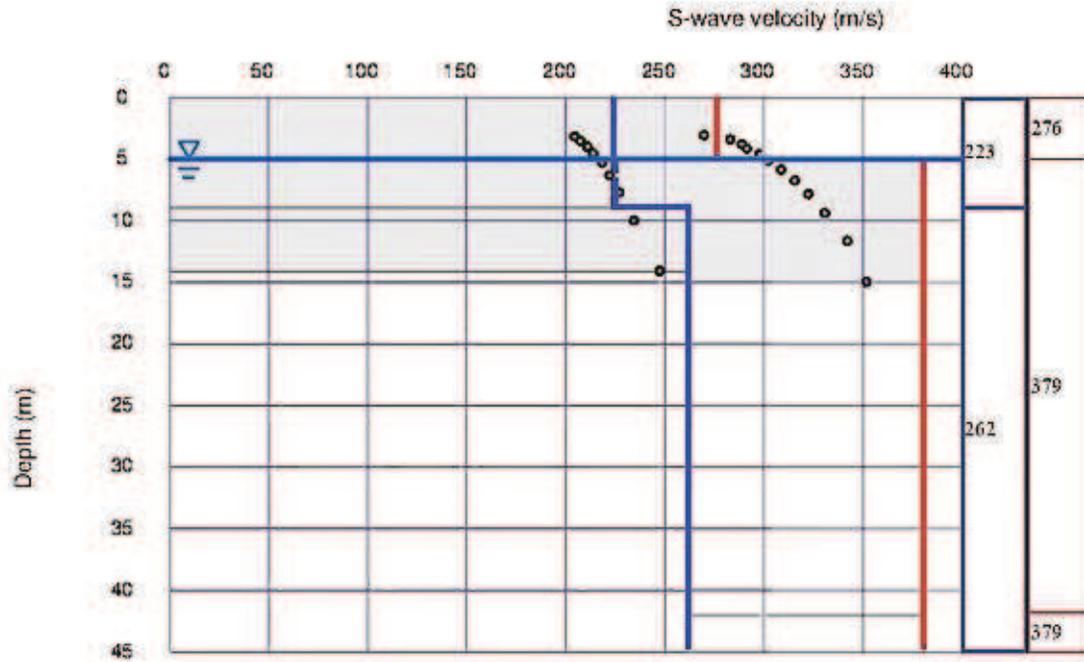


Figura 5.1.2: modelos unidimensionales de velocidad de onda S tipo, representativo de la zona de cárcavas en azul y de la zona de llanuras en rojo

En los modelos de velocidad de onda S mostrados en la figura 5.1.2 (cuyos espesores fueron extraídos directamente del modelado de velocidad de dos capas de primeras llegadas de onda P), en la zona de cárcavas se obtuvieron magnitudes de velocidad de onda S considerablemente menores que en los obtenidos en la zona de llanuras.

Los modelos de velocidad de onda S de las zonas de cárcavas mostraron velocidades de 200 a 250 m/s en la primera capa y de 260 a 300 m/s en la segunda, mientras que en la zona de llanuras se observaron velocidades de 250 a 350 m/s en la primera capa y de 300 a 410 m/s en la segunda capa, lo que representa una caída de 17 % en la magnitud de la velocidad en la primera capa y 14 % en la segunda.

Es importante destacar que en promedio, el mínimo espesor observado fue de 4 m, a partir de los cuales no se estimaron cambios verticales de velocidad, y la máxima profundidad alcanzada por éstos tendidos en general fueron de 15 m.

Tabla 5.1.1: error cuadrático medio cometido entre la curva resultante total calculada y la curva de regresión total observada durante las inversiones de las curvas de dispersión obtenidas de los datos de sísmica de refracción

	ID	RMSE (m/s)	Proporción de la magnitud
Refracciones	1	6	2%
	2	5	1%
	3	6	1.5%
	4	9	2%
	5	6	1.3%
	6	6	1.3%
	7	7	1.2%
	8	5	1.4%
	9	12	3%
	10	6	1.0%
	11	9	1.5%
	12	8	1.3%
	13	8	2%
	14	8	1.5%
	15	7	1.7%
	16	18	5.0%
	17	11	3.0%
	18	7	1.6%
	19	8	2.0%
	20	7	2.0%
	21	7	1.3%
	22	8	2.0%
	23	15	4.0%
	24	7	2.0%
	25	9.5	2.0%
	26	20	5.0%
	27	5	1.0%
	28	5	1.0%

Además, en base al error cuadrático medio (mostrado en la tabla 5.1.1) en cada tendido de sísmica de refracción, se establece que el valor mínimo de apreciación del estudio es de 10 m/s,

por lo que variaciones en las magnitudes de velocidades menores a ésta se considerarán ruido estadístico.

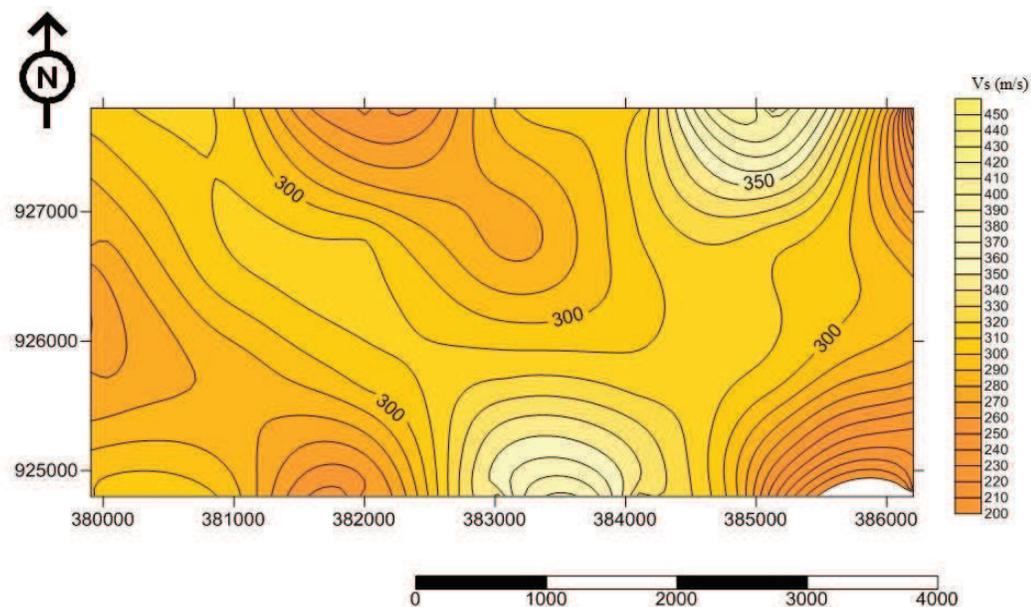


Figura 5.1.3a: mapa de velocidades para la primera capa de los modelos unidimensionales de onda S obtenida con los tendidos de sismica de refracción

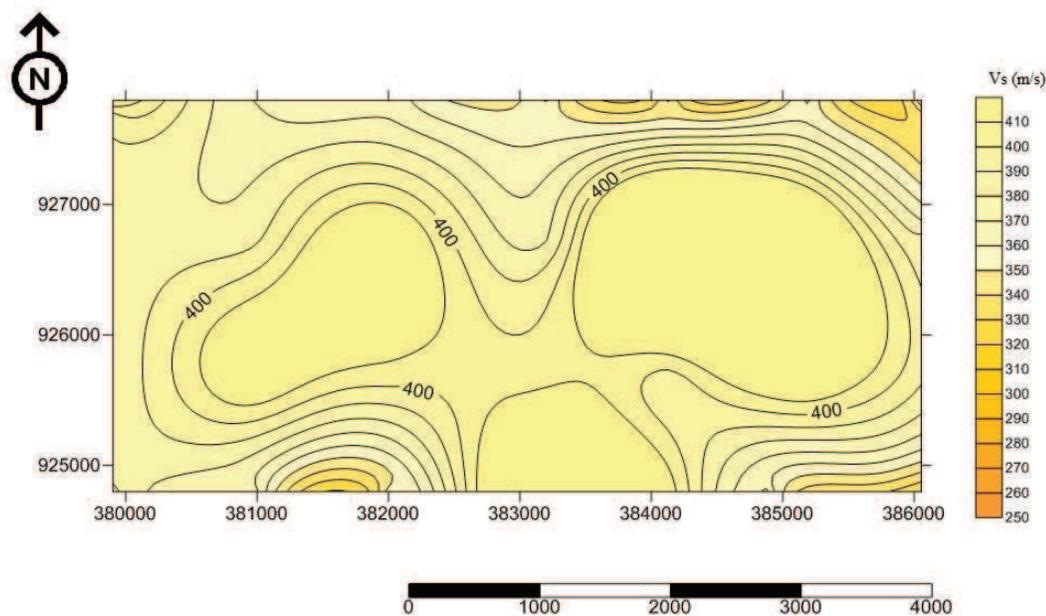


Figura 5.1.3b: mapa de velocidades para la segunda capa de los modelos unidimensionales de onda S obtenida con los tendidos de sismica de refracción

Una vez que se generaron los modelos de velocidad de onda S para todos los tendidos de refracción, se realizó la interpolación lineal entre éstos para generar mapas de velocidad de cada capa observada (como se muestra en la figura 5.1.3a y 5.1.3b), sin tomar en cuenta las elevaciones

reales de cada punto. Se puede destacar que el mapa de velocidad de la primera capa (5.13a) posee una primera zona de mayor velocidad descrita por una línea poligonal abierta que parte de las coordenadas (UTM 20N) 385000 E, 928000 N; surcando toda el área del mapa hasta el punto 383500 E, 925000 N, y que luego se extiende hasta el punto 380500 E, 928000 N aproximadamente y con anchura de cercana a 1 km, con valores máximos en los primeros dos vértices de aproximadamente 400 m/s y valores medios en el resto de las zonas de la poligonal de 320 m/s, con un gradiente relativamente suave entre los valores máximos y mínimos de 70 m/s por cada km .

La segunda capa (figura 5.13b) muestra comportamiento más regular con velocidades cercanas a 400 m/s, advirtiendo zonas de baja velocidad en la zona de cárcavas (en los bordes sureste y noreste del proyecto), y además una zona puntual de baja velocidad alrededor del punto 381500 E, 925000 N aproximadamente.

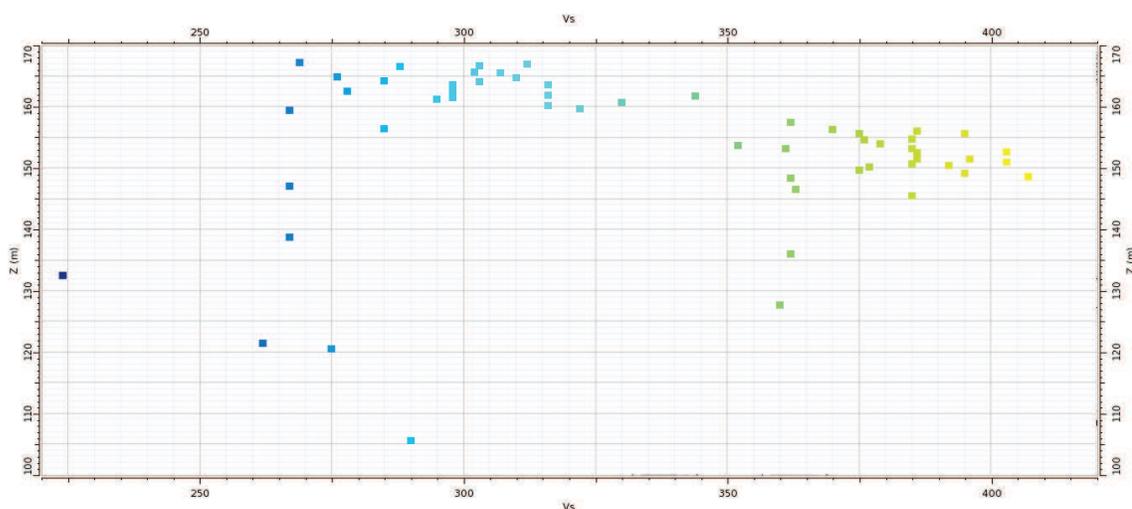


Figura 5.1.4: tendencia de la velocidad de onda de corte proveniente de los datos de sísmica de refracción con respecto a la elevación de cada interfase

Verticalmente, en la figura 5.1.4 se puede discriminar un comportamiento lineal de la velocidad de onda S en función de la elevación, a excepción de ocho valores atípicos, provenientes de las refracciones ubicadas en la zona de cárcavas (dos capas de las refracciones 1, 8, 15 y 22), evidenciados por la diferencia de elevación con respecto al resto de los puntos de mismo orden de magnitud, los cuales una vez filtrados permitieron determinar una función matemática que describió lo antes mencionado, dada a continuación:

$$V_s = 1314 - (6.16) Z \quad [\text{m/s}];(1)$$

donde Z representa la elevación.

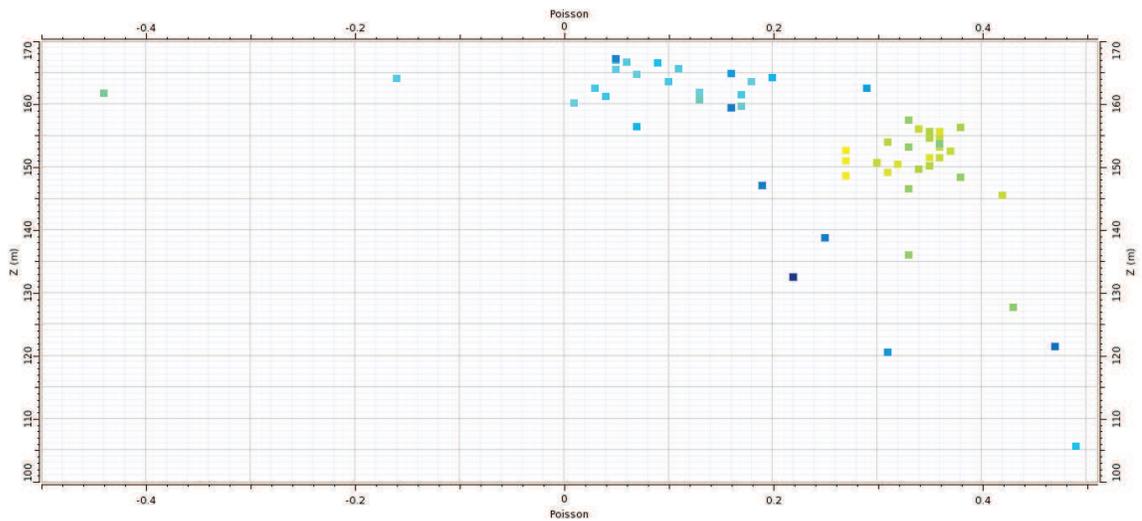


Figura 5.1.5: tendencia del módulo de Poisson en la zona de tendidos de sísmica de refracción en función de la elevación

Además, en la figura 5.1.5 muestra dos capas predominantes de acuerdo a su módulo de Poisson (dos nubes de puntos con diferentes órdenes de magnitud), la más somera alcanza aproximadamente 10 m de profundidad (156 m s.n.m.m.) en el que se tienen valores entre 0 y 0.2, e infrayacente, la segunda capa hasta aproximadamente 145 m s.n.m.m., con valores entre 0.25 y 0.4. De igual manera, se observan ocho puntos anómalos entre las cotas 150 y 100 m con módulos de Poisson inconsistentes con el resto del grupo con mismos órdenes de magnitud, y cerca de la cota 100 m se observan módulos mayores a 0.49, que hace inferir la presencia de capas totalmente saturadas de agua.

## 5.2 MASW CMPCC en tendidos de sismica de reflexión

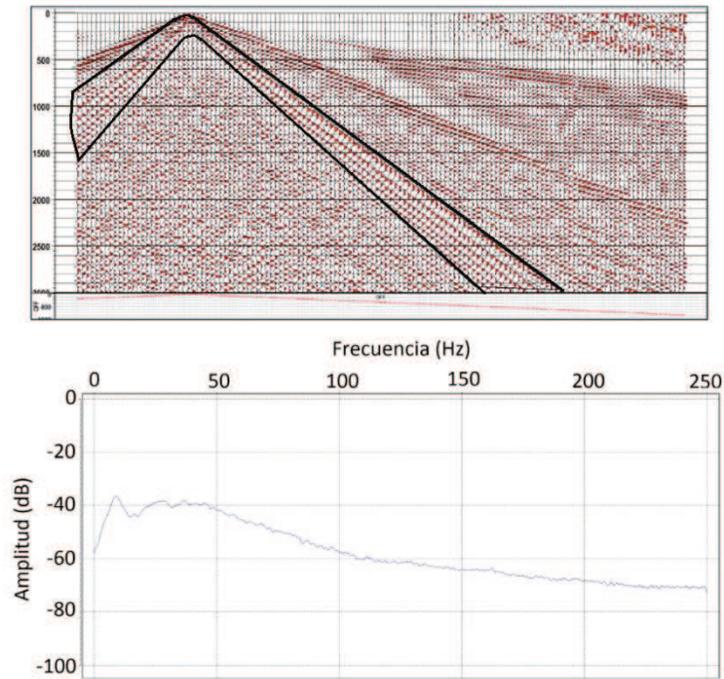


Figura 5.2.1: ejemplo de *shot gather* espectro de amplitudes del cono de ruido (encerrado dentro del polígono negro)

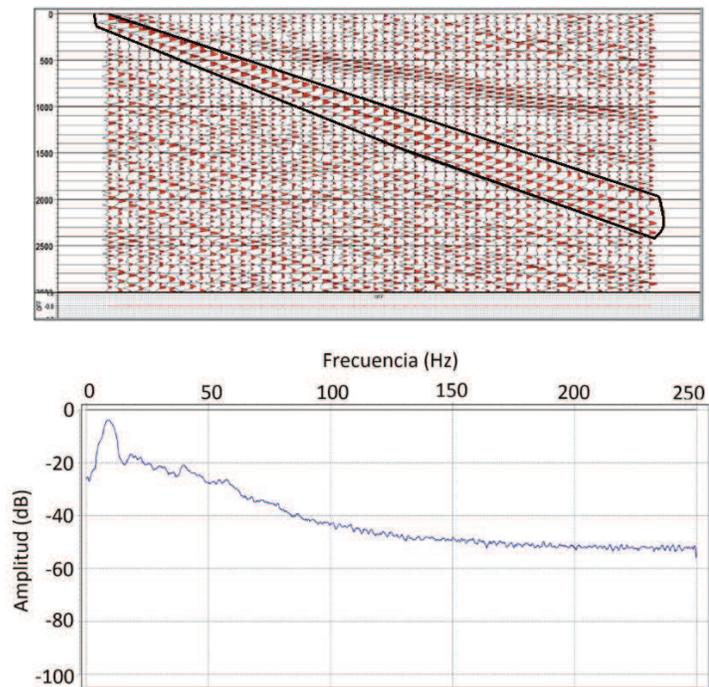


Figura 5.2.2: ejemplo de *CMPCC gather* espectro de amplitudes del cono de ruido (encerrado dentro del polígono negro)

Inicialmente, la figura 5.2.1 muestra un agrupamiento por disparo tipo (*shot gather*) al que se le extrajo el espectro de amplitudes del *ground roll*, que muestra su frecuencia dominante entre 5 y 10 Hz con aproximadamente -37 dB, y además amplitudes por encima del umbral de señales (-60dB) hasta aproximadamente 100 Hz .

Adicionalmente, de la figura 5.2.2 se muestra un CMPCC *gather* ubicada en el punto de disparo del tendido anterior, y al que también se le extrajo el espectro de frecuencia del “*ground roll*”, y del que se destaca la frecuencia dominante entre el intervalo 5 a 10 Hz pero con -4 dB y amplitudes por encima de del umbral de señales (-40 dB) hasta aproximadamente 85 Hz.

De esta manera, al comparar cualitativamente ambos espectros, se observa que al llevar los registros al dominio de la traza correlacionada en el punto medio en común entre canales, la señal del *ground roll* en frecuencias dominantes es más fácilmente diferenciable del resto, pero a cambio, el rango de amplitudes de ésta se ve reducida en frecuencia.

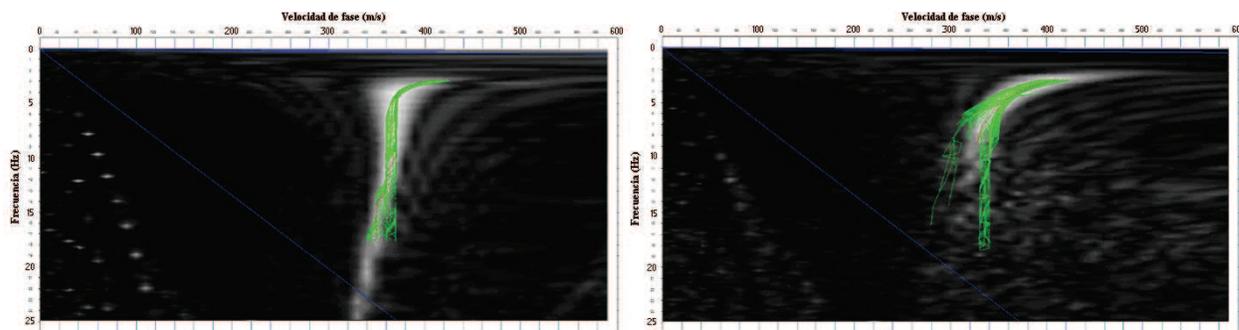


Figura 5.2.3: a la izquierda se muestra un espectro *c-f* representativo de las líneas ubicadas en la zona de llanuras, con el modo fundamental de la onda Rayleigh remarcado con curvas de líneas verdes y puntos rojos, y a la derecha el espectro representativo de la zona de cárcavas

En la figura 5.2.3 se muestra el espectro de amplitudes en el dominio de la frecuencia (eje vertical) y velocidad de fase (eje horizontal), representando con colores más claros las máximas amplitudes y en más oscuro las mínimas. De esta manera se pudo establecer que las amplificaciones de la señal luego de la transformación del dominio favoreció directamente el modo fundamental de la onda Rayleigh, por lo que fue fácilmente identificable, y en la zona de llanuras se observó hasta aproximadamente 11 Hz, mientras que en la zona de cárcavas, sólo algunos espectros lograron mostrar la continuidad a estas frecuencias, y como consecuencia, la estimación de velocidades en las primeras capas de la zona de cárcavas se mostró más limitada, y desde luego, generó mayor variabilidad en las curvas de dispersión extraídas.

Esta limitada recuperación de frecuencia se debe en parte, a las diferencias en el comportamiento mecánico antes mencionado, pero además, se sugiere que también como causal

de la diferencia de elevaciones entre la detonación y el receptor, ya que incide directamente en la longitud de onda máxima que puede percibir (figura 5.2.3).

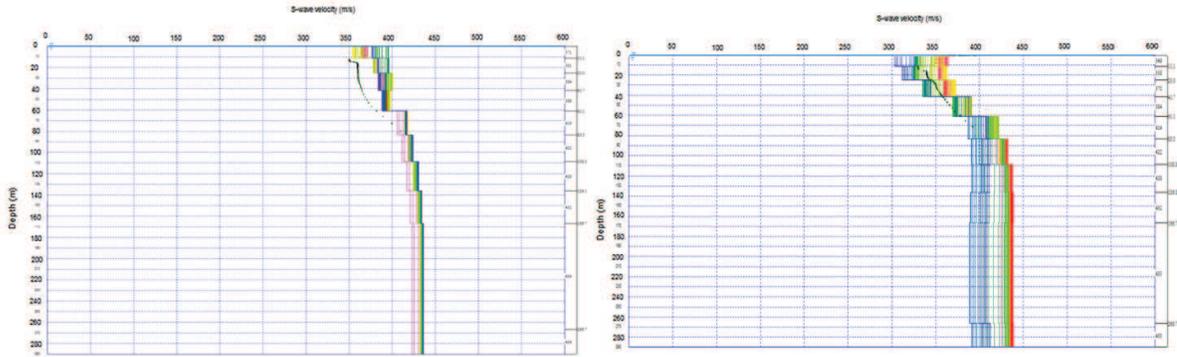


Figura 5.2.4: modelos unidimensionales de Vs de cada bin, obtenidos de la inversión de las curvas de dispersión respectivas mostradas en la figura anterior (zona de llanuras a la izquierda y de cárcavas a la derecha), con el modelo de velocidad aparente observado en las curvas de dispersión en forma de curva de puntos verdes

Posteriormente, se obtuvieron los modelos de la figura 5.2.4, en los que a primera vista resaltan la alta variabilidad de velocidades de ondas de corte de sus primeras capas debido a la falta de información en dichas frecuencias, evidenciado por el modelo de velocidad aparente de velocidad de fase, caso similar con las zonas por debajo de los 80 m de elevación. Esta limitación está directamente vinculada a la banda de frecuencia observada en las curvas de dispersión, por lo que de allí se establece la ventana de confiabilidad de los perfiles generados con los registros de sísmica de reflexión.

Ahora bien, dentro de ésta ventana, se podría establecer la existencia de dos capas bien definidas con diferencias en velocidad de aproximadamente 50 m/s, la primera que abarca desde aproximadamente desde los 11 m de profundidad desde la superficie hasta aproximadamente 60 m de profundidad, que en el caso de la zona de llanuras, con valores promedio entre 380 y 400 m/s aproximadamente, y la segunda capa desde los 60 a los 80 m de profundidad (de manera confiable) con velocidades entre 400 y 450 m/s, y en el caso de la zona de cárcavas, la primera capa posee velocidades entre 300 y 380, y en la segunda capa velocidades entre 380 y 450 m/s. Estas amplias variaciones de velocidades dentro de una misma línea, se deben a que éstas en su tramo más al norte se encuentran en zona de llanuras, y a medida que se acerca al borde sureste del área del proyecto, se encuentran en zonas de cárcavas, como se muestra en la figura 5.2.5.

Tabla 5.2.1: Error cuadrático medio cometido entre la curva resultante total calculada y la curva de regresión total observada durante las inversiones

	ID	RMSE (m/s)	Proporción de la magnitud
Reflexiones	3000	11	3.0%
	3024	10	2.6%
	3048	9.3	2.0%
	3072	10	2.5%
	3084	10	2.6%
	3096	13	3.0%
	3120	8	2.0%
	3144	9	2.5%
	3168	11	2.5%
	3192	9.5	2.5%
	3216	9	2.0%
	3240	10.5	2.5%
	3252	7	2.0%
	3264	9	2.5%
	3288	9	2.5%
	3312	9.5	2.5%
	3336	10	2.6%
	3360	11	2.6%
	3384	10	2.5%
	3408	7	2.0%
	3420	8	2.0%
	3432	8	2.0%
3456	8	2.0%	
3480	9	2.5%	
3492	9	2.0%	
3504	9	2.5%	

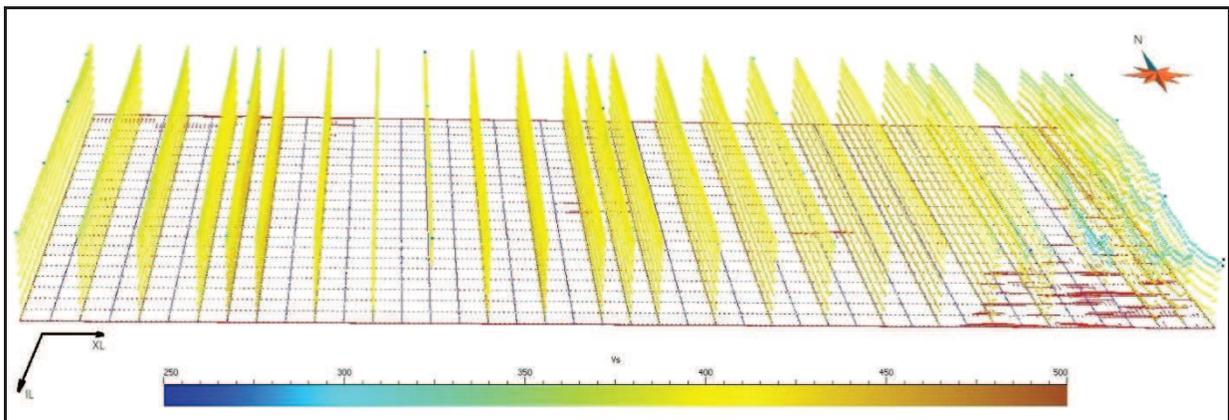


Figura 5.2.5: perfiles de velocidad de onda S en cada línea receptora utilizada para el análisis, superpuesta al área del proyecto de sísmica de reflexión

Adicionalmente, se obtuvo que la apreciación mínima de velocidad de acuerdo a la tabla 5.2.1 fue de 10 m/s, por lo que magnitudes menores a ésta fueron consideradas ruido estadístico.

Ahora bien, al observar la secuencia de líneas receptoras en la figura 5.2.5, se observan similitudes entre velocidades de líneas sucesivas, demostrando la consistencia del método de estimación de velocidades; y además el decrecimiento de la magnitud de velocidad a medida que se acerca a la zona de cárcavas demuestra la sensibilidad del método con respecto a los cambios de litologías.

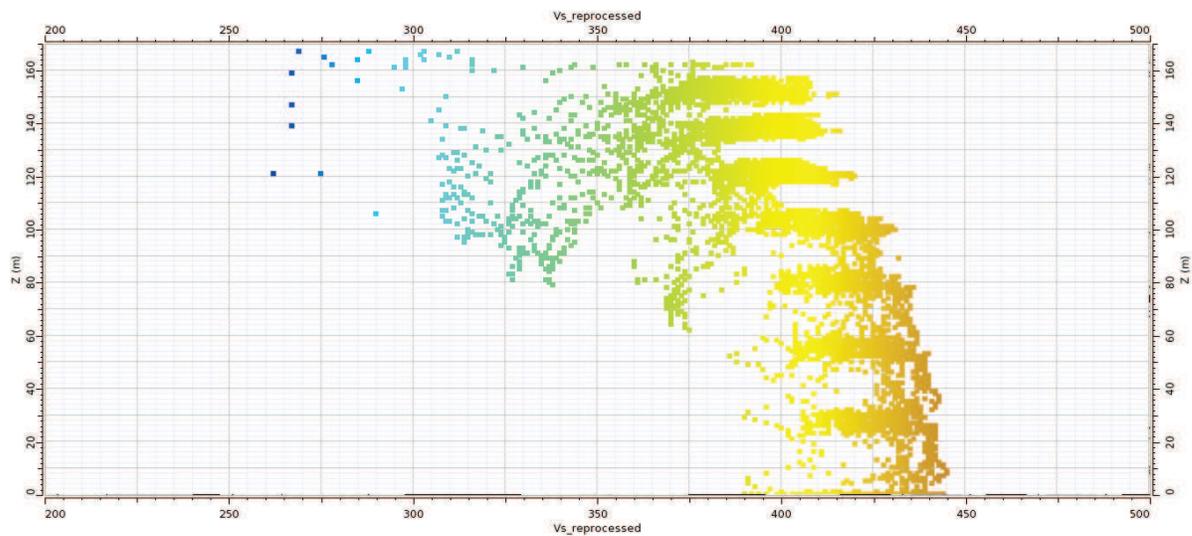


Figura 5.2.6: tendencia de la velocidad de onda de corte proveniente de la sísmica de reflexión con respecto a la elevación en metros según el MASW

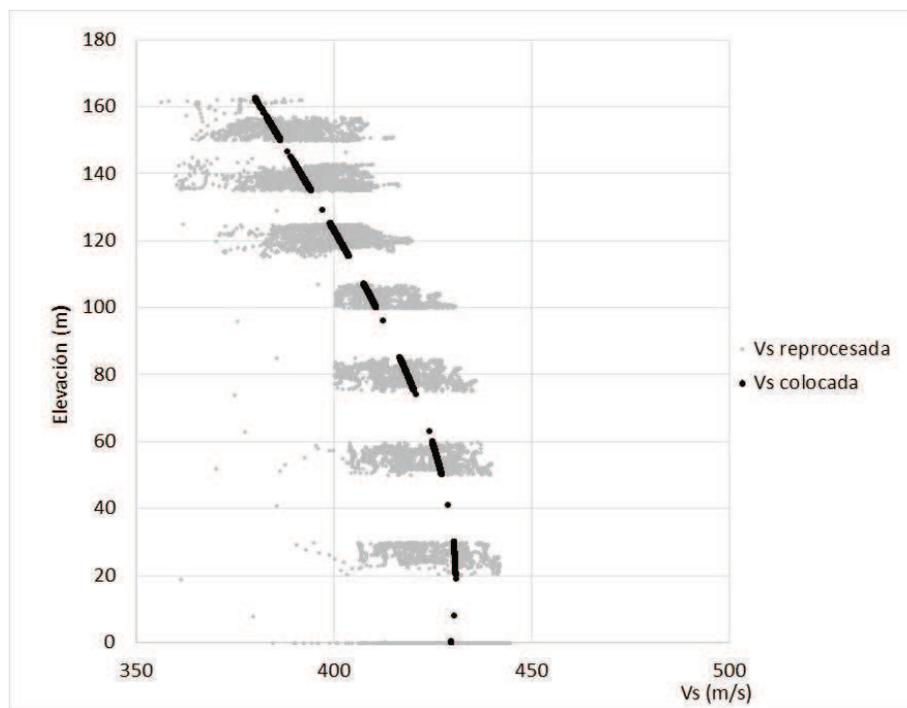


Figura 5.2.7: tendencia colocada (en color negro) de la velocidad de onda S en los tendidos de sísmica de reflexión en función de la elevación

Verticalmente, en la figura 5.2.6 se observa la tendencia de la velocidad de onda S con respecto a la elevación, de la que se logran identificar las velocidades pertenecientes a la zona de llanuras como nubes sólidas de puntos (debido a la similitud de las elevaciones entre las mediciones), y como zonas más difusas entre éstas, las velocidades pertenecientes a la zona de cárcavas.

Considerando que la tendencia general de las velocidades de onda S están regidas por las velocidades de la zona de llanuras, se puede realizar el filtrado de las velocidades de la zona de cárcavas (como se muestra en la figura 5.2.7) para aproximar la tendencia vertical de la velocidad de onda S a una función matemática, que muestra un comportamiento polinómico de tercer grado descrito por la ecuación:

$$V_s = (9 \cdot 10^{-6}) z^3 - (4.2 \cdot 10^{-3}) z^2 + (0.1402) z + 430 \quad [\text{m/s}]; \quad (2)$$

ajustada con un coeficiente de correlación de aproximadamente 0.83 con las velocidades originales provenientes de la zona de llanuras.

En cuanto a la tendencia del módulo de Poisson con respecto a la elevación de la figura 5.2.8, se aprecia una misma nube de puntos que va desde aproximadamente 0.25 hasta 0.4 en las primeras capas (155 m de elevación), y a medida que se profundiza en las capas, este rango se va desplazando hacia magnitudes mayores y a elevaciones de aproximadamente 140 m, este rango se ve truncado por magnitudes de 0.48, efecto que se perpetúa hasta la capa más profunda. A los 120 m de elevación, el rango inicia a converger hacia el valor de truncamiento (0.48) hasta que a los 100 m se tienen únicamente este valor.

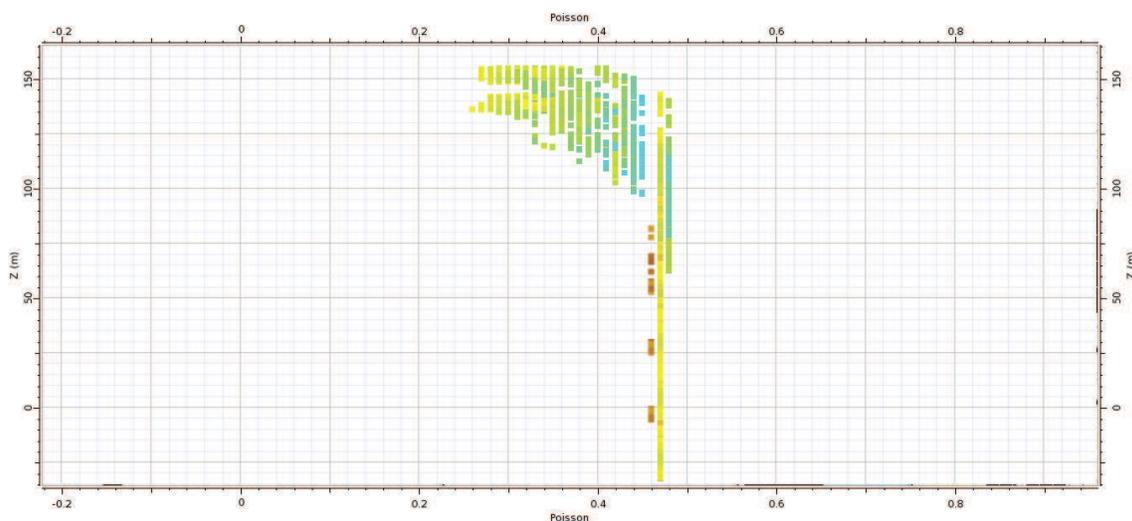


Figura 5.2.8: tendencia del módulo de Poisson en la zona de tendidos de sísmica de reflexión en función de la elevación

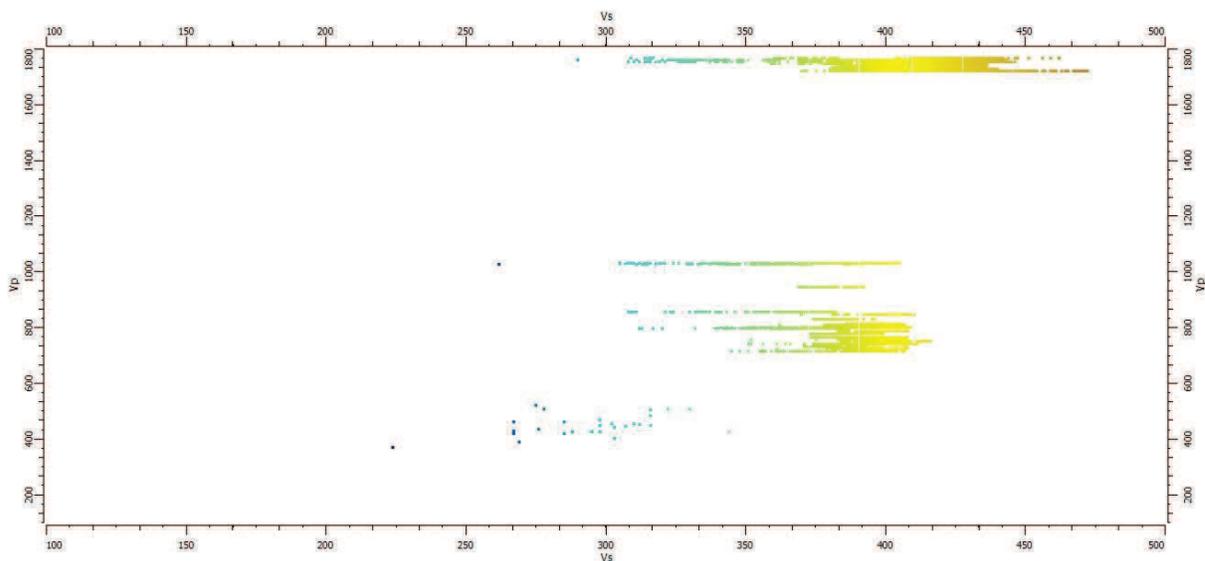


Figura 5.2.9: gráfico cruzado de velocidades de onda P en función de las velocidades de onda S

Haciendo el estudio de la relación entre la velocidad de onda P y la velocidad de onda S mediante la figura 5.2.9, se establecen tres comportamientos representados por nubes de puntos, diferenciados principalmente por las velocidades de onda P, enmarcadas en los rangos de 300 a 600 m/s (capa meteorizada), de 600 a 900 m/s (capa 1) y de 1700 a 1800 m/s (capa 2).

Tabla 5.2.2: función lineal de relación entre la velocidad de onda P en función de la S de acuerdo a las zonas diferenciadas por el módulo de Poisson.

Capa	Pendiente	Intercepto	Coefficiente de correlación
Meteorizada	1.34	50	0.78
Capa 1	2.5	-220	0.24
Capa 2	0.34	1600	0.4

También es posible destacar zonas del gráfico con menor velocidad de onda S a la izquierda de cada nube de puntos, asociados a la zona de cárcavas, las cuales al ser filtradas (apéndice I) permiten establecer los parámetros lineales de la velocidad de onda P como función de la velocidad de onda S de mostrados en la tabla 5.2.2, de los cuales sólo los de la “capa 2” son comparables a la línea de arcillas propuesta por Castagna *et al.* (1985), debido a que es la única con velocidades de onda P mayores a 1500 m/s .

Debido al origen de los datos velocidades de onda P, obtenidos con un método que primordialmente muestra órdenes de magnitud (modelado de dos capas de velocidad a partir de

quiebres de primeras llegadas de onda P), se tuvieron diferentes velocidades de onda S para una misma velocidad de onda P, lo que consecuentemente derivó en una débil correlación lineal entre las velocidades de onda P y onda S en los casos de las “capas” 1 y 2.

Comparando los parámetros de la “capa 2” con los de la relación establecida por Castagna *et al.* Como se muestra en la figura 5.2.10, se observan diferencias notables que hacen suponer mayor “independencia” de la velocidad de onda S con respecto a la velocidad de onda P.

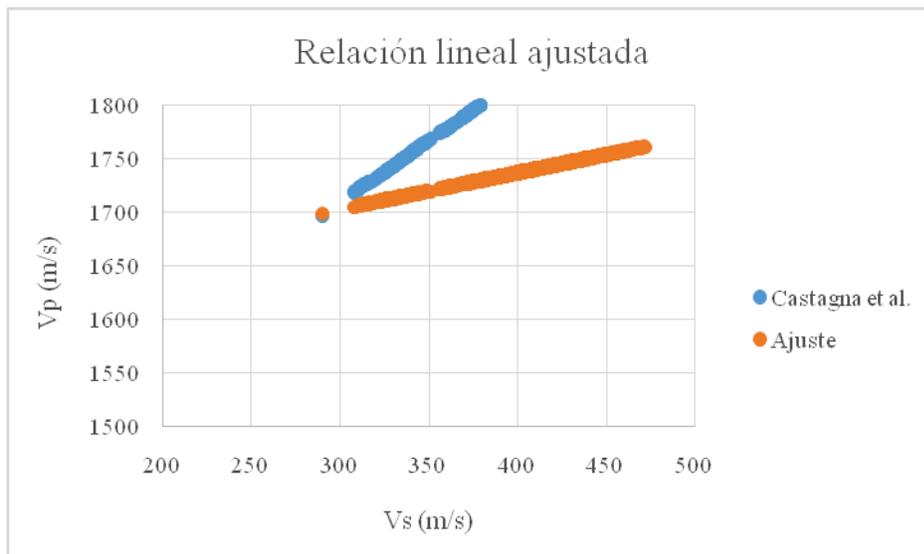


Figura 5.2.10: comparación de la relación lineal establecida por Castagna *et al.* y la establecida por el ajuste a las velocidades obtenidas

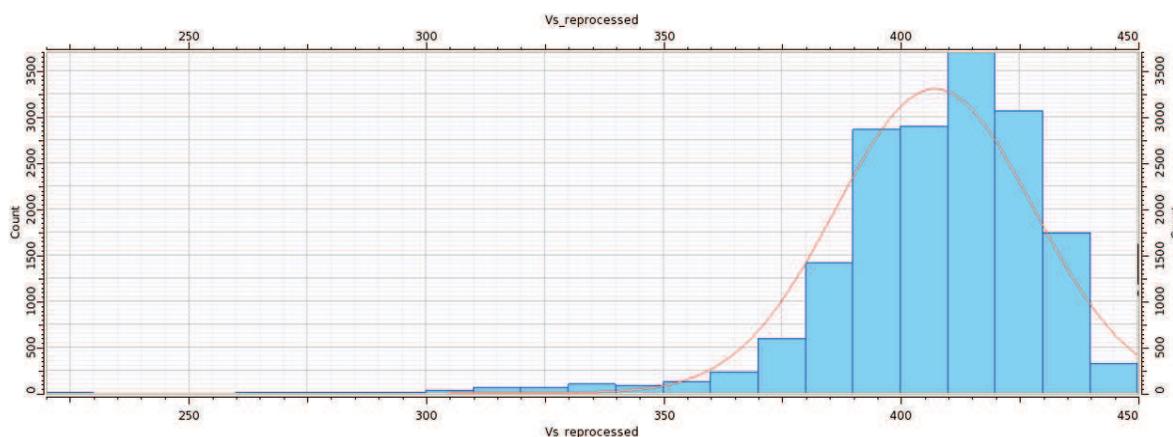


Figura 5.2.11: histograma de frecuencias para las Vs obtenidas del MASW

Al realizar el análisis estadístico descriptivo de la muestra en forma de puntos, constituida por los valores de velocidad obtenida para cada capa de los modelos unidimensionales de velocidad de onda S que conforman cada perfil de cada línea analizada se observó un comportamiento

normal como se muestra en la figura 5.2.11 con media centrada en 408 m/s y desviación estándar de 21 m/s como se muestra en la tabla 5.2.3, y de donde además se pudieron parametrizar los cuartiles. Se destaca además lo alejado de los límites inferior (224 m/s) y superior (en 472 m/s) los cuartiles

Tabla 5.2.3: Parámetros estadísticos descriptivos de la muestra representada en la figura anterior

	Vs (m/s)
Muestras	17258
Mínimo	224
1er cuartil	396
Mediana	410
3er cuartil	422
Máximo	472
Media	408
Desv. Est.	21
Varianza	438

Luego, para la interpolación y posterior generación del volumen de velocidad de ondas S fue necesario utilizar, desde luego, la muestra de datos anterior como datos iniciales, además del variograma calculado sobre éstos (figura 5.2.12) y del que luego se construirá el elipsoide de anisotropía (figura 5.2.13), y la tendencia vertical que se le colocará a los datos, calculada mediante la ecuación 2 (figura 5.2.14)

Detalladamente, la figura 5.2.12 muestra el variograma vertical en la parte superior y los variogramas horizontales en la parte inferior, tomados en los azimut 0, 30, 45, 60, 90, 120, 135, 150, en los que los primeros cuatro mostraron mejor continuidad espacial, y particularmente el variograma a 30° la mayor de todos, por lo que se definió en esta dirección el eje mayor del elipsoide mostrado en la figura 5.2.13, y el eje de menor continuidad espacial de la propiedad en dirección perpendicular, a 150°, tal como se muestra en la tabla 5.2.4, y de donde también es posible observar las longitudes de éstos, y adicionalmente, se observan los parámetros acumulativos de los variogramas horizontales.

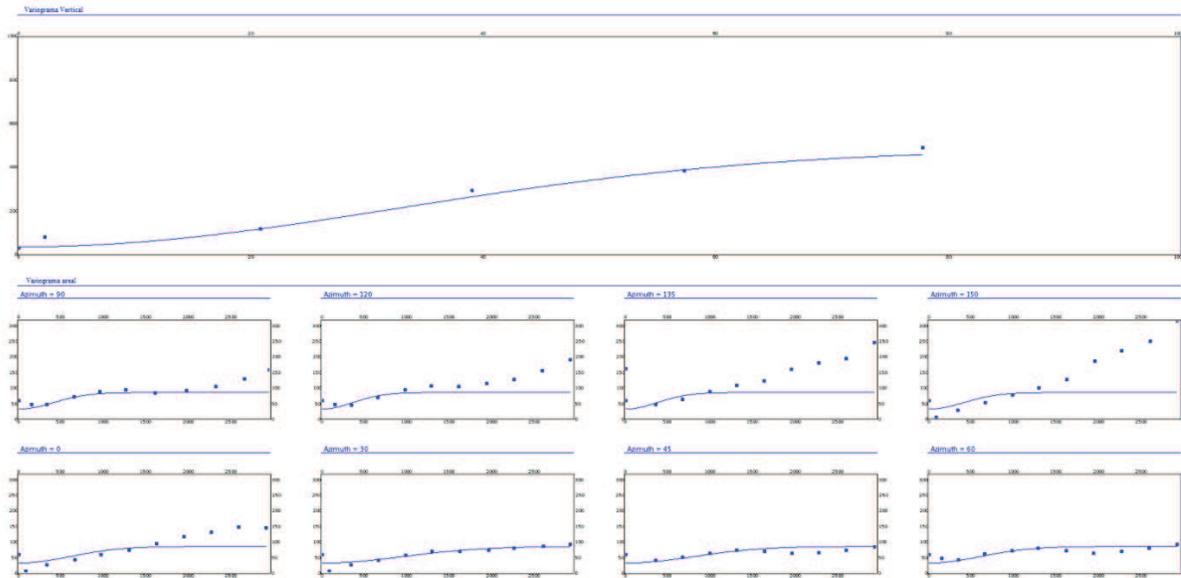


Figura 5.2.12: variogramas obtenidos del análisis geostatístico de los datos provenientes de la sísmica de reflexión

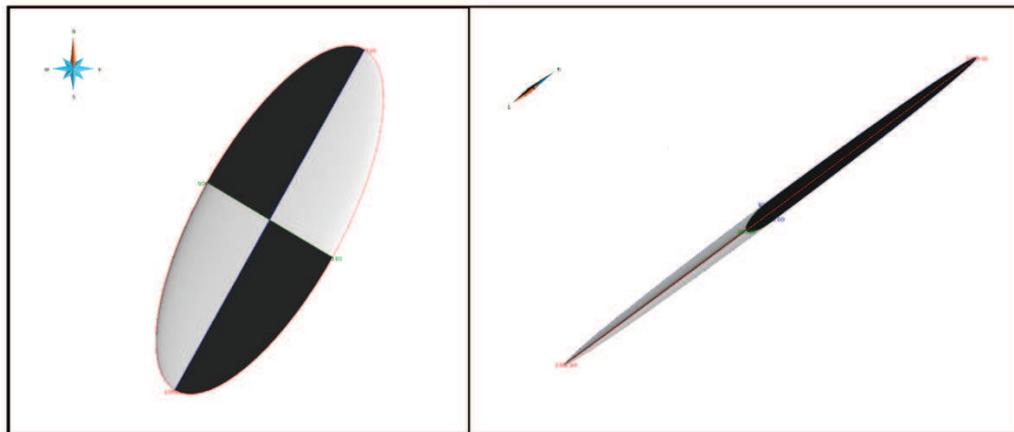


Figura 5.2.13: elipsoide de anisotropía obtenidos a partir de los variogramas horizontales y vertical

Tabla 5.2.4: parámetros del variograma utilizado para la aplicación del método Kriging

Azimuth	30
Buzamiento	0
Eje mayor	2360 m
Eje menor	900 m
Eje vertical	80 m
Nugget	30
Meseta	74 m
Rango	1770

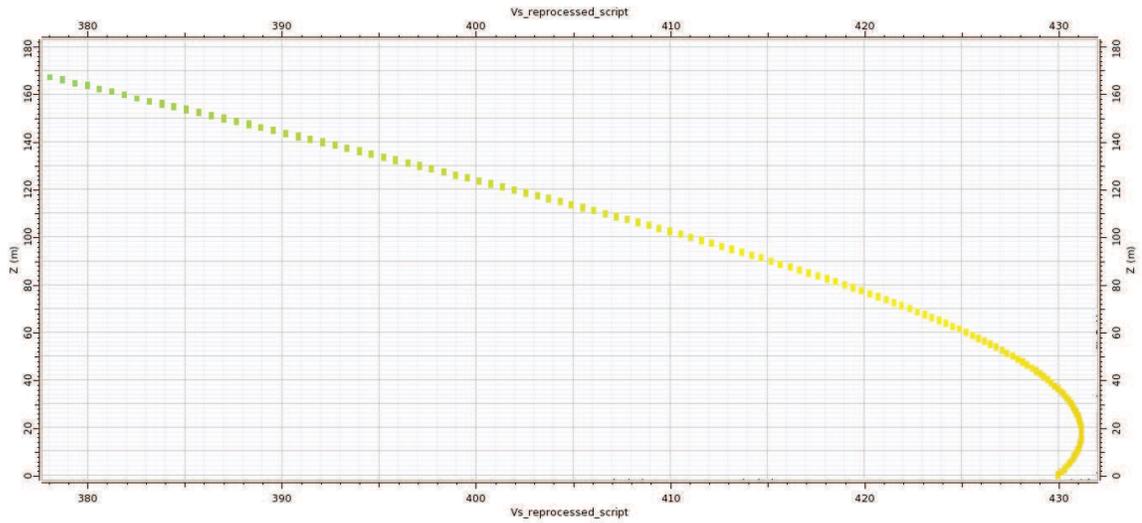


Figura 5.2.14: función polinómica de tercer grado ajustada a la tendencia de la Vs proveniente de la sísmica de reflexión en función de la elevación

De igual manera, se muestra gráficamente en la figura 5.2.14 la función resultante de la ecuación 2, para describir el comportamiento de la velocidad de onda S en función de la elevación, y descriptivamente se observa el aumento sostenido de la magnitud de la velocidad desde 380 m/s hasta que a aproximadamente 40 m s.n.m.m. éstas se incorporan en un margen de valores cercanos a 430 m/s que se mantiene hasta la base del modelo.

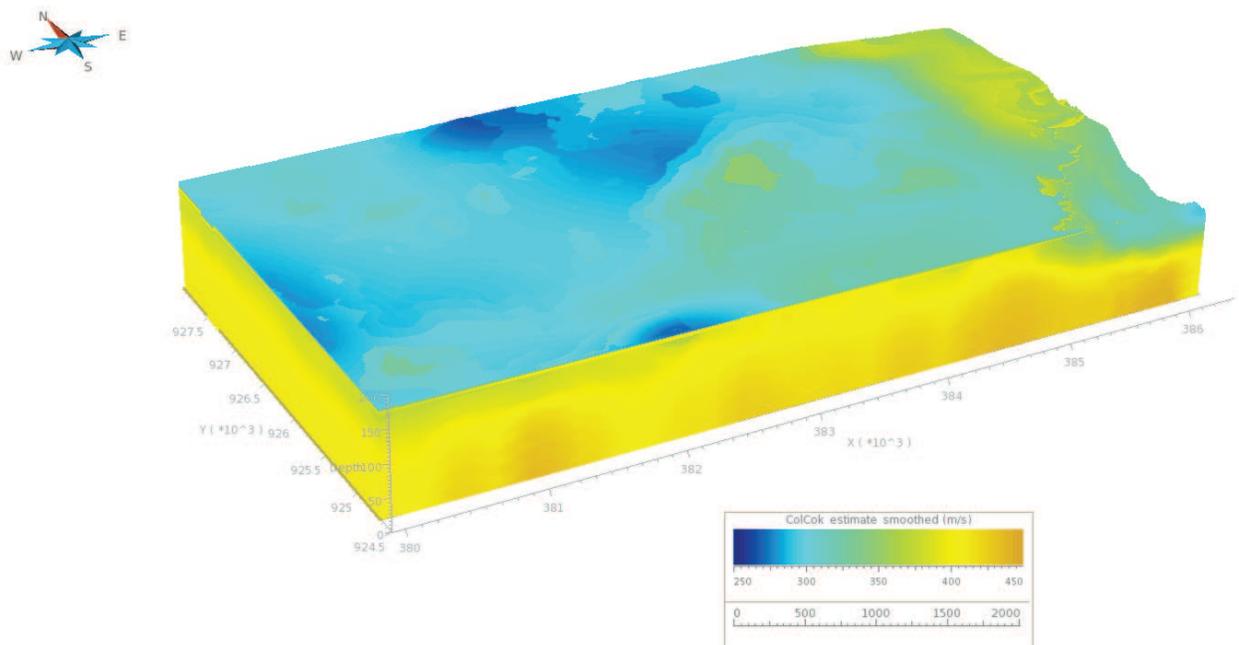


Figura 5.2.15: volumen de velocidad de ondas de corte obtenido del MASW a los tendidos de sísmica de refracción y reflexión

Finalmente, luego de interpolar la propiedad y propagarla en el volumen establecido en la figura 4.19, se obtuvo el modelo tridimensional de velocidades de onda S mostrado en la figura 5.2.15. En ella es posible discriminar 3 capas, la primera prácticamente discordante con el resto en la parte más superficial del volumen, con velocidades mucho menores evidenciado por los tonos azules de la escala de colores asociada a las magnitudes. Por debajo de ésta se observa en lo que pareciera un mismo paquete litológico dos capas con 50 m/s de diferencia entre sí con la de menor velocidad en la parte superior, destacando que ésta no se muestra continua en todo el volumen, dado que en la líneas receptoras ubicadas en la parte central del área del proyecto no se presenta. De igual manera es posible diferenciar la zona de cárcavas identificadas anteriormente al sureste y noreste del área del proyecto, evidenciada por la caída en magnitud de las velocidades. Al observar las velocidades capa a capa como se muestran en el apéndice I, se aprecia que aunque el efecto de esta zona (especialmente al sureste) se perpetúa hasta la capa más profunda, en las zonas más al norte sobre la misma línea se observan mayores velocidades que en las líneas más al oeste.

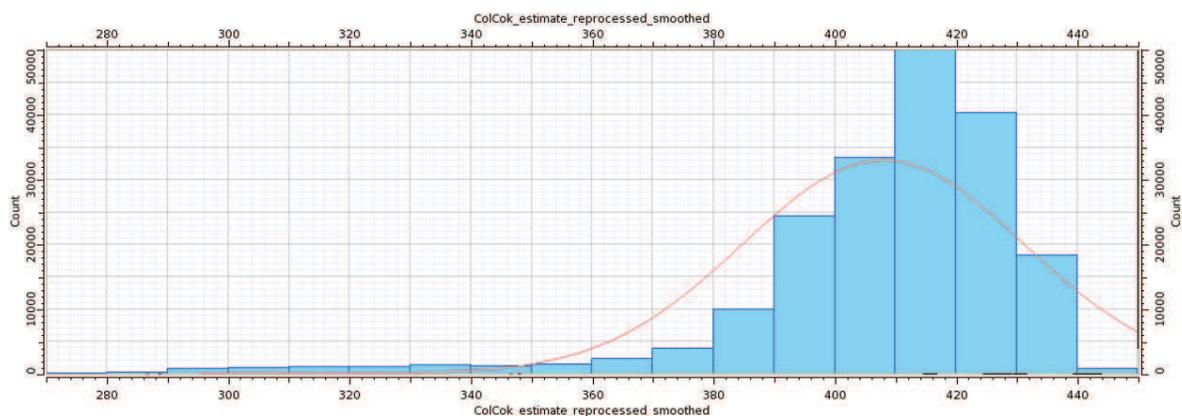


Figura 5.2.16: histograma de frecuencias para las Vs obtenidas luego de la interpolación en el volumen

Para apreciar el efecto de la interpolación en la distribución de velocidades de onda S, se realizó el análisis estadístico descriptivo al volumen de datos interpolados. El histograma correspondiente se observa en la figura 5.2.16, en el cual se aprecia que el comportamiento normal se ha acentuado, dado que la proporción de la clase modal con respecto al resto ha aumentado, y además no se tienen clases continuas con proporciones iguales. Al hacer la comparación entre los parámetros observados entre la tabla 5.2.5 y la tabla 5.2.3 se destaca que aunque el número de puntos de la muestra aumentó drásticamente, la media se mantiene centrada en 408 m/s y tanto la desviación estándar como las medidas cuartiles tuvieron un incremento casi nulo (considerando la velocidad de mínima apreciación). Por otra parte, los límites superior e

inferior se mostraron más afectados en el proceso de interpolación, dado que se establecieron en valores más cercanos a la media en comparación con los datos iniciales, debido al pobre número de puntos contenidos en estas clases.

Tabla 5.2.5: Parámetros estadísticos descriptivos de la muestra representada en la figura anterior

	Vs RS (m/s)
Muestras	22995453
Mínimo	266
1er cuartil	400
Mediana	413
3er cuartil	422
Máximo	443
Media	408
Desv. Est.	23
Varianza	539

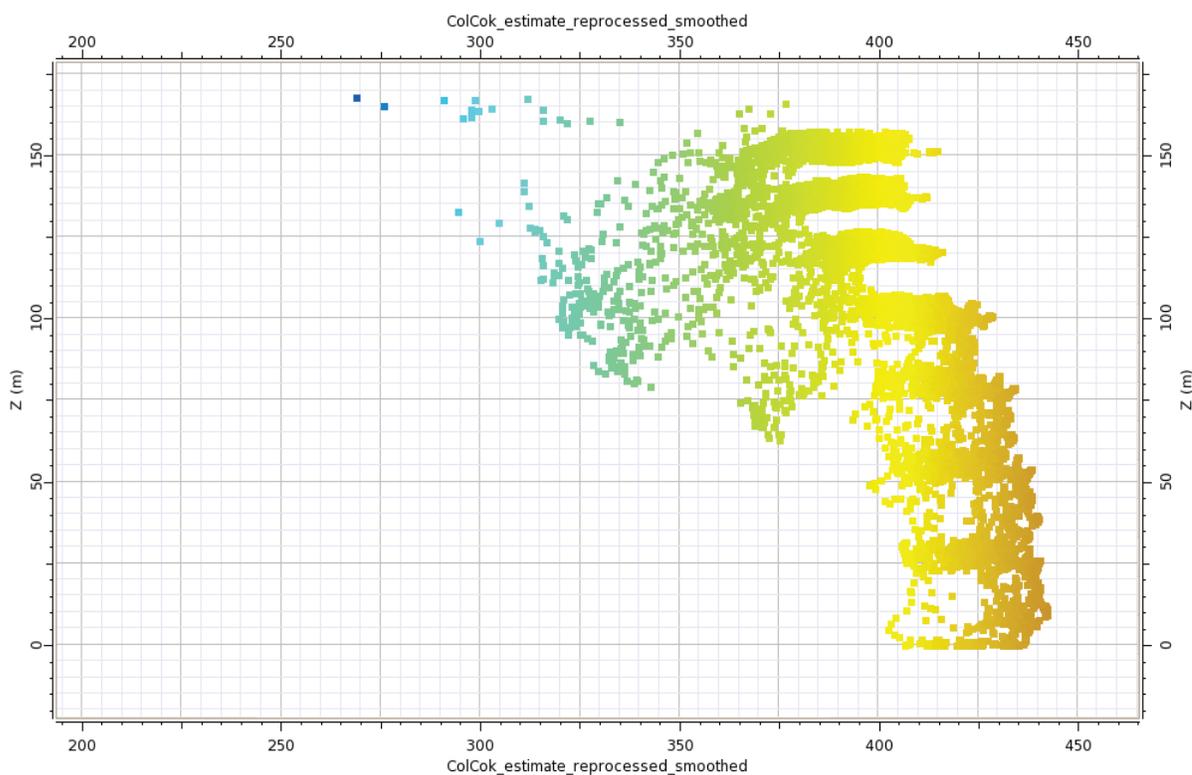


Figura 5.2.17: tendencia de la velocidad de onda de corte proveniente de la sísmica de reflexión con respecto a la elevación luego de ser interpolada en el volumen

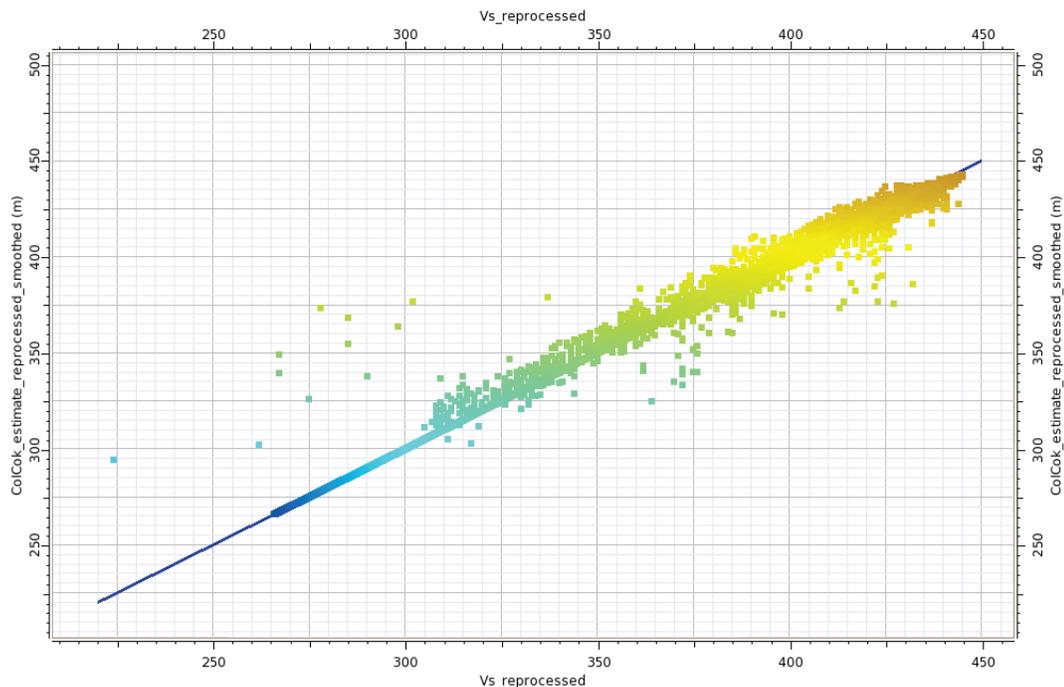


Figura 5.2.18: representación gráfica de la relación entre las velocidades iniciales y las velocidades interpoladas

De manera gráfica se observa el efecto sufrido por los límites superior e inferior en la figura 5.2.17, que al comparar con la figura 5.2.6, se observan las mayores diferencias en los puntos ubicados en valores de  $V_s$  entre 250 y 300 m/s, donde las velocidades pertenecientes a las primeras capas de los tendidos de refracción ubicados en la zona de cárcavas fueron suavizados, y además, tanto en las velocidades observadas en el resto de la zona de cárcavas como en las capas más profundas (estimadas únicamente mediante inversión) se observa mayor convergencia al rango de valores promedios.

A fin de evaluar directamente las diferencias entre los datos iniciales y los datos luego de la interpolación, se hizo el gráfico cruzado observado en la figura 5.2.18, en el que se observa una correspondencia casi exacta, evidenciado por la pendiente igual a 1, y del cual se identifican los valores que se alejan de la tendencia rectilínea como los valores suavizados en el proceso de interpolación.

Posteriormente se generaron los volúmenes de velocidad de onda P mostrado en la figura 5.2.19 y de módulo de Poisson mostrado en la figura 5.2.22. El primero se generó aplicando interpolación lineal a los modelos de dos capas calculados a partir de las primeras llegadas de onda P de cada línea. Se aprecian velocidades (estudiadas también en la figura 5.2.20) de 300 a 900 m/s en la primera capa, correspondientes a las dos primeras clases mostradas en el

histograma, y por debajo, la segunda capa entre aproximadamente 1700 y 1800 m/s, correspondiente a la tercera clase. El carácter aislado de estas clases hace suponer la presencia de una interfase (casi horizontal, considerando la figura 5.2.19) en la que se mantienen en contacto dos capas sedimentarias.

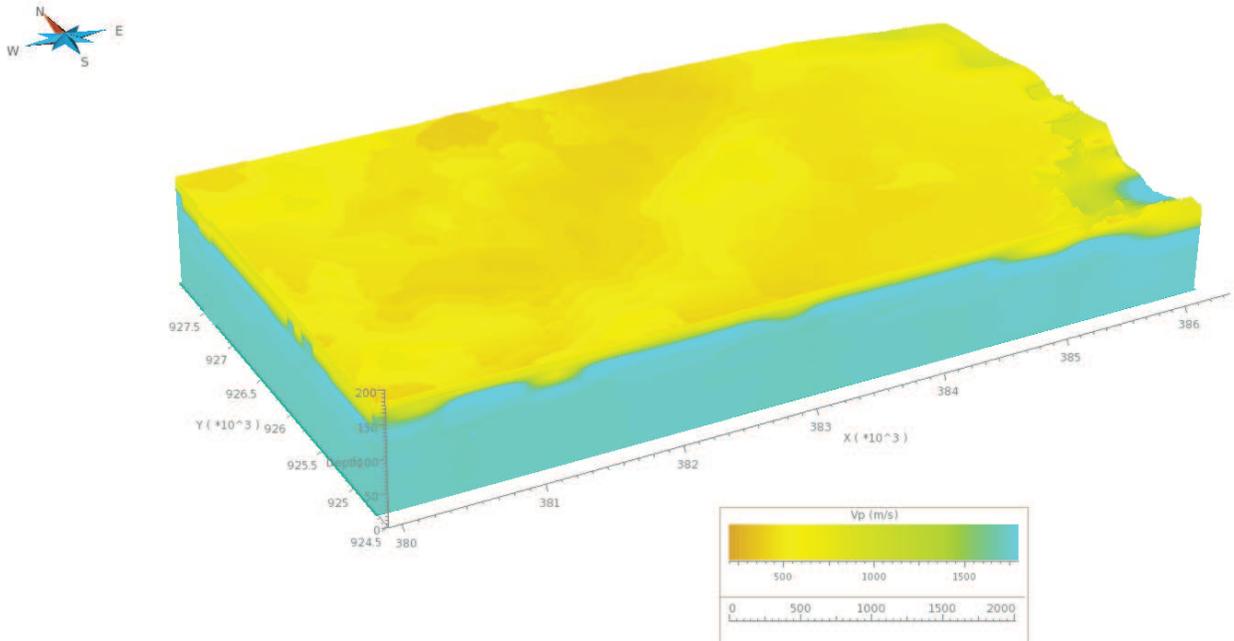


Figura 5.2.19: volumen de velocidad de onda de P obtenido de la selección de primeros quiebres en los *shot gathers*

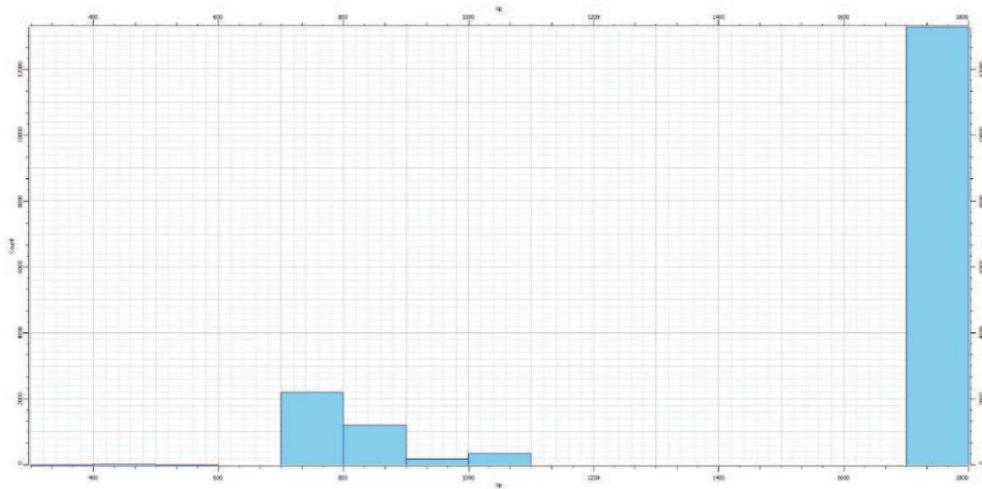


Figura 5.2.20: histograma de frecuencias para las velocidades de onda P obtenidas de la selección de primeros quiebres en los *shot gathers*

De manera cuantitativa es posible describir la figura 5.2.20 mediante los parámetros mostrados en la tabla 5.2.6, de la que destaca la diferencia entre el valor mínimo y el segundo percentil (25 %), y también la considerable desviación estándar, producidas por el aislamiento entre clases mencionado anteriormente.

Tabla 5.2.6: Parámetros estadísticos descriptivos de la muestra de velocidades de onda P obtenidas de la selección de primeros quiebres en los *shot gathers*

	Vp (m/s)
Muestras	17258
Mínimo	372
1er cuartil	1720
Mediana	1735
3er cuartil	1740
Máximo	1765
Media	1524
Desv. Est.	395
Varianza	156082

En la figura 5.2.20 resulta de interés analizar la segunda clase, comprendida entre 700 y 900 m/s, mostrada en la figura 5.2.21, donde se aprecia el comportamiento normal de la clase, y cuantitativamente, de acuerdo a lo detallado por la tabla 5.2.7, se tienen velocidades alrededor de 770 m/s con una desviación estándar de 35 m/s .

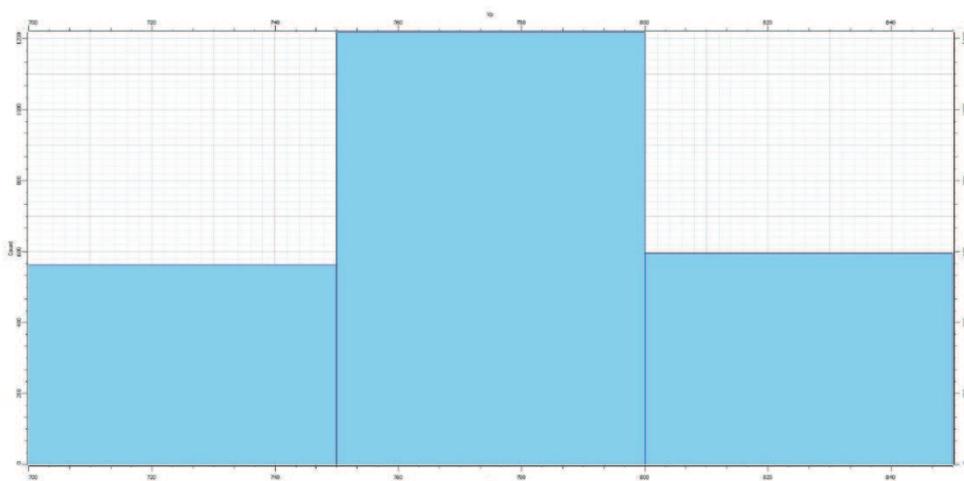


Figura 5.2.21: histograma de frecuencias para las Vp obtenidas de la selección de primeros quiebres en los *shot gathers* en la zona no meteorizada y sin saturar del volumen

Tabla 5.2.7: Parámetros estadísticos descriptivos de la muestra de Vp obtenidas de la selección de primeros quiebres en los shot gathers en la zona no meteorizada y sin saturar

	Vp 2 (m/s)
Muestras	2376
Mínimo	716
1er cuartil	752
Mediana	763
3er cuartil	801
Máximo	848
Media	771
Desv. Est.	35
Varianza	1222

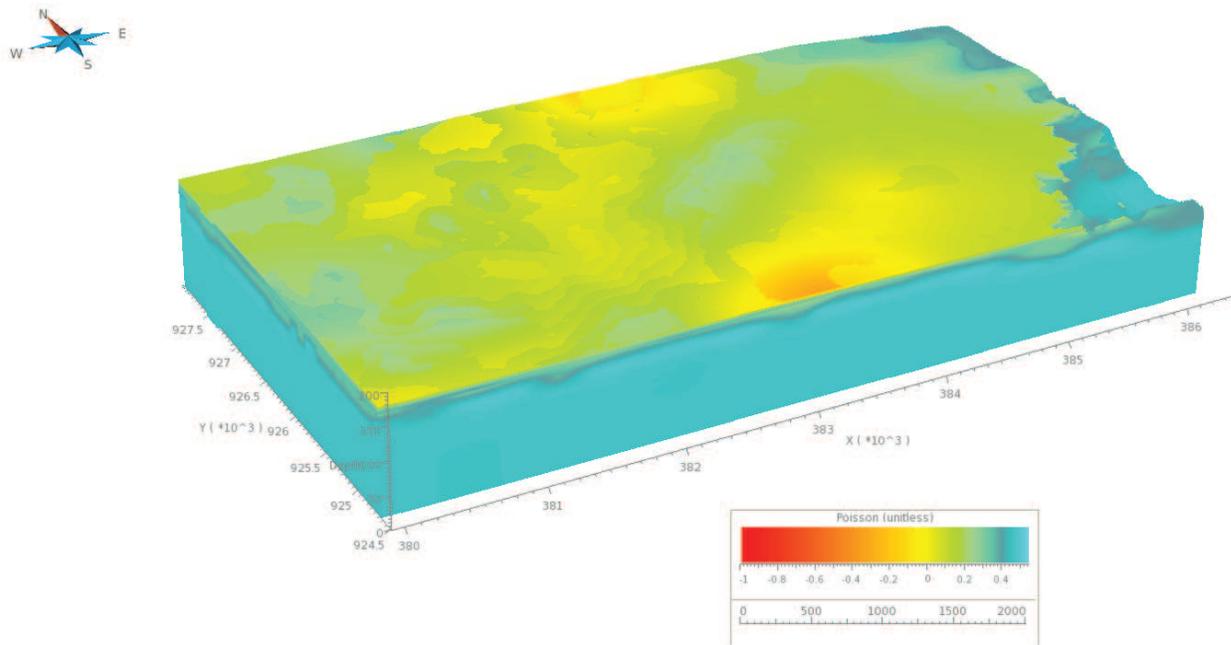


Figura 5.2.22: volumen de módulo de Poisson calculado entre las velocidades de onda S resultante del MASW y de onda P resultante de la selección de primeros quiebres

En el caso del volumen de módulos de Poisson, de igual manera se aplicó interpolación lineal entre los puntos calculados. Y descriptivamente se tiene una primera capa superficial con valores de -0.4 a 0.1 aproximadamente, y por debajo de ésta una capa con valores entre 0.24 y 0.4 aproximadamente, cortada en la parte inferior por una superficie aproximadamente horizontal que actúa como tope de la segunda capa con valores de aproximadamente 0.48. Adicionalmente se

advierte la influencia casi total del modelo de velocidad de onda P en el volumen de módulo de Poisson al comparar éste con los modelos de velocidad anteriores.

A fin de evaluar la efectividad del método se trató de correlacionar los rangos de velocidades obtenidos con los rangos de velocidades teóricos, para esto es necesario establecer las litologías dominantes de cada capa. Para ello, se tomó en cuenta la figura 3.1 en la que se observa la columna estratigráfica regional para la el bloque Ayacucho de la faja petrolífera del Orinoco, de donde se distinguen dos paquetes sedimentarios predominantes, uno de arenas de carácter continental (fluvial y aluvial) y otro de carácter estuarino.

Ahora bien, partiendo de que la máxima profundidad alcanzada en el modelo es de aproximadamente 170 m, y sabiendo que el primer paquete sedimentario, constituido por las formaciones Mesa y Las Piedras, la primera con espesores máximos de 275 m y la segunda con espesores promedios de 305 m; se puede establecer que es muy poco probable que el volumen generado profundice más allá de este paquete sedimentario, y por lo tanto, regionalmente las litologías dominantes son las arenas y arenas con gravas.

Partiendo de la afirmación anterior, se procedió a hacer la comparación entre los rangos de velocidades obtenidos con los rangos teóricos asociados a arenas y arenas y gravas mostrados en la figura 5.2.23, que al comparar con las tablas 5.2.3 y 5.2.6, se encuentra que las velocidades de onda S coinciden en órdenes de magnitud con los rangos teóricos establecidos, y en el caso de la onda P, se muestran coincidencias en dos órdenes de magnitud.

En el caso de la parte superior, se encuentran similitudes con el rango de velocidades de las arenas no saturadas. En la segunda capa se muestran mejores coincidencias con las arenas saturadas o “húmedas”, por lo que se atribuye la interface horizontal observada en el volumen de onda P al nivel donde las capas se muestran saturadas de agua.

Esta saturación de agua es probablemente causada por una mesa de agua local, dando sentido al aislamiento entre las clases del histograma de la figura 5.2.6, y además, proporcionando una posible explicación a la diferencia de la relación lineal observado entre la “capa 2” de la tabla 5.2.2, y la establecida por Castagna *et al.*, al suponer que se trata de sedimentos disgregados en vez de formaciones consolidadas.

Tabla 5.2.8: comparación de rangos teóricos de velocidades de onda con los rangos obtenidos de velocidad de onda S y P

Referencia	Litología	Vp (m/s)	Vs (m/s)
Press (1966)	Arenas no saturadas	1000	400
Press (1966)	Arenas saturadas	1800	500
Milkereit et al. (1986)	Arenas	400 - 2800	200 - 500
Bourbié et al. (S/F)	Arenas secas	400 - 1200	100 - 500
Bourbié et al. (S/F)	Arenas húmedas	1500 - 2000	400 - 600
Bourbié et al. (S/F)	Suelo residual	300 - 700	100 - 300

Adicionalmente, para realizar la comparación de los rangos de módulos de Poisson obtenido con los rangos teóricos encontrados en la bibliografía para arenas y arenas con gravas (tabla 2.1), se utilizaron los valores por encima del nivel de saturación con agua para poder discriminar litologías. Estos valores coinciden con lo propuesto anteriormente, y los valores módulo de Poisson por debajo de la interfase horizontal se presumen influenciados por la saturación de agua, dado su valor cercano a 0.5 (módulo de Poisson del agua)

## CAPÍTULO VI

### Conclusiones y recomendaciones

En la zona estudiada en este trabajo, el análisis multicanal de ondas superficiales en dos dimensiones resultó ser una técnica alternativa efectiva para la generación de volúmenes de velocidad de onda S con registros de agrupaciones de trazas sísmicas ordenadas preexistentes por disparo, por lo cual, para el área de estudio se propone la existencia de un modelo de velocidad de subsuelo de dos paquetes, el primero representa la capa meteorizada, y el segundo con litologías similares a las formaciones Mesa y Las Piedras, con tendencia aproximadamente polinómica de tercer grado de la velocidad con respecto a la elevación, y velocidades comprendidas entre 250 y 450 m/s, con media centrada en 410 m/s y desviación estándar de 20 m/s.

La usual configuración espacial de las líneas receptoras de los proyectos de sísmica de reflexión hace que las capas más someras no sean registradas, por lo que es necesario complementar con tendidos de sísmica de refracción.

Las diferencias en elevación dentro de una misma línea receptora afectan directamente el espectro de frecuencia utilizado para el análisis de la dispersión de las ondas superficiales.

Los límites verticales (elevación de tope y base) del volumen de velocidades estarán regidos, en la mayoría de los casos, por el espesor mínimo observado en los análisis aplicados a los tendidos de sísmica de refracción (vinculado con el espaciamiento entre canales) en el caso del tope, y por la mínima frecuencia recuperada en los análisis aplicados a las líneas receptoras de los proyectos de sísmica de reflexión (asociado con la longitud de grabación luego de cada perturbación). Particularmente, en el caso de este trabajo se obtuvo que el volumen de velocidades se encuentra en una ventana desde los 160 m s.n.m.m. hasta aproximadamente 80 m s.n.m.m.

Este método se muestra efectivo al menos en órdenes de magnitud con los rangos esperados para cada litología observada en la columna estratigráfica regional.

En el caso de este trabajo, se mostró sensible al cambio de propiedades mecánicas del material producidas en la zona de cárcavas.

Así mismo, en base a los resultados expuestos en la sección anterior, se establece que:

✓ El espectro de amplitudes en el modo fundamental de la onda Rayleigh (0 – 15 Hz) se ve enriquecido luego de la transformación al dominio del CMPCC, lo que facilita su identificación.

✓ A medida que el número de canales aumenta, el modo fundamental de la onda Rayleigh observado en los espectros  $c - f$  converge hacia su zona de mayor amplitud, brindando mayor precisión a las curvas de dispersión.

✓ Las magnitudes de los módulos de Poisson dinámico, así como los rangos de velocidades obtenidos muestran consistencias entre líneas receptoras del proyecto de sísmica de reflexión, es decir, las velocidades mantienen su orden de magnitud variando únicamente los espesores línea tras línea.

✓ Los valores de velocidades de onda S y módulos de Poisson dinámico calculados a partir de registros de sísmica de refracción fueron en su mayoría correlacionables con los de las obtenidas a partir de los registros de sísmica de reflexión. En los casos no correlacionables, se encontraron discontinuidades entre las elevaciones de los modelos aparentes observados para los tendidos de sísmica de refracción y los observados para los de sísmica de reflexión, es decir, las elevaciones de los modelos no logran solaparse, por lo que no es posible establecer velocidades consistentes.

Y en base a las conclusiones, como aspectos para complementar en próximos trabajos se propone que, con respecto a la adquisición de los datos para trabajos futuros:

1. Utilizar una menor separación entre canales en la zona más cercana al disparo en los tendidos de sísmica de refracción, a fin de captar las mayores frecuencias (menores longitudes de onda)
2. Alargar los períodos de grabación en cada registro de sísmica de reflexión (empezar a grabar antes de la detonación y continuar grabando luego de ésta) para permitir la recepción de las frecuencias más bajas, que dada su mayor longitud de onda, tardan más tiempo en completar un ciclo que las de mayor frecuencia
3. Realizar registros de sísmica down hole de onda S para medir tiempos y obtener directamente velocidad de onda S
4. Generar trenes de ondas puras de corte para captar sus primeras llegadas y utilizarlas como control de calidad

Y con respecto al procesamiento se propone para trabajos futuros:

1. Corregir el efecto de las anomalías estáticas de capas de baja velocidad utilizando el volumen de velocidades de ondas de corte generado
2. Realizar pruebas con el método R/T de generación de curvas de dispersión
3. Utilizar o desarrollar un software de modelado directo de velocidad de onda S a partir de las curvas de dispersión

4. En caso de utilizar inversión, realizarla utilizando espesores de capas observados en registros de pozo y realizar pruebas con otros métodos de aproximación y compararlos con los resultados obtenidos utilizando el método de aproximación de mínimos cuadrados

5. Calibrar velocidades con las calculadas de manera directa de registros de sísmica down hole y/o registros sínicos de ondas de corte

## Referencias bibliográficas

- Al Dulaijan, K., Stewart, R. (2010). Using surface-wave methods for static corrections: a near-surface study at Spring Coulee, Alberta. *Annual meeting of Soc. Expl. Geop.* (pp. 1897-1901). Denver, USA: Society of Exploration Geophysicists.
- Arévalo, J. (2012). Modelo sedimentológico - estratigráfico integrado de un sector al sur este del campo Bare, área de Ayacucho Norte de la faja petrolífera del Orinoco. Caracas: Universidad Central de Venezuela.
- Arnstein, R., E. Cabrera, F. Russomanno y H. Sánchez, (1985). Revisión estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela. Mem., *VI Congr. Geol. Venez.*, Caracas, Soc. Venez. Geol. (1): 41-69.
- Balaguera, A., Useche, M., Romero, J., Meza, R., Rivas, J., Busnego, H., Zambrano, A. (2014) Application of a shear wave acquired from a zero offset VSP in the seismic characterization of the Morichal member, Oficina formation, in the Orinoco Heavy Oil Belt, Venezuela. Heavy oil Latin America congress & exhibition: proceedings of the 2014 HOLA congress (Vol 14, n 57: 12pp.). Venezuela: Heavy Oil Latin America
- Calderón, J., Ovalles, A., Reverón, J. (2014). Sandstone discrimination in the Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela: lithology delineation using 3D-3C data. *The Leading Edge* (Vol. 33, n 7. Pp. 792-796). USA: Society of Exploration Geophysicists
- Castagna, J., Batzle, M., Eastwood, R. (1985). Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks, *Geophysics* (Vol. 50, n 4. Pp. 571 - 581). USA: Society of Exploration Geophysicists
- Chelotti, I., Acosta, N., Foster, M. (2009). Cátedra de geofísica aplicada. Monografía no publicada. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Chubut, Argentina.
- Concepción M., Sánchez R., Pérez A., Suniaga J., Vale J., Cova R. (2012). 3D3C Seismic Acquisition In Petrocedeño Field, Located In The Junin Area Of The Orinoco Heavy Oil Belt, Venezuela. Seismic Designed For Well Implementation And Reservoir Characterization In A Fluvial-Deltaic Environment. Proceedings of SPETT Conference and Exhibition (pp. 437-446). USA: Society of Petroleum Engineers
- Cordsen, A., Galbraith, M., Peirce, J. (2000). Planning Land 3-D Seismic Surveys. *Geophysical development series* (Vol. 9, P. 13). USA: Society of Exploration Geophysicists.
- Davidovici, V. 1985. Génie parasismique. École Nationale des Ponts et Chaussées, Paris. 1105 pp

- Dufour, J., Lawton, D., Gorek, S. (2013). Multicomponent processing. CREWES Project (Vol. 5, n 1: pp. 1551-1554). Calgary, Canada: University of Calgary.
- Funkhouser, H. J., Sass, L. C., and Hedberg, H. D. (1948). Santa Ana, San Joaquín, Guárico and Santa Rosa oil fields (Anaco fields), central Anzoátegui, Venezuela, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32(10): 1851-1908.
- Geospace Technologies / geophones. (s/f). Recuperado en octubre 18, 2015, de: <http://www.geospace.com/geophones-gs-20dm/>
- González de Juana, C., (1946). Estudios sobre aguas subterráneas en los llanos de Venezuela, *Rev. Fomento*, Caracas, 8(64): 9-59.
- Hayashi, K. (2003). “*Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Wave Methods*”. OYO Corporation. SAGEEP 2003.
- Hayashi, H., Suzuki, H. (2004). CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration geophysics* (Vol. 35, Pp. 7-13). Japan: Society of Exploration Geophysicists
- Hedberg, H. D. y A. Pyre, (1944). Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 28(1): 1-28.
- Hedberg, H. D., (1950). Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion), *Geol. Soc. Am., Bull.*, 61(11): 1173- 1216.
- Hedberg, H. D.; L. C. Sass y H. J. Funkhouser, (1947). Oil fields of the greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 31(12): 1089-2169.
- Huang, Z., Yiming, X., Bo, Y., Yujing, W. (2010). PS-wave statics with near-surface S-wave velocity models. *Annual meeting of Soc. Expl. Geop.* (pp. 1682-1686). Denver, USA: Society of Exploration Geophysicists
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration*. Blackwell Science Ltd. United Kingdom: Blackwell Science
- Léxico de PDVSA: *Recursos de Venezuela*. (s/f). Recuperado en marzo 19, 2015, de: <http://www.pdv.com/lexico/venezuela/recursos.htm>
- Louie, J. (2001). Faster, Better: Shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol 91, Pp. 347-364). USA: Seismological Society of America
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. United Kingdom: Cambridge University Press

- Mahdavi, M., Siahkoochi, H. (2010). Multichannel Analysis of Surface Wave Using Common Midpoint Cross Correlation method. *Journal of science of University of Tehran* (Vol. 35, n 3. Pp. 1-6). Iran: Tehran University
- Manzoni, S. (2001). Secuencia básica de procesamiento de data sísmica para obtener datos finales, orientada a estudiantes de ingeniería geofísica. Caracas: Universidad Central de Venezuela
- Mougnot, D., Farine, M., Thorburn, N. (s/f). *General Application of MEMS Sensors for Land Seismic Acquisition – Is it Time?*. Sercel
- Overall Procedure of MASW Survey (s/f). Recuperado en septiembre 21, 2015, de <http://www.masw.com/OverallProcedure.html>
- Data acquisition parameters for active MASW survey (s/f). Recuperado en septiembre 21, 2015, de <http://www.masw.com/ACQParaTables.html>
- Ministerio de Minas e Hidrocarburos, (1970). Léxico Estratigráfico de Venezuela, *Bol. Geol.*, Pub. Esp. 4, p. 756.
- Novotny, O., (1999). *Seismic surface waves*. Bahía, Apuntes para estudios de post-grado de la Universidad Federal de Bahía
- Paradigm. (2007). Gocad Suite 2.5 User Guide Part IX Reservoir Modeling. Estados Unidos de America: Paradigm
- Park, C., Miller, R., Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Annual meeting of Soc. Expl. Geop.*, 64(3): 800-808.
- PDVSA: *Proyecto magna reserva (certificación de la FPO)*. (s/f). Recuperado en marzo 19, 2015, de: [http://www.pdv.com/index.php?tpl=interface.sp/design/readmenu.tpl.html&newsid\\_obj\\_id=544&newsid\\_temas=96](http://www.pdv.com/index.php?tpl=interface.sp/design/readmenu.tpl.html&newsid_obj_id=544&newsid_temas=96)
- PDVSA Sísmica Biellovenezolana: Informe final de geodesia y topografía del levantamiento sísmico Huyapari Térmico 11M 3D3C GO-HUYT-11M-3D3C-1 (2014). Petróleos de Venezuela S.A., El Tigre, Edo. Anzoátegui – Venezuela
- PDVSA Sísmica Biellovenezolana: Informe final de operaciones del levantamiento sísmico Huyapari Térmico 11M 3D3C GO-HUYT-11M-3D3C-1 (2014). Petróleos de Venezuela S.A., El Tigre, Edo. Anzoátegui – Venezuela
- Ramos, S. (2012). Factibilidad del uso de la técnica multicomponente para un levantamiento sísmico 3D en la Faja Petrolífera del Orinoco. Caracas: Universidad Central de Venezuela.

- Sercel land products / DSU3-428 specifications. (s/f). recuperado en octubre 17, 2015, de: [http://www.sercel.com/products/Lists/ProductSpecification/428XL\\_specifications\\_Sercel\\_SP.pdf](http://www.sercel.com/products/Lists/ProductSpecification/428XL_specifications_Sercel_SP.pdf)
- Sharma, H. D., Dukes, M. T., & Olsen, D. M. (1990). Field measurements of dynamic moduli and Poisson's ratios of refuse and underlying soils at a landfill site. *Geotechnics of Waste Fills-Theory and Practice*, 57-70.
- Sheriff, R. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics: Fourth ed.* Society of exploration geophysicists.
- Sulek, J. A., (1961). Miocene correlation in the Maturin sub-basin. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 4(4): 131-139.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. (1990). *Applied geophysics, 2nd ed.* Cambridge, Cambridge University Press.
- Tessman, J., Reichert, B., Marsh, J., Gannon, J., Goldberg, H. (2001). MEMS for Geophysicists. *71<sup>st</sup> SEG International exposition & annual meeting* (Pp. 21-24) San Antonio, Texas: Input / Output Inc
- Torres A., Reverón J. (2014) Integration of rock physics, seismic inversion, and support vector machines for reservoir characterization in the Orinoco Oil Belt, Venezuela. *The Leading Edge* (Vol. 33, No. 7: pp. 774-782). Society of Exploration Geophysicist
- Xia, J., Miller, R., Park, C. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Annual meeting of Soc. Expl. Geop.* Vol 64(3): 691-700
- Xia, J., Miller, R., Park, C., Ivanov, J. (2000). Construction of 2-D vertical shear-wave velocity field by the multichannel analysis of surface wave technique. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems* (Vol. 1, Pp. 1197–1206), Arlington, USA: Kansas Geological Survey
- Yilmaz, O. (2001). *Seismic Data Analysis.* Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicist

## Apéndice I: resultados obtenidos por cada nube de puntos de la tendencia de velocidades con respecto a la elevación

De acuerdo a la imagen 5.2.6, se separó en nueve ventanas que enmarcan cada nube de puntos, los resultados obtenidos del análisis, como se muestra a continuación:

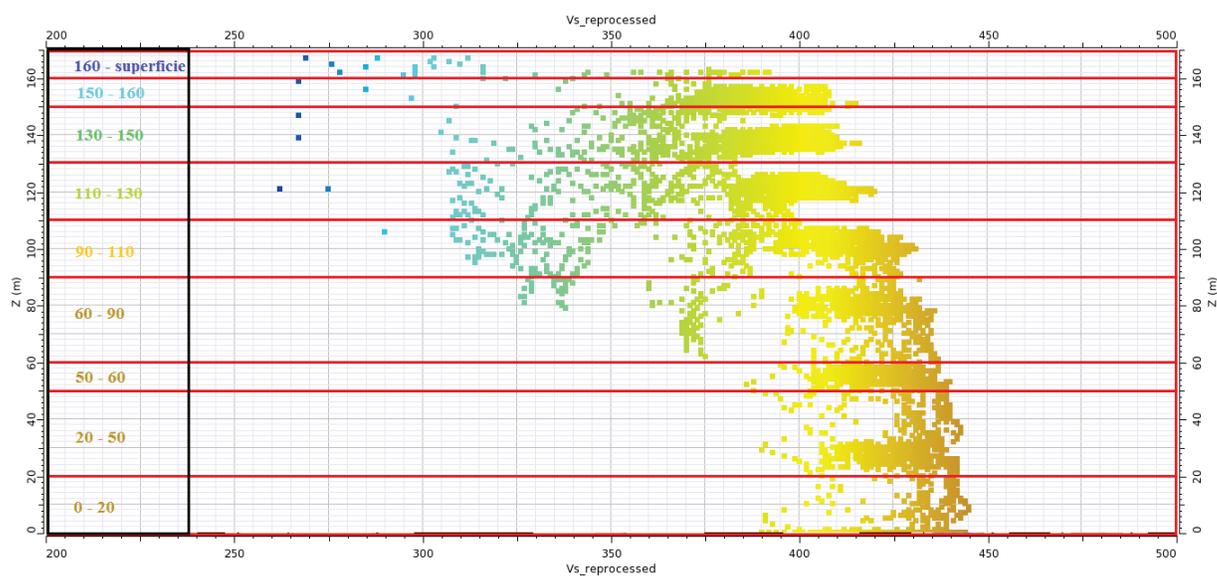


Figura A.I.1: ventanas de separación de cada nube de puntos

Y de las cuales se realizó el análisis de:

- Histogramas
- Relación lineal  $V_p - V_s$
- Secciones del volumen interpolado

# Histogramas

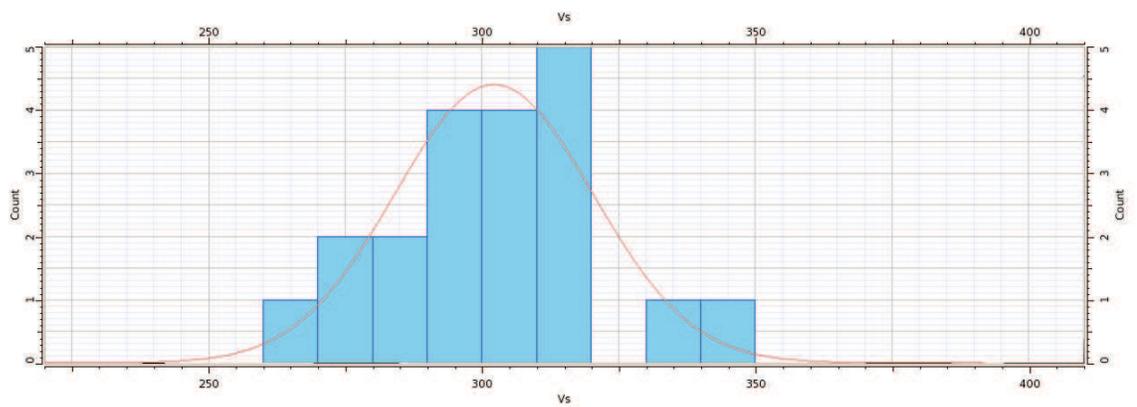


Figura A.I.2: histograma de la ventana enmarcada desde la superficie hasta los 160 m de elevación s.n.m.m.

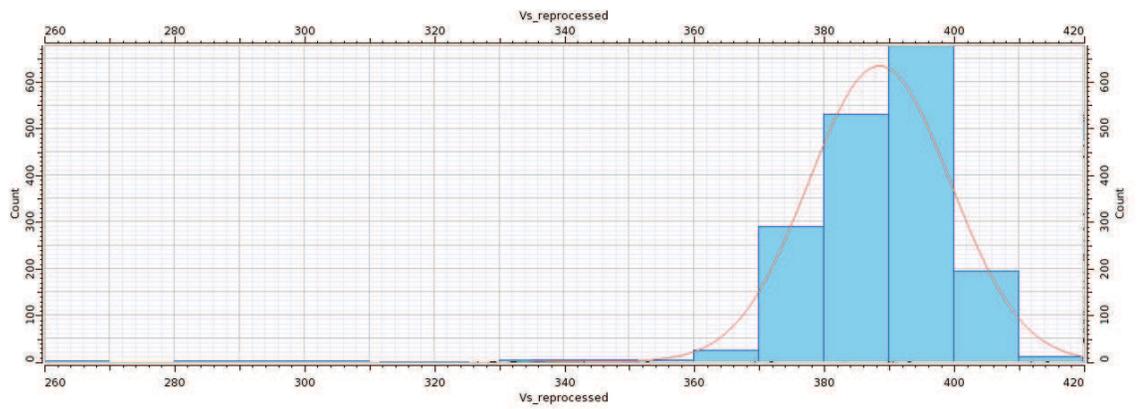


Figura A.I.3: histograma de la ventana enmarcada desde los 160 hasta los 150 m de elevación s.n.m.m.

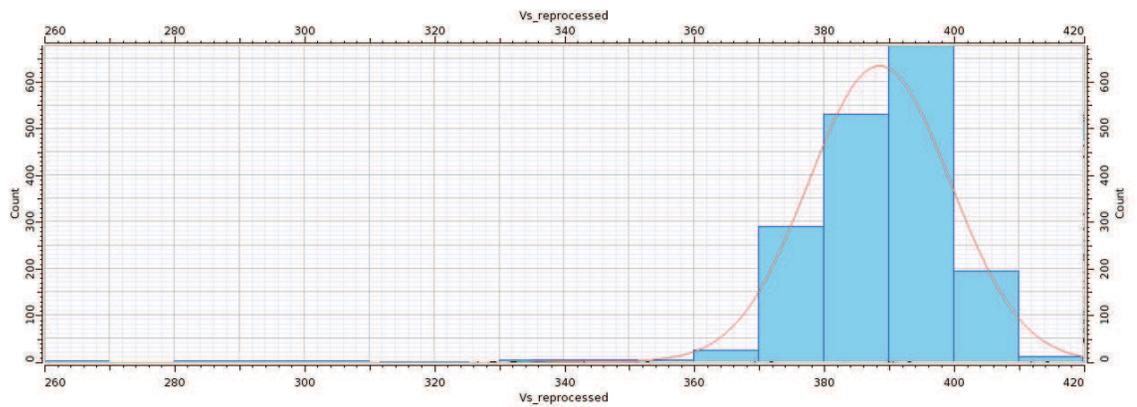


Figura A.I.4: histograma de la ventana enmarcada desde los 150 hasta los 130 m de elevación s.n.m.m.

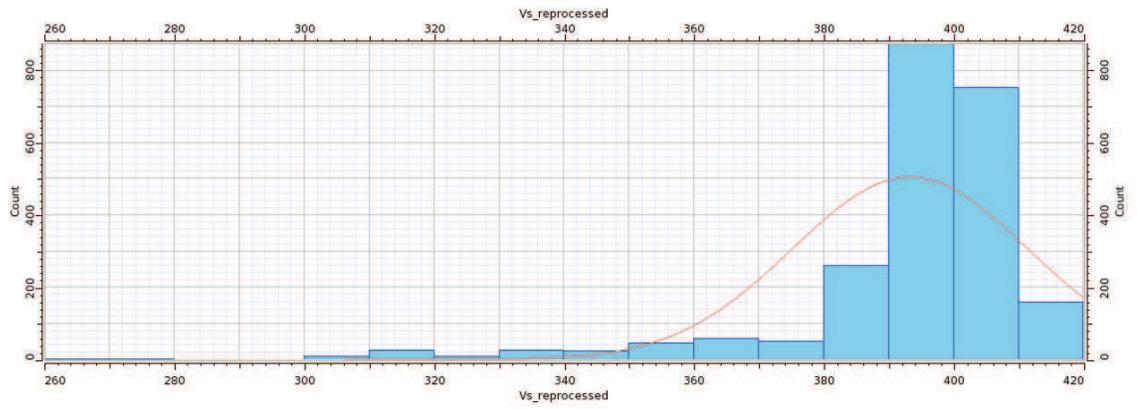


Figura A.I.5: histograma de la ventana enmarcada desde los 130 hasta los 110 m de elevación s.n.m.m.

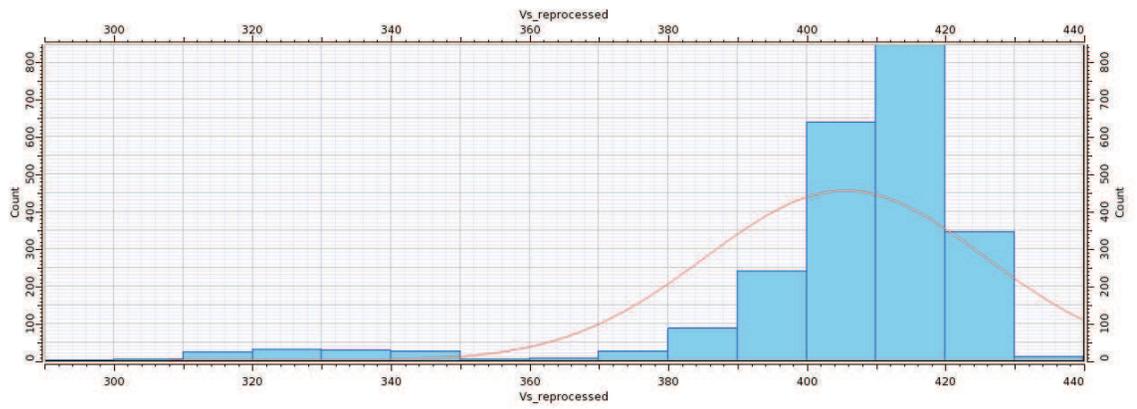


Figura A.I.6: histograma de la ventana enmarcada desde los 90 hasta los 110 m de elevación s.n.m.m.

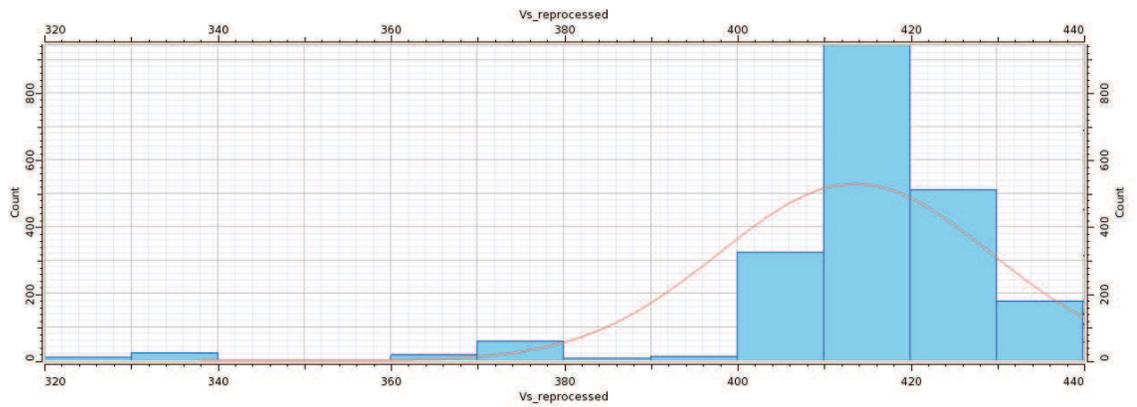


Figura A.I.7: histograma de la ventana enmarcada desde los 60 hasta los 90 m de elevación s.n.m.m.

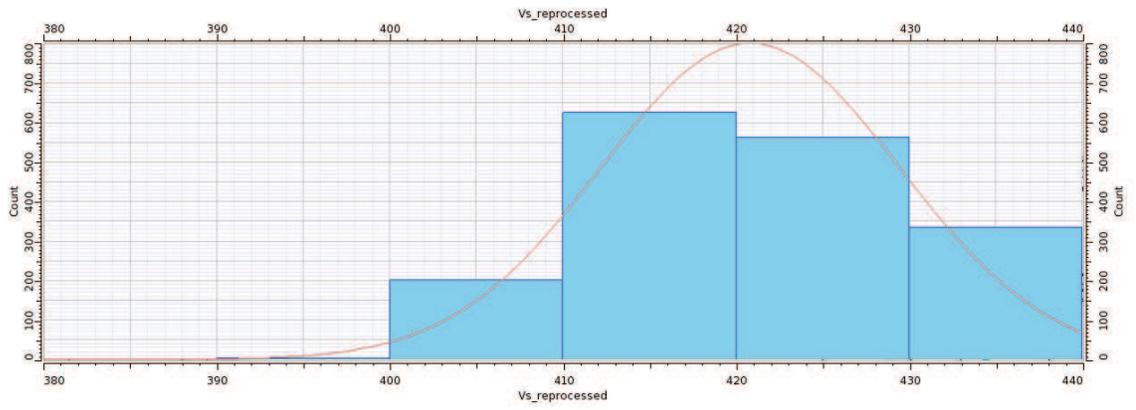


Figura A.I.8: histograma de la ventana enmarcada desde los 50 hasta los 60 m de elevación s.n.m.m.

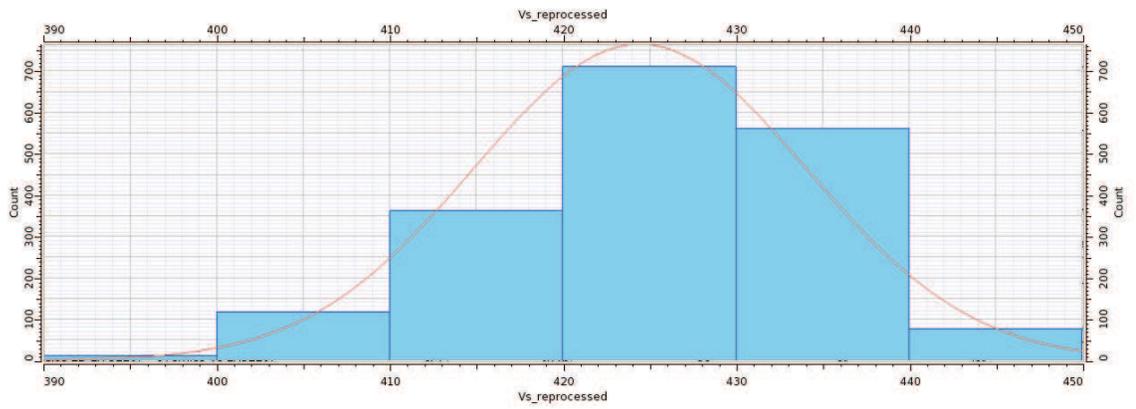


Figura A.I.9: histograma de la ventana enmarcada desde los 20 hasta los 50 m de elevación s.n.m.m.

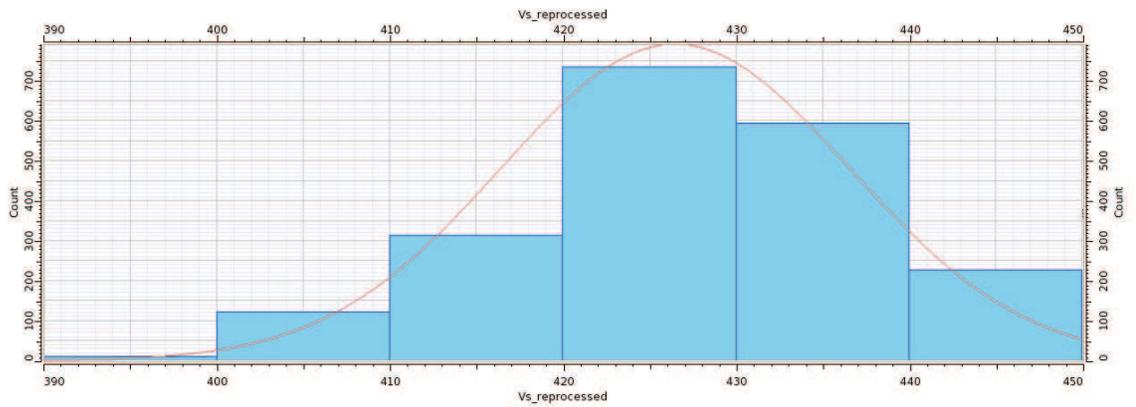


Figura A.I.10: histograma de la ventana enmarcada desde los 0 hasta los 20 m de elevación s.n.m.m.

## Relación $V_p - V_s$

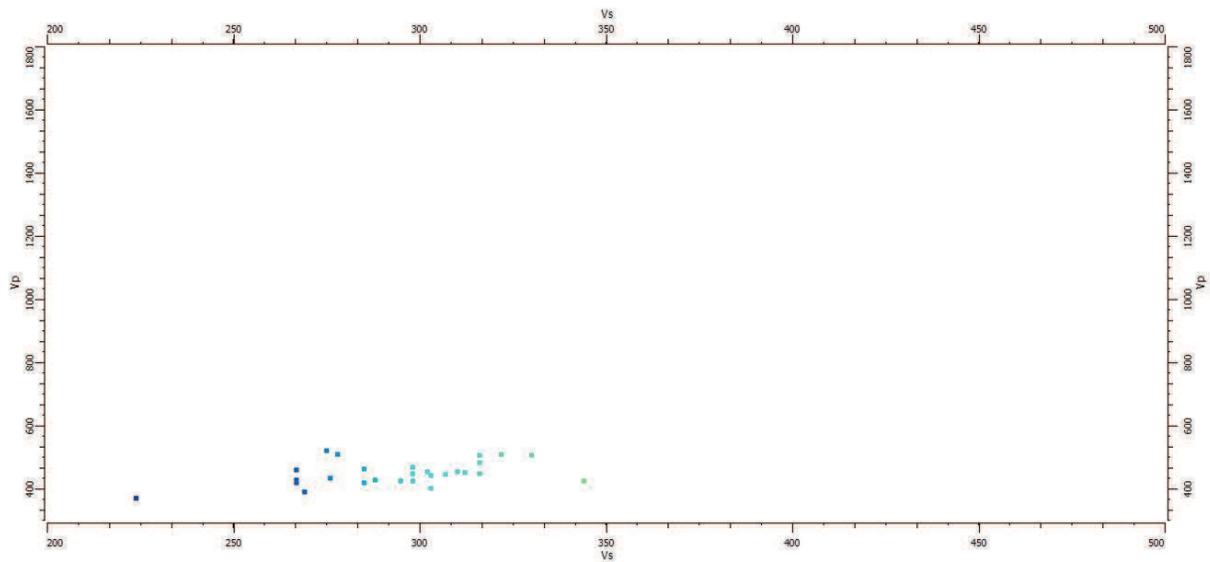


Figura A.I.11: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la capa meteorizada

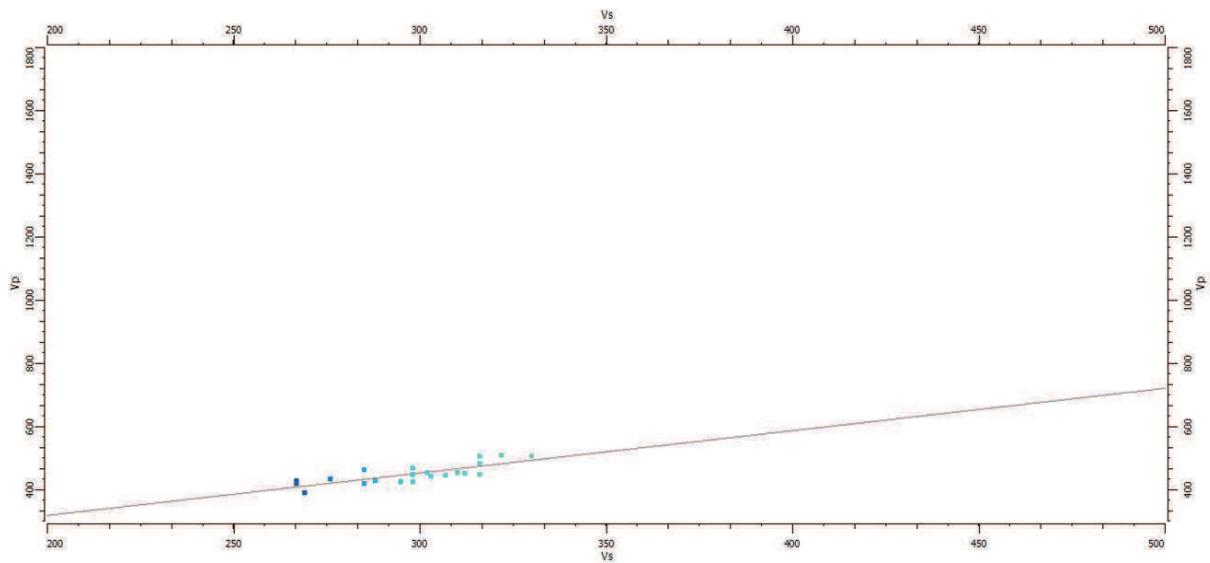


Figura A.I.12: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la capa meteorizada filtrado y suavizado con el ajuste lineal

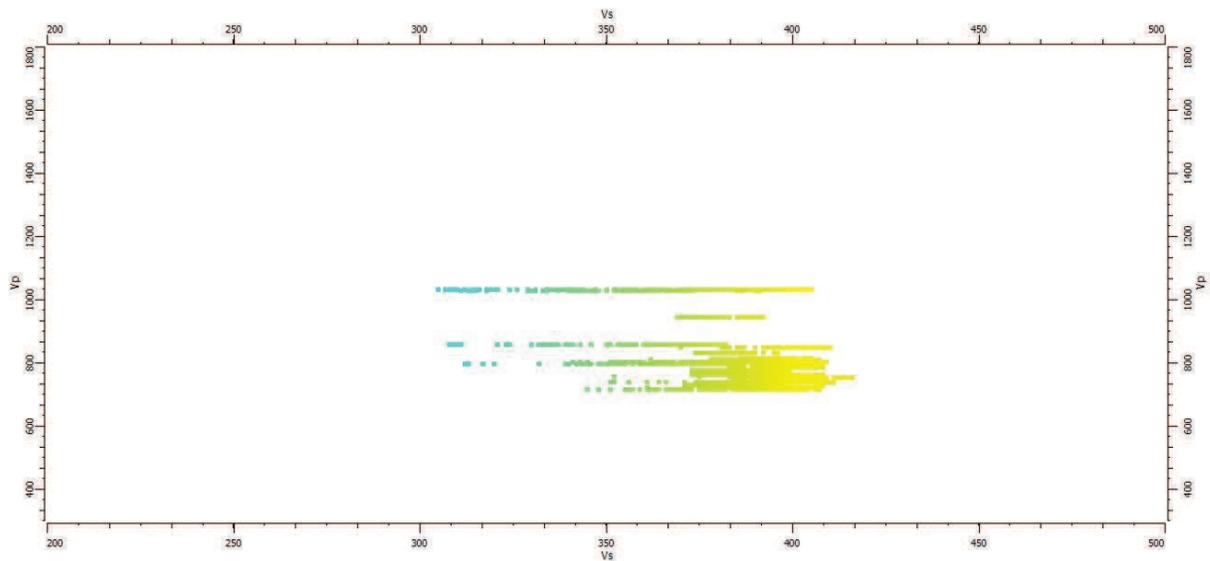


Figura A.I.13: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 1”

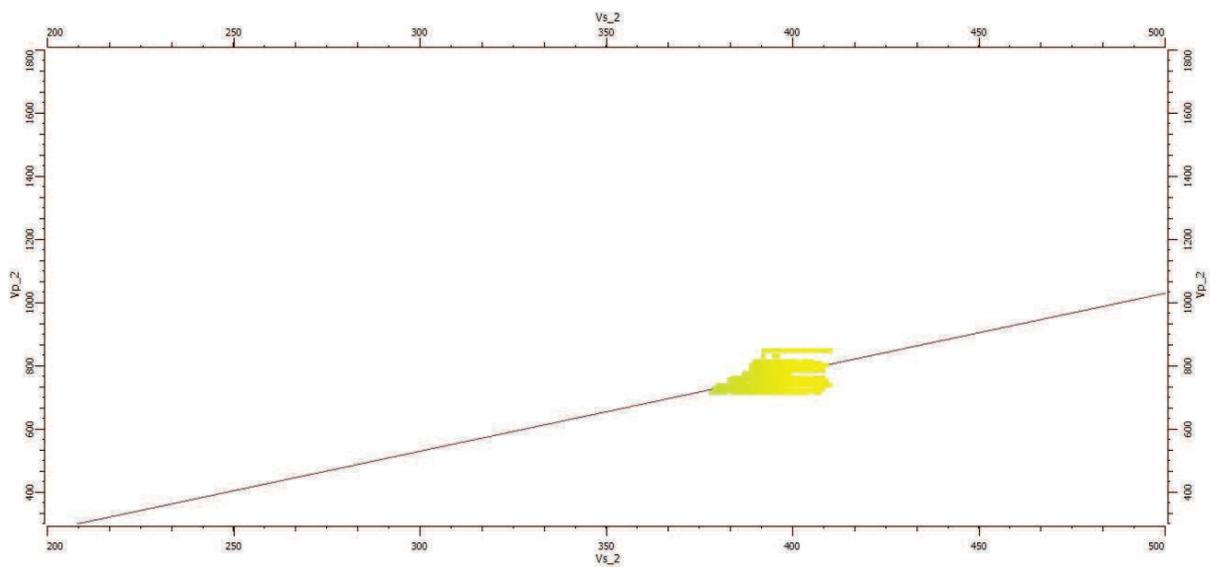


Figura A.I.14: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 1”  
filtrado y suavizado con el ajuste lineal

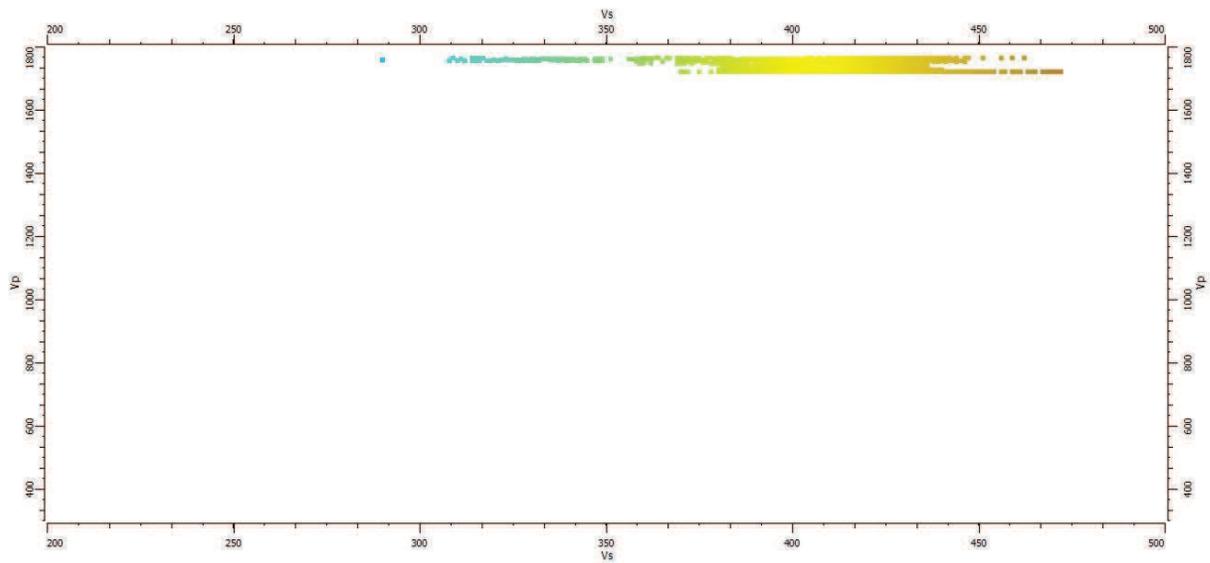


Figura A.I.15: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 2”

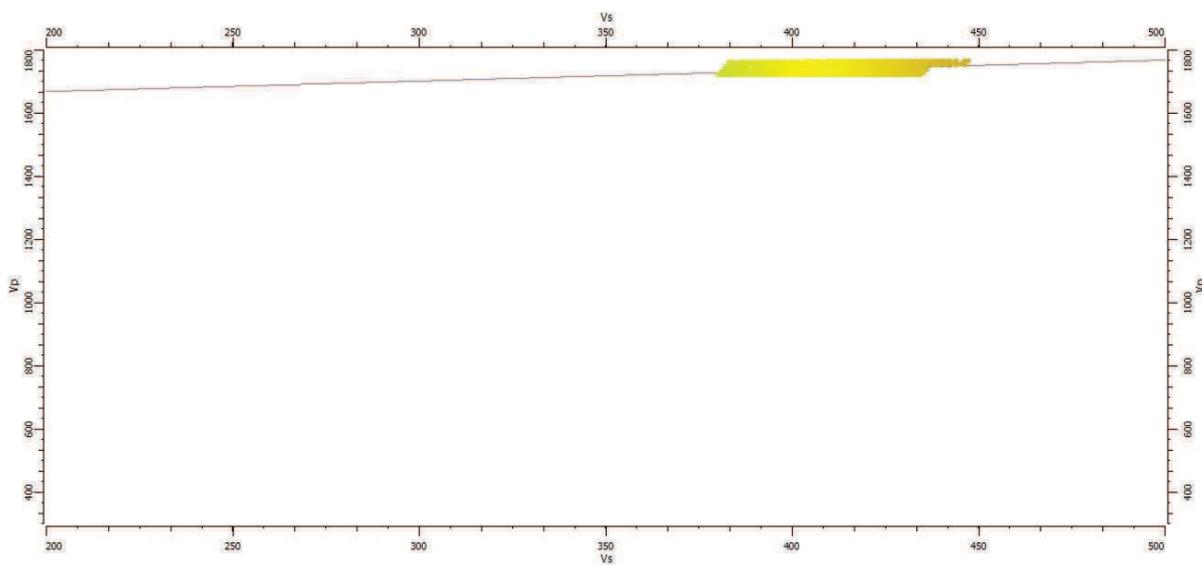


Figura A.I.16: gráfico cruzado de velocidad de onda S contra velocidad de onda P en la “capa 2”  
filtrado y suavizado con el ajuste lineal

## Secciones interpoladas

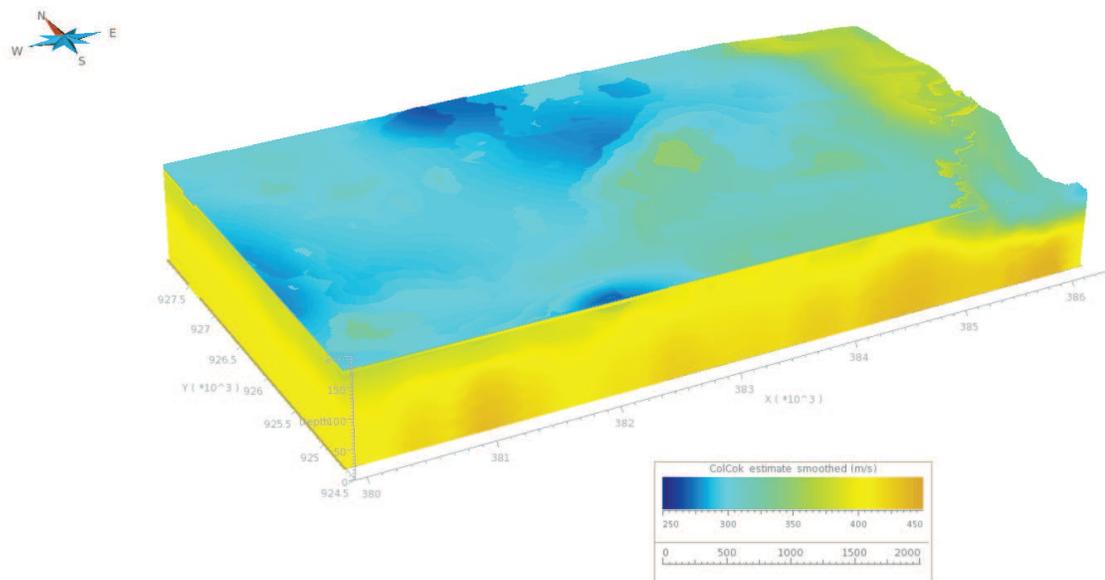


Figura A.I.17: volumen de velocidad de ondas de corte obtenido del MASW a los tendidos de sismica de refracción y reflexión

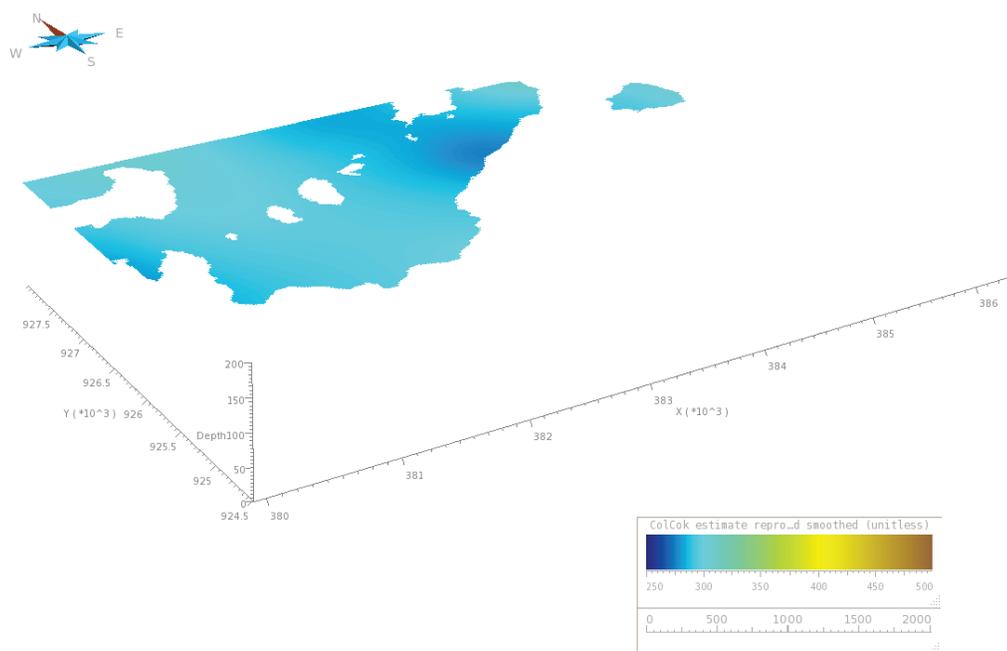


Figura A.I.18: sección tipo de la ventana comprendida entre la superficie y los 160 m de elevación s.n.m.m.

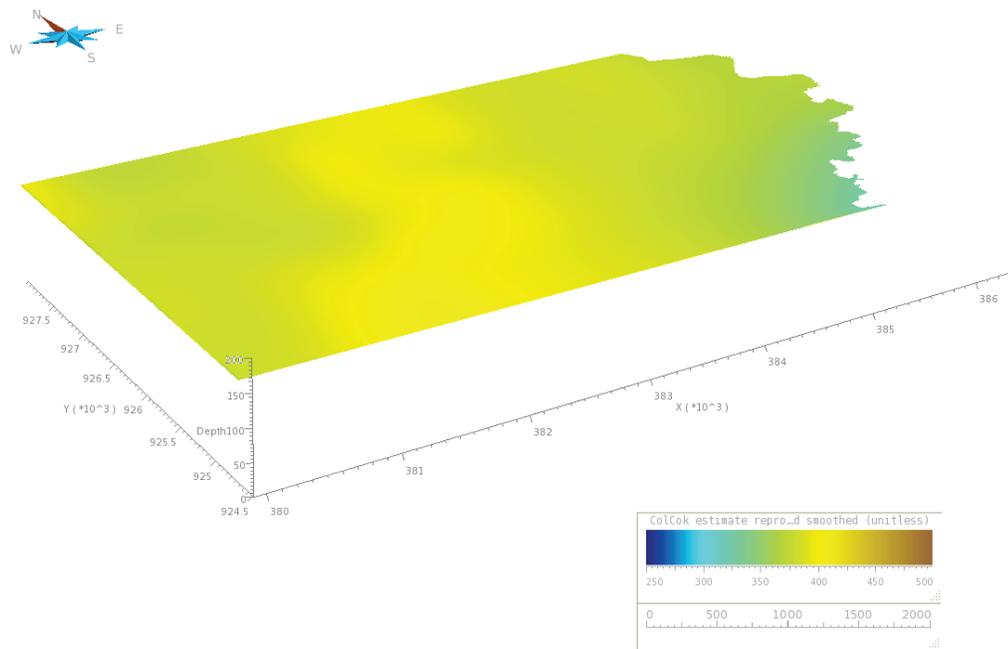


Figura A.I.19: sección tipo de la ventana comprendida entre los 160 y 150 m de elevación s.n.m.m.

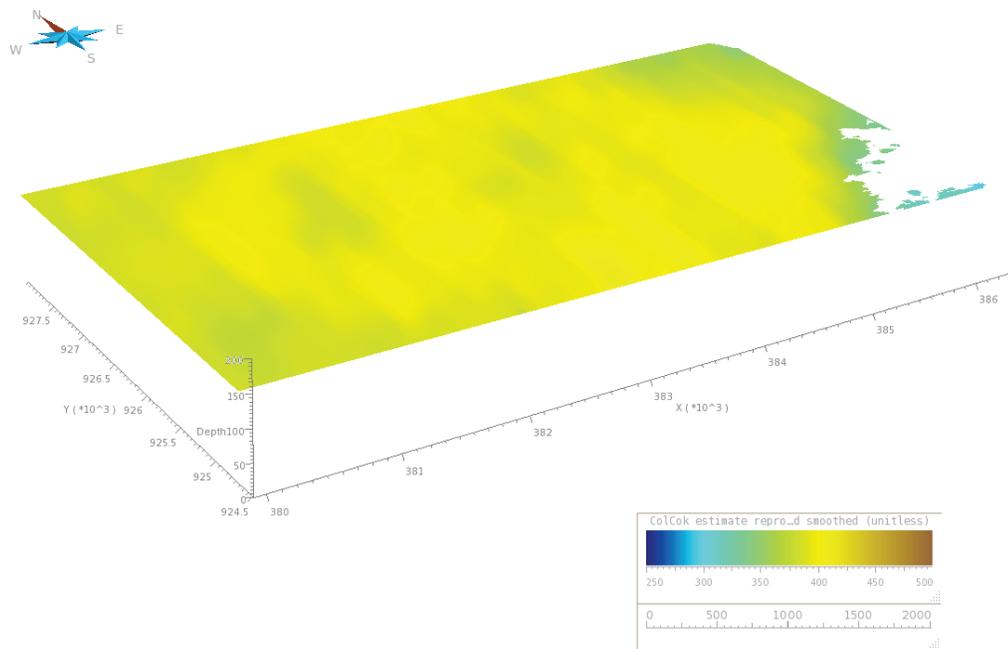


Figura A.I.20: sección tipo de la ventana comprendida entre los 150 y 130 m de elevación s.n.m.m.

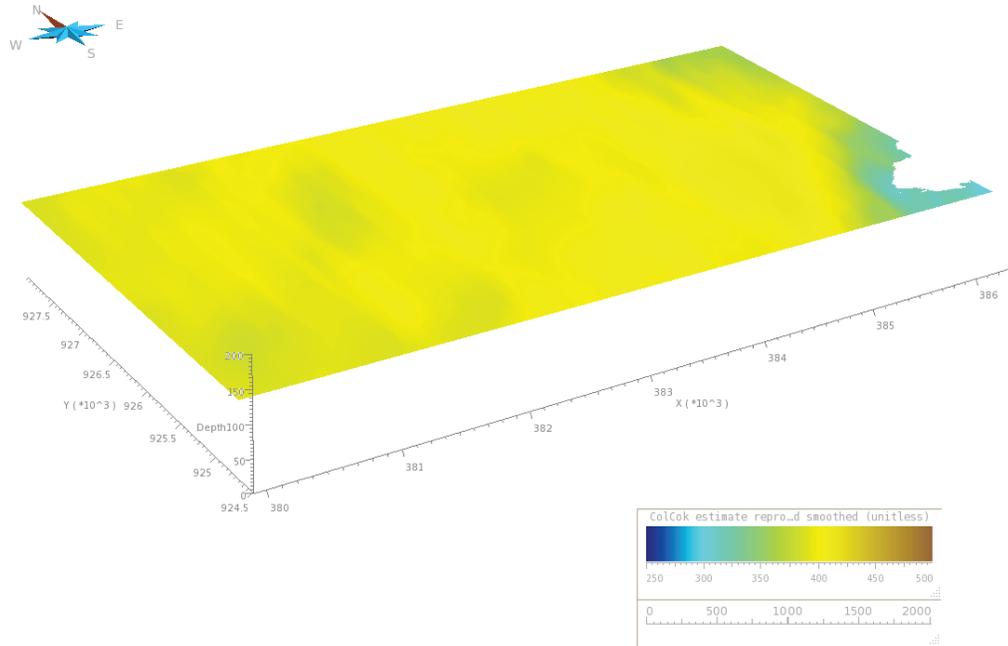


Figura A.I.21: sección tipo de la ventana comprendida entre los 130 y 110 m de elevación s.n.m.m.

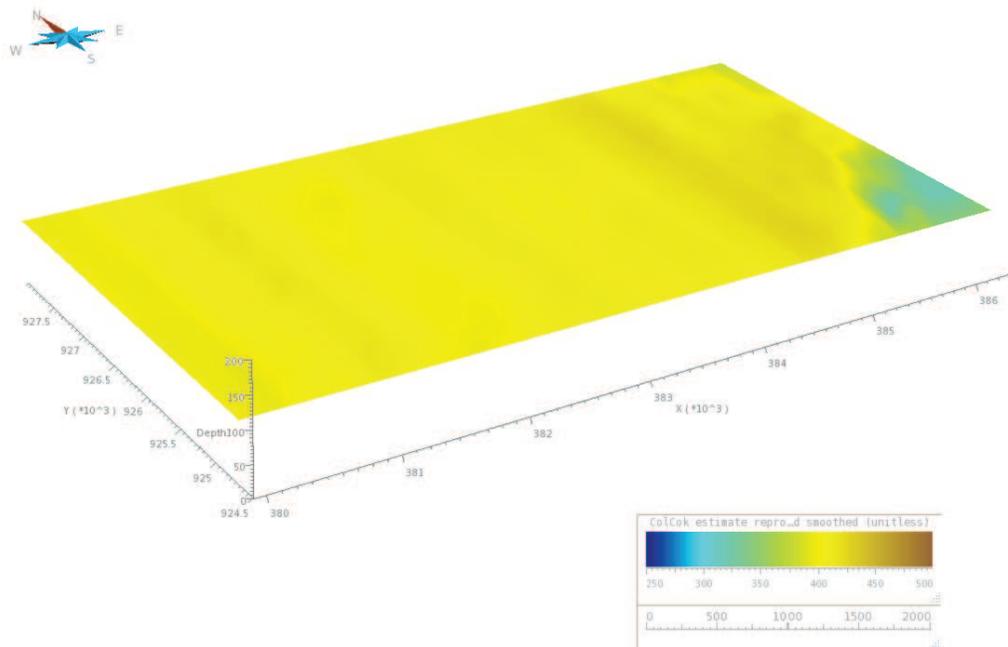


Figura A.I.22: sección tipo de la ventana comprendida entre los 110 y 90 m de elevación s.n.m.m.

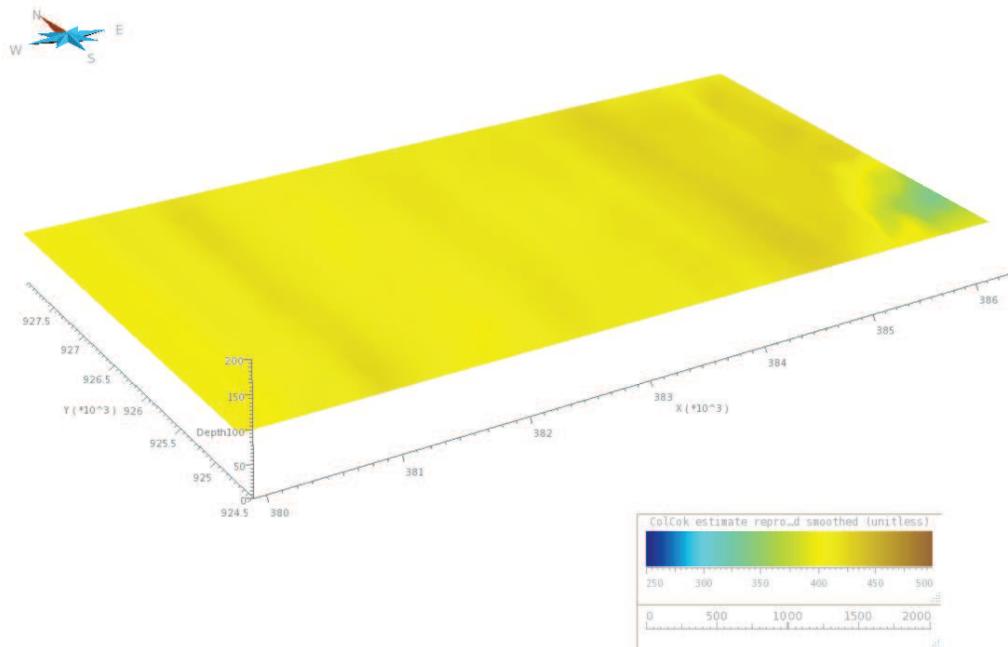


Figura A.I.23: sección tipo de la ventana comprendida entre los 90 y 60 m de elevación s.n.m.m.

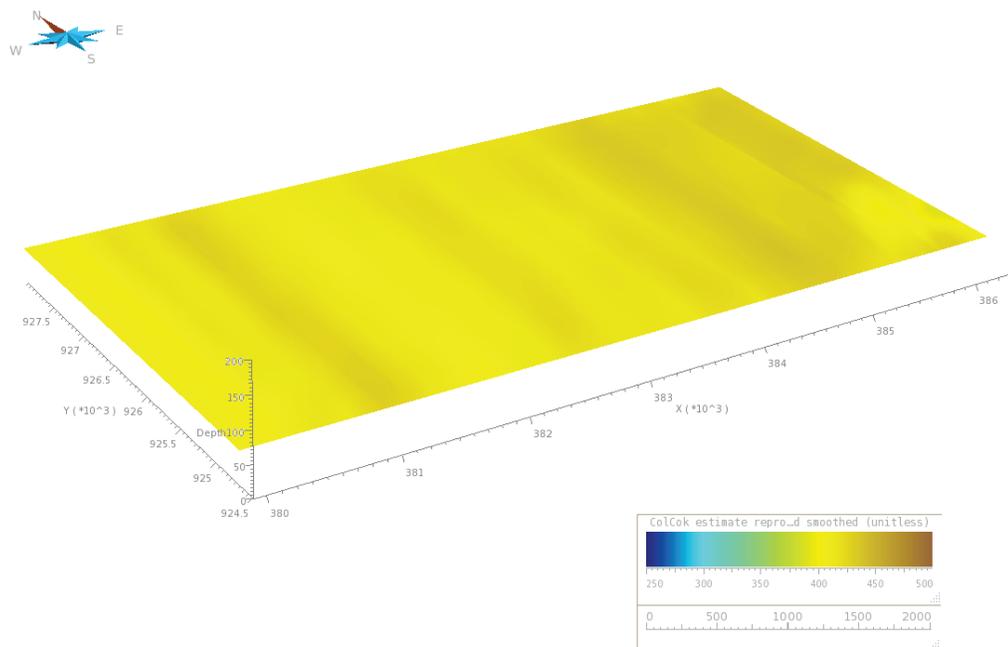


Figura A.I.24: sección tipo de la ventana comprendida entre los 60 y 50 m de elevación s.n.m.m.

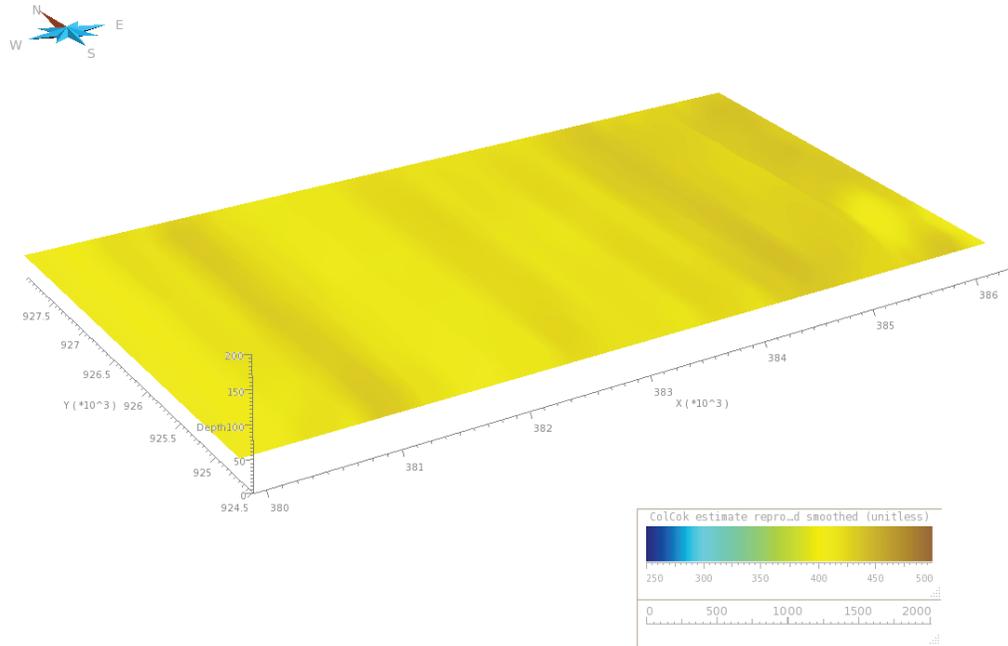


Figura A.I.25: sección tipo de la ventana comprendida entre los 50 y 20 m de elevación s.n.m.m.

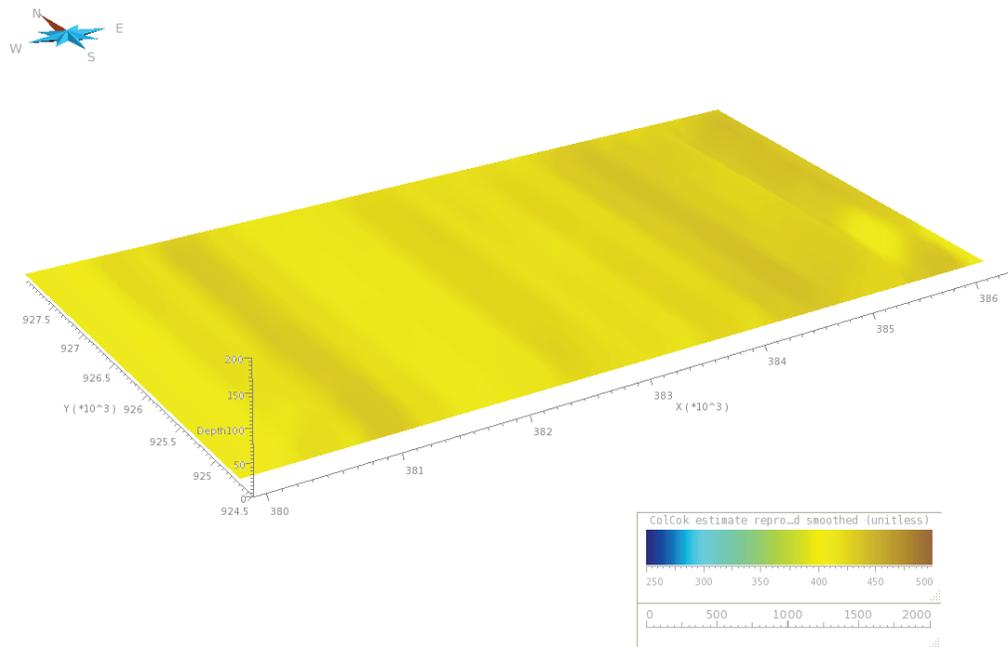


Figura A.I.26: sección tipo de la ventana comprendida entre los 0 y 20 m de elevación s.n.m.m.

## Apéndice II: transformación del dominio del disparo al dominio de la traza correlacionada en el punto medio entre canales (CMPCC)

Para poder realizar MASW en dos dimensiones, es necesario transformar los datos del dominio del disparo al dominio del CMPCC, proceso que detalladamente puede explicarse de la siguiente manera:

Inicialmente se parte de la configuración 2D básica de adquisición sísmica, como se muestra en la figura A.II.1

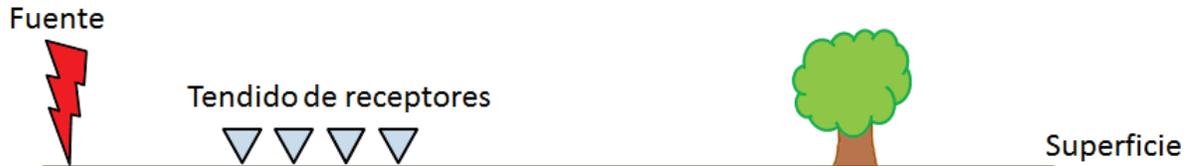


Figura A.II.1: tendido de receptores regados en superficie

Ahora bien, una vez que se hace la detonación de la fuente, como muestra la figura A.II.2, los receptores graban todo el tren de ondas, incluyendo las ondas superficiales

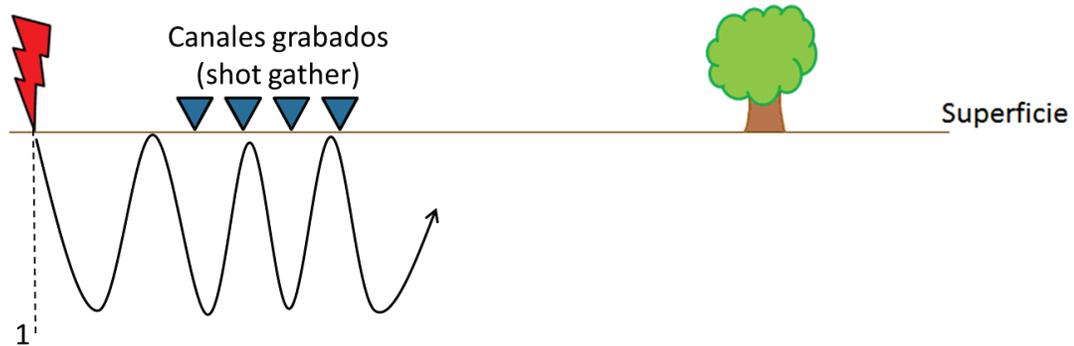


Figura A.II.2: tránsito de la onda Rayleigh con respecto al arreglo de geófonos

Luego, una vez que se tienen grabados el *shot gather*, se realiza la correlación entre cada par de receptores como muestra la figura A.II.3, asignándosela al punto medio entre cada par tomado.



Figura A.II.3: trazas resultantes de la correlación entre pares de canales

Siguiendo el proceso mencionado para todas los disparos, como muestra la figura A.II.4, se tendrán un conjunto de trazas correlacionadas ordenadas de acuerdo a la distancia entre el par de canales tomados para la correlación, es decir, la distancia entre el par de canales tomados para la correlación será equivalente al *offset* de la traza resultante.

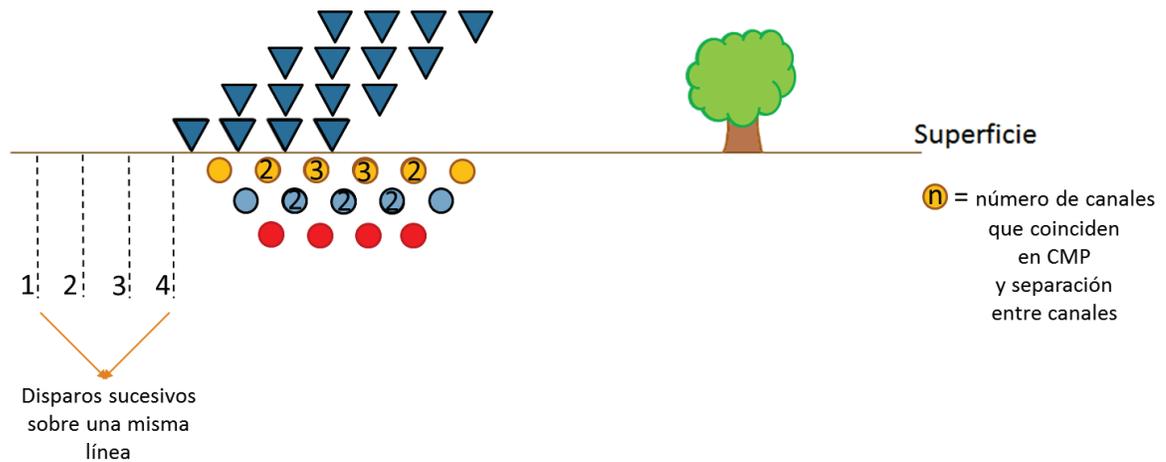


Figura A.II.4: posición resultante de las trazas correlacionadas de varios tendidos (uno por cada disparo) sobre una misma línea

Finalmente, del arreglo anterior, se hará la separación de trazas correlacionadas de acuerdo a su posición (CMP) que en la práctica, es definido como una zona de longitud asignada denominada *bin* (como se muestra en la figura A.II.6), y al agrupamiento de trazas dentro de un mismo *bin* se le denomina *CMPCC gather*.

En los casos en que dentro de un *CMPCC gather* se obtengan varias trazas con el mismo *offset* (separación de canales generadores), se hará un apilado vertical de éstos para obtener una traza representativa.

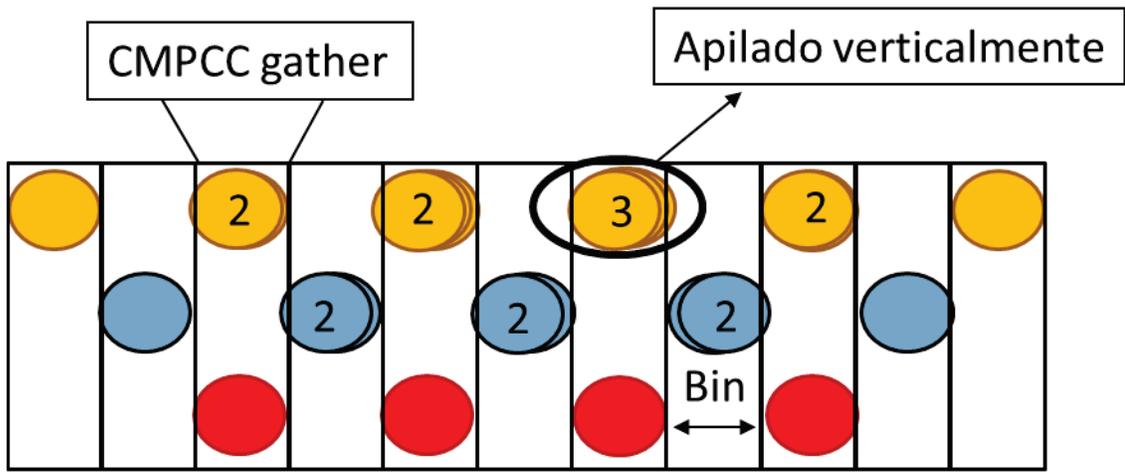


Figura A.II.5: distribución de los CMPCC *gathers*

### Apéndice III: Precisión en las curvas de dispersión de acuerdo al número de canales utilizados por agrupación

Del diagrama de cobertura obtenido, como se muestra en la figura 4.14, y de las observaciones a los espectros se establece que la precisión en las curvas de dispersión es proporcional al número de canales utilizados en el tendido, tal como se muestra en las siguientes figuras, donde los colores más claros representan la zona de mayor amplitud, o bien, el modo fundamental de la onda Rayleigh:

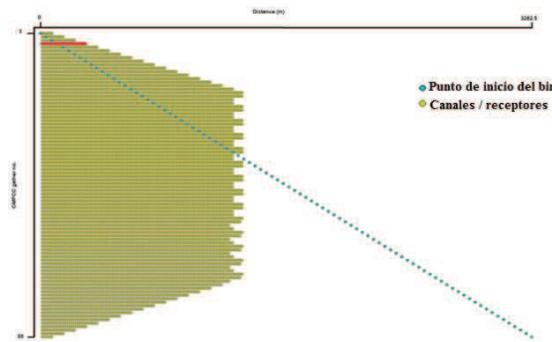


Figura A.III.1: Posición del CMPCC gather de 24 canales dentro del diagrama de cobertura general

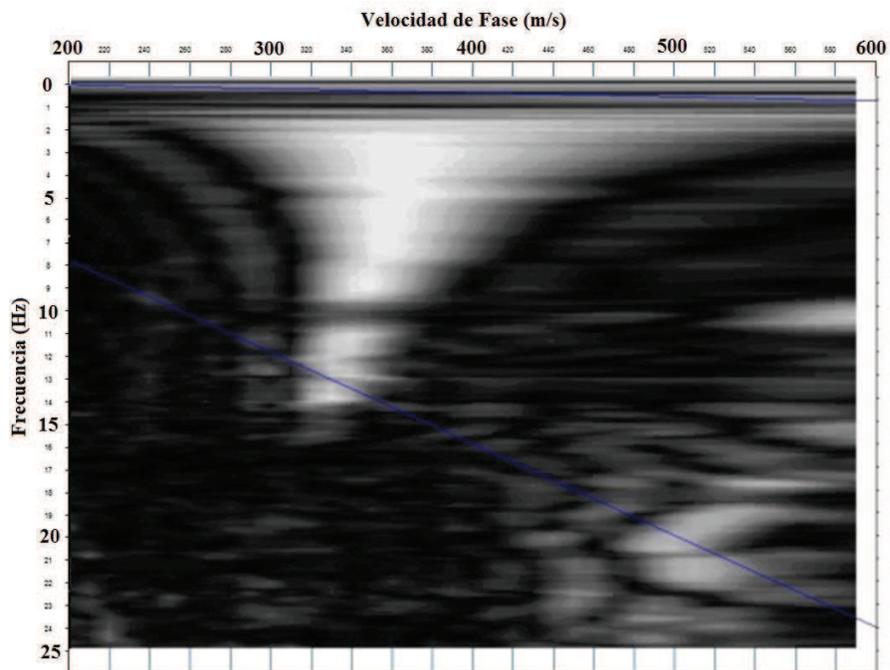


Figura A.III.2: espectro observado para registros de 24 canales

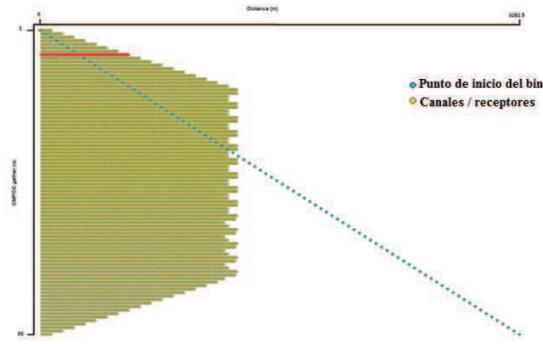


Figura A.III.3: Posición del CMPCC *gather* de 48 canales dentro del diagrama de cobertura general

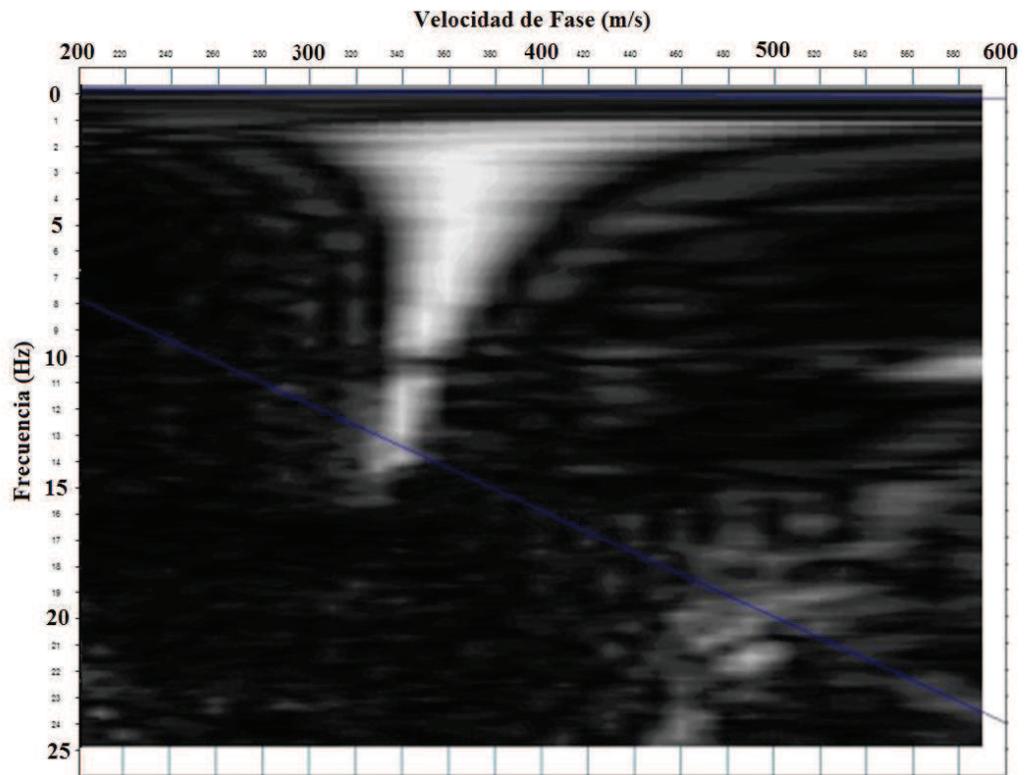


Figura A.III.4: espectro observado para registros de 48 canales

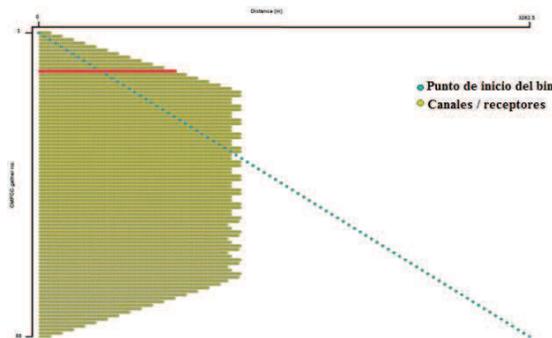


Figura A.III.5: Posición del CMPCC *gather* de 72 canales dentro del diagrama de cobertura general

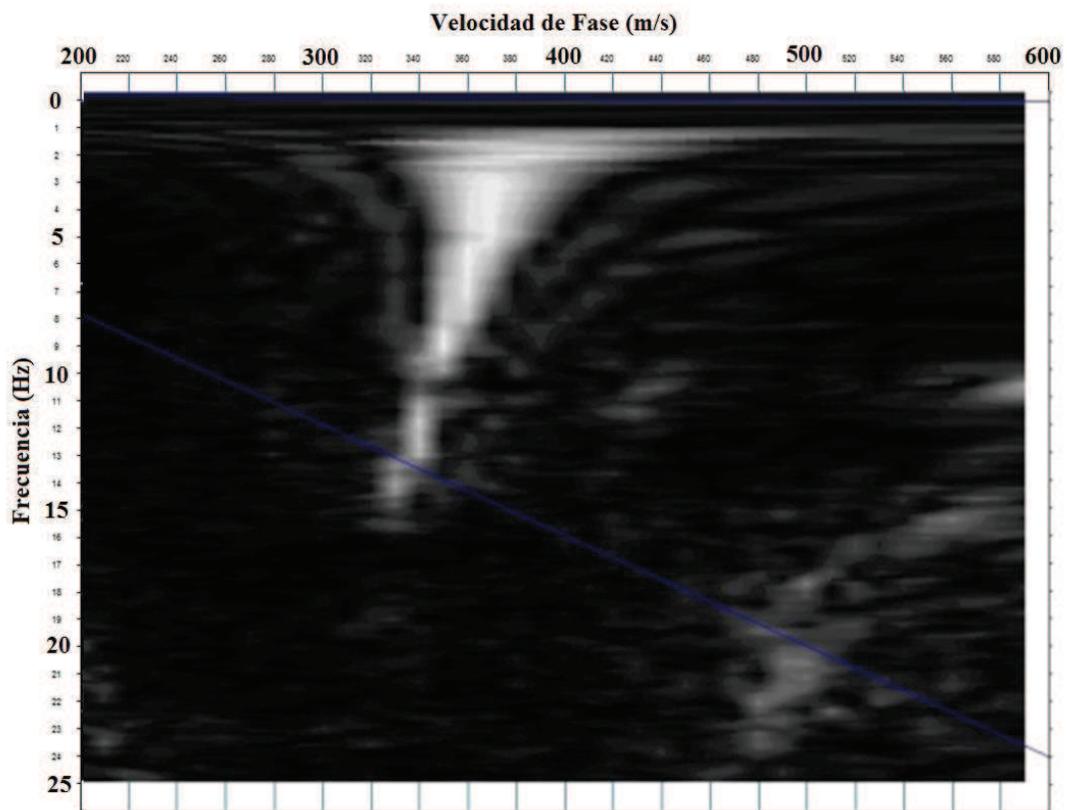


Figura A.III.6: espectro observado para registros de 72 canales

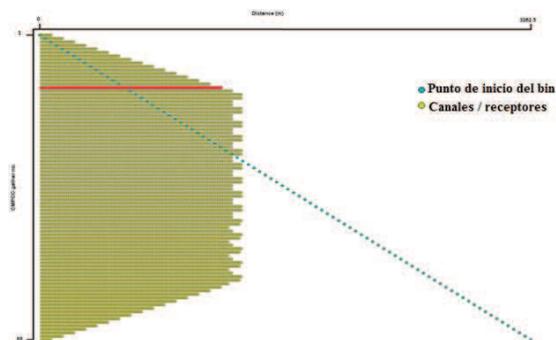


Figura A.III.7: Posición del CMPCC *gather* de 96 canales dentro del diagrama de cobertura general

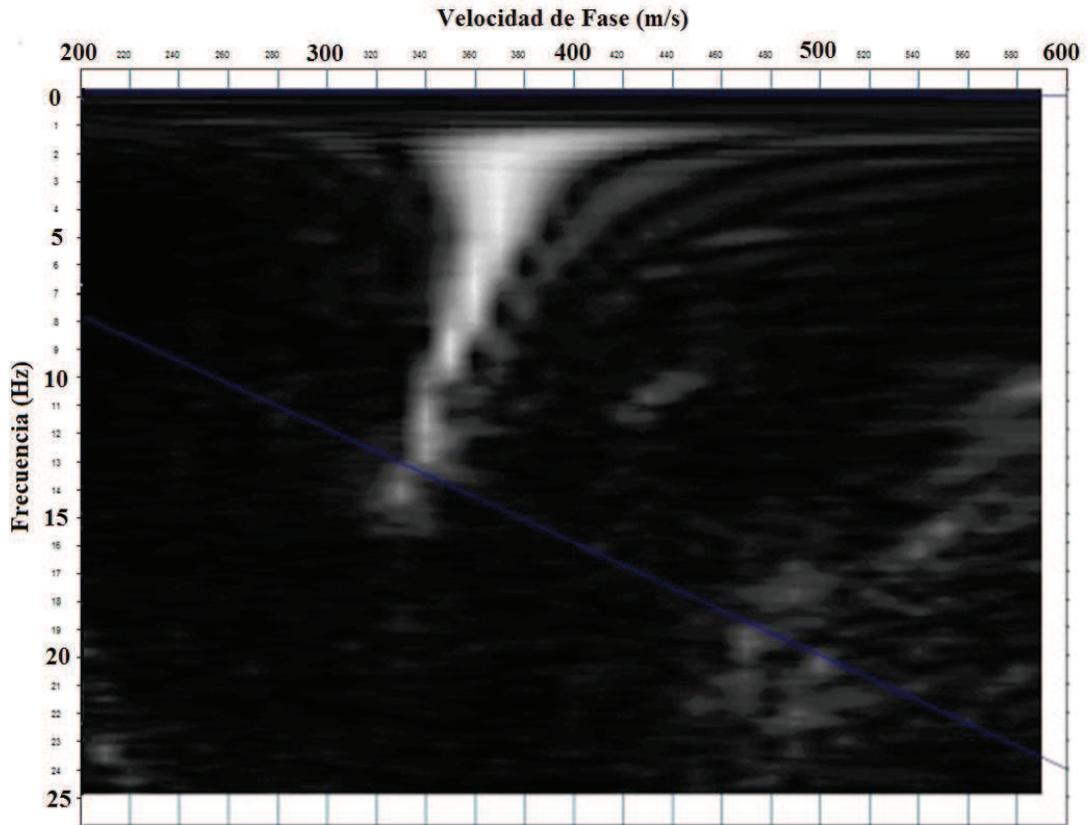


Figura A.III.8: espectro observado para registros de 96 canales

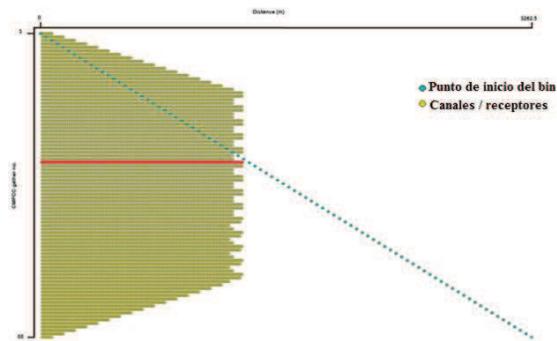


Figura A.III.9: Posición del CMPCC *gather* de 107 canales dentro del diagrama de cobertura general

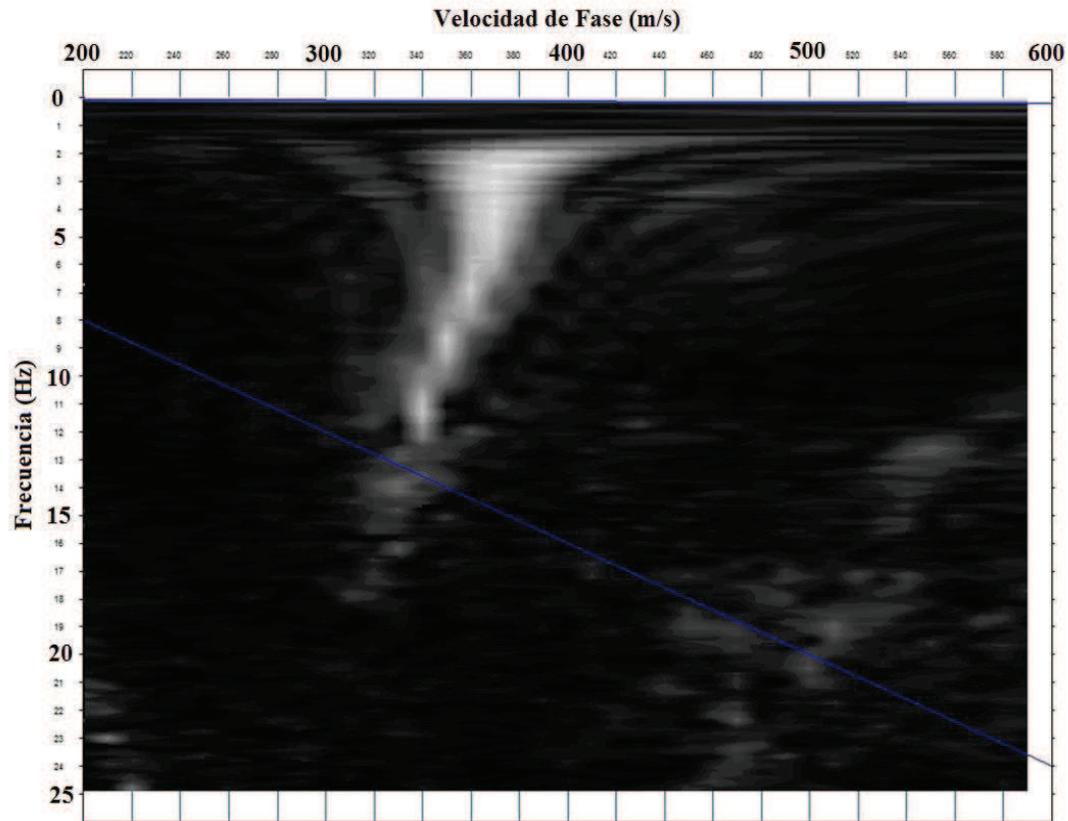


Figura A.III.10: espectro observado para registros de 107 canales

Finalmente, cuando se tienen 107 trazas por CMPCC *gather*, el modo fundamental es identificable con precisión casi puntual.

## Apéndice IV: pasos seguidos en el software *SeisImager* para realizar el MASW 2D

I. Abrir archivos en formato SEG-Y en el módulo *Pickwin v 4.2.0.0*

1) Por medio del comando [Ctrl+O] seleccionar la carpeta de ubicación del archivo y hacer doble click sobre éste

a) A continuación, aceptar convertir el archivo a formato IEEE

b) Posteriormente, negar guardar el archivo en formato SEG-2

2) Luego, para aplicar geometría a los tendidos, donde cada traza posee espaciamiento constante entre sí, se realiza una modificación al *trace header* por medio del comando [Ctrl+K] y del cual se despliega la ventana que muestra la figura A.IV.1

Make trace header key

Source  m

Data length

# of traces

Receivers

First trace  m

Intervals  m

Input file name

Output file name

OK

Cancel

Figura A.IV.1: ventana para modificar el *trace header*

en la que se puede especificar la posición de la fuente y además la posición del primer canal de recepción y el espaciamento entre canales sucesivos, una vez editados estos campos, hacer *click* en “OK”. A continuación se desplegará la ventana mostrada en la figura A.IV.2 .

Header information

Trace header								First arrival (msec)	Amplitude used in plotting	Time shift (msec)
No.	Rec. dist.(cm)	Source dist.(cm)	Gain	Comp.	Delay (msec)	Sampling (micro-sec)	Data-length			
1	0	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
2	1250	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
3	2500	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
4	3750	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
5	5000	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
6	6250	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
7	7500	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0
8	8750	0	10	1	0	2000	3000	0	1	0

OK

Cancel

Next

Back

Initialize first arrival

Initialize amplitude

Initialize

# of traces

Figura A.IV.2: visualización del *trace header*

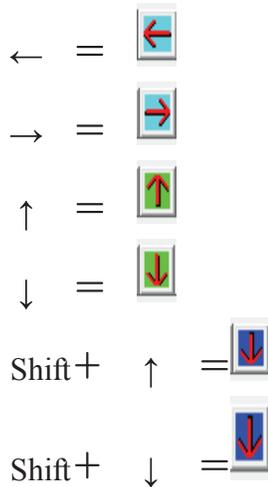
que contiene la información relevante del trace header de ocho trazas a la vez, para mostrar el siguiente grupo de ocho trazas hacer *click* en *Next*, y una vez revisada toda la información hacer *click* en “OK”.

3) Los botones que se muestran a continuación:



(1)

son de utilidad para ajuste de la visualización de las trazas en la ventana, aunque también son equivalentes a las teclas (y/o comandos):



4) Una vez establecida la geometría del tendido, se corrige el tiempo de retardo de la llegada del frente de ondas a la superficie sobre el mismo punto de detonación (corrección de tiempo cero) seleccionando la opción *edit* en la barra de menú y a continuación seleccionar *time shift traces* de la lista que se despliega, y posteriormente seleccionar *set time-shift traces* para establecer el tiempo de retardo, como se muestra en la figura A.IV.3 .

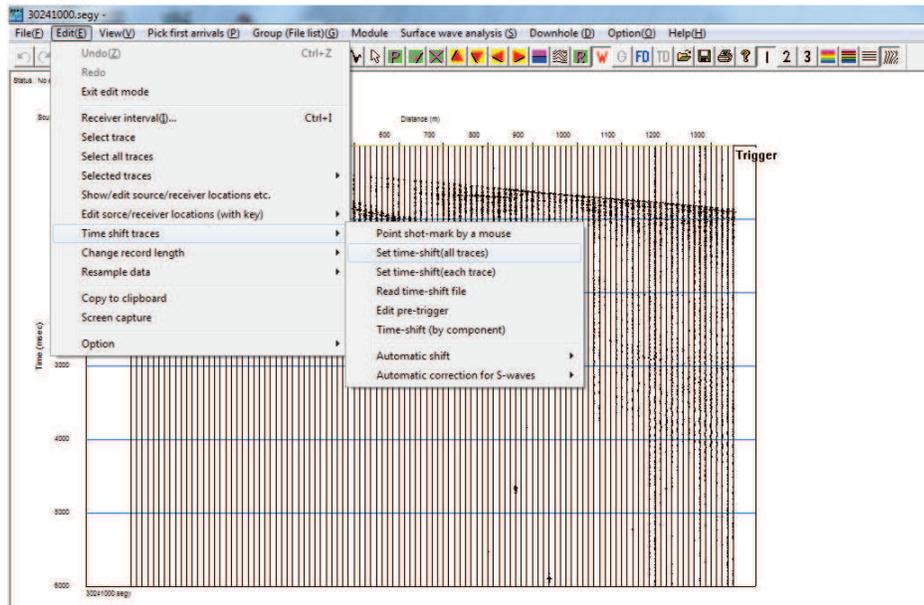


Figura A.IV.3: selección para corregir el tiempo cero

En la ventana que se activa a continuación se introduce el tiempo de retardo en milisegundos, tomando en cuenta que valores positivos implican reducción en los tiempos de llegada y valores negativos retardos, como muestra la figura A.IV.4 .

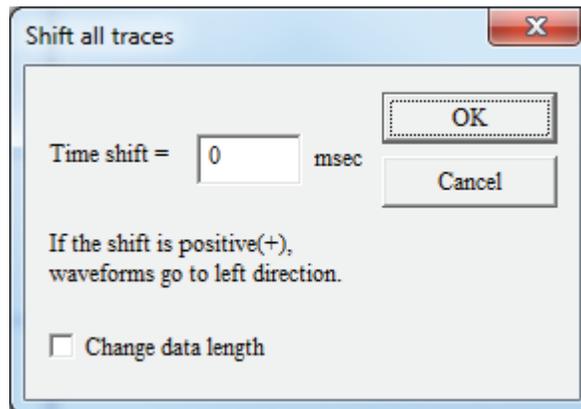


Figura A.IV.4: ventana para establecer cuantitativamente el retraso de la llegada de las ondas

5) Una vez hecha las correcciones, es conveniente guardar la agrupación de trazas como un nuevo archivo, seleccionando *file* en la barra de menú, y a continuación seleccionar “*save waveform file as...*” como muestra la figura A.IV.5 .

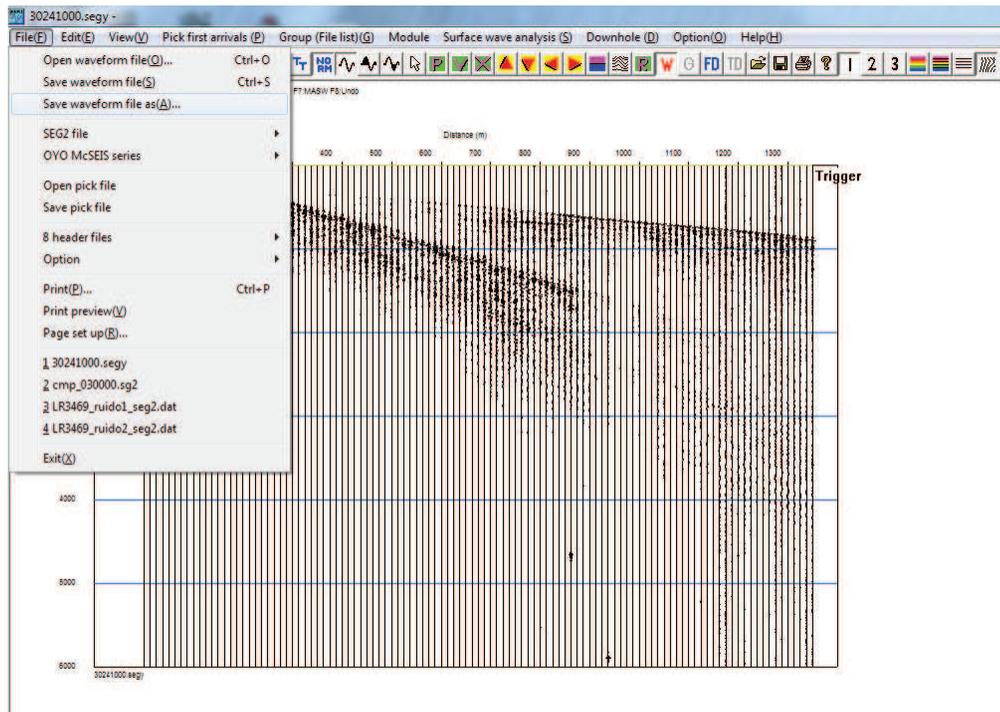


Figura A.IV.5: selección para guardar el tendido como un nuevo archivo

6) Ahora bien, una vez que se han aplicado las correcciones a todas las agrupaciones de trazas sobre una misma línea, se procede a ordenarlos seleccionando *group file list* en la barra de menú y a continuación seleccionar *Make file list* como muestra la figura A.IV.6, y de la cual se abre la ventana mostrada en la figura A.IV.7, donde se seleccionan los archivos correspondientes a todas las agrupaciones de trazas haciendo [Ctrl +click].

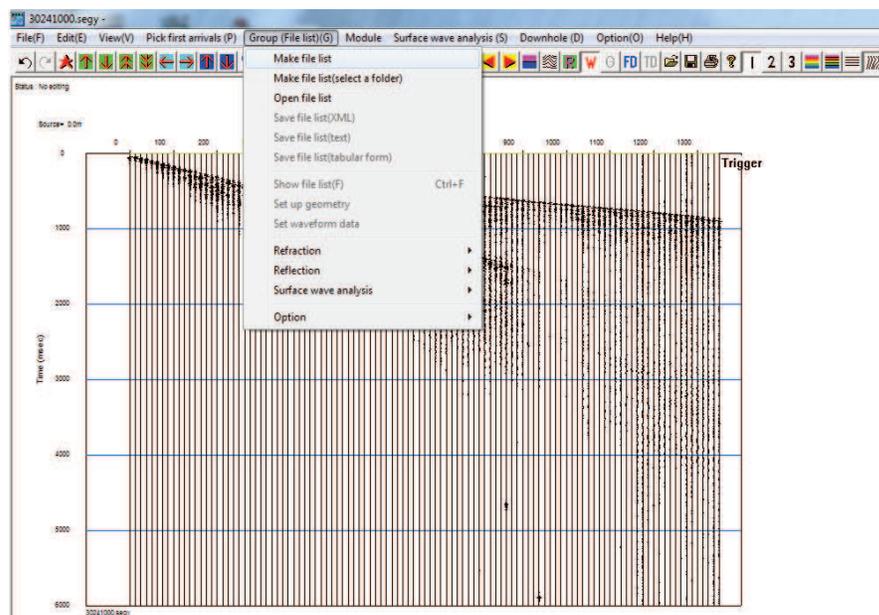


Figura A.IV. 6: selección para crear el listado de tendidos pertenecientes a una misma línea

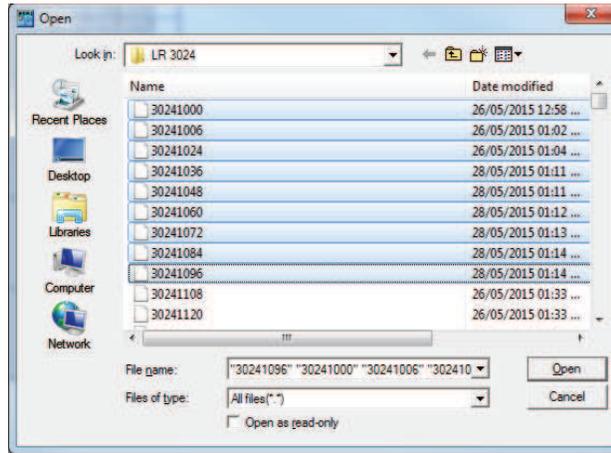


Figura A.IV.7: ejemplo de archivos seleccionados simultáneamente para la creación del listado

Una vez que se eligen los archivos y son abiertos, la ventana mostrada en la figura A.IV.8 es desplegada, en la cual es seleccionada la información de los archivos que se utilizará en el análisis.

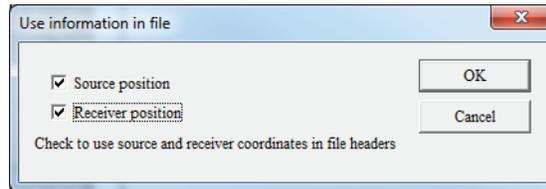


Figura A.IV.8: ventana para establecer la información a utilizar de los encabezados de los archivos

Creada la lista de archivos correspondiente a las agrupaciones de trazas, es posible pasar de un archivo a otro por medio de los botones:



(2)

7) Para extraer la geometría de los tendidos y cargarlos al programa, se selecciona nuevamente *group file list* en la barra de menú, y a continuación se selecciona *Set up geometry*, como muestra la figura A.IV.9 .

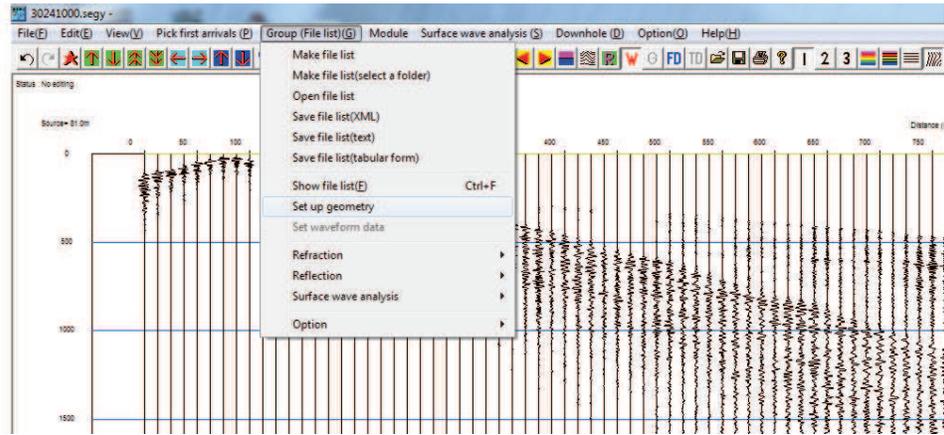


Figura A.IV.9: selección para configurar la geometría de los tendidos pertenecientes a una misma línea

Como resultado, se obtiene el diagrama de posiciones relativas mostrado en la figura A.IV.10, en la que los puntos amarillos representan los canales y los azules los puntos de detonación. El tendido ubicado en la parte de arriba representa el primer tendido de la línea receptora.

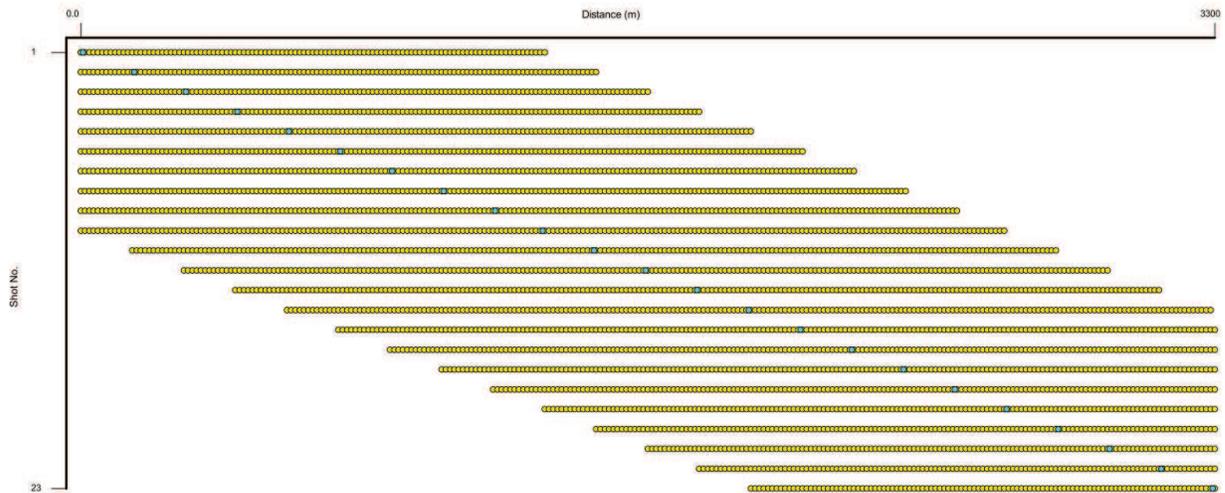


Figura A.IV.10: configuración relativa de los tendidos de una misma línea receptora

Además es de interés mencionar que los siguientes botones cambian la visualización de la ventana de la geometría relativa a (G) a la ventana de trazas (W)



(3)

8) Ordenados espacialmente todos los tendidos de la línea receptora, se procede a realizar el MASW en dos dimensiones:

a) Inicialmente se generan los CMPCC *gathers*, seleccionando como muestra la figura A.IV.11, *group file list* y a continuación *Surface wave analysis*, y de la lista que se despliega se selecciona *Make CMP gather files (2D)*.

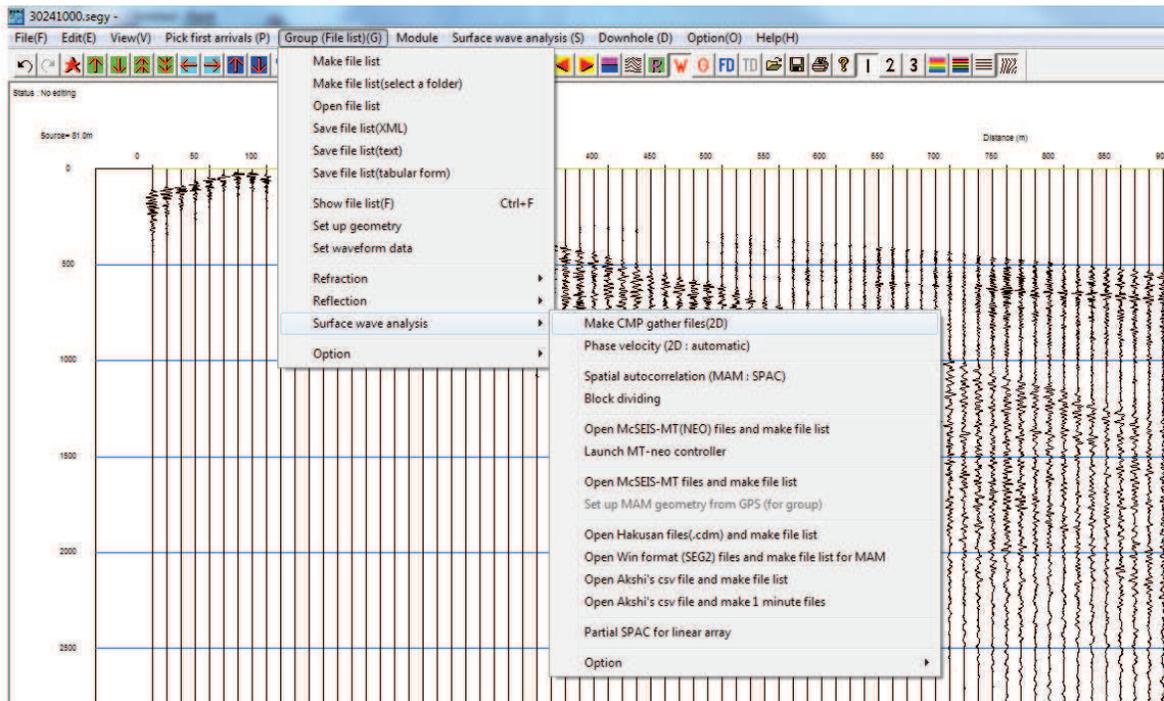


Figura A.IV.11: selección para generar los CMPCC *gathers*

De la ventana que se abre inmediatamente, mostrada en la figura A.IV.12 se establecen las coordenadas relativas de inicio y final de la línea receptora, así como la longitud del *bin*.

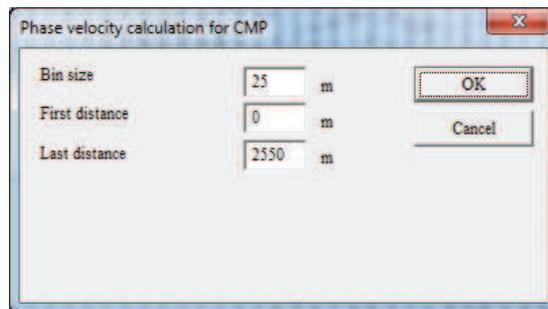


Figura A.IV.12: ventana para establecer los parámetros del cálculo de los CMPCC *gathers*

Para finalizar la etapa, por medio de los botones mostrados en (3) se puede visualizar el diagrama de cobertura general mostrado en la figura A.IV.13, en el que cada línea horizontal representa un CMPCC *gather*; por los que se puede desplazar utilizando los botones mostrados en (2)

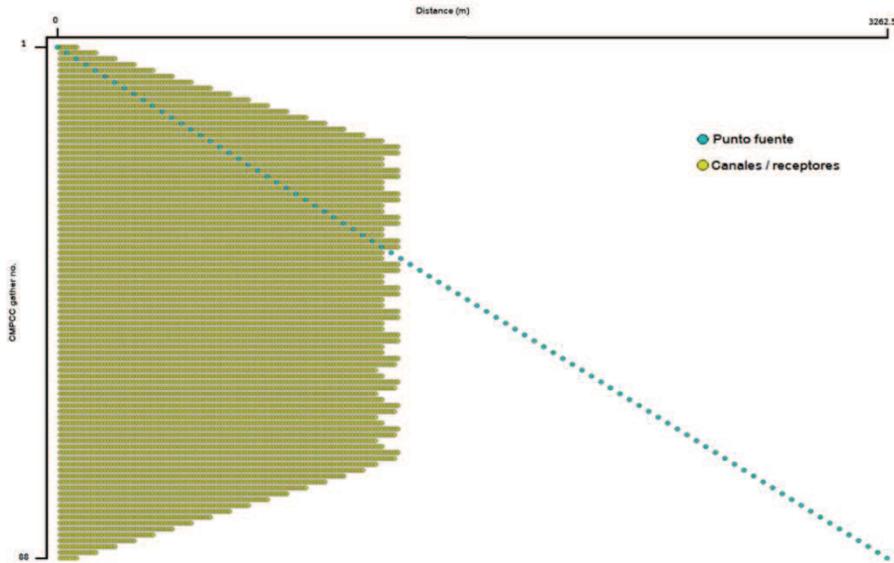


Figura A.IV.13: diagrama de cobertura general en función de cada CMPCC *gather*

b) La próxima etapa del análisis consiste en la transformación al espectro  $c-f$  y la selección del modo fundamental de la onda Rayleigh, para lo cual, como se muestra en la figura A.IV.14, se selecciona *surface wave analysis* en la barra de menú y a continuación *Phase velocity - frequency transformation and picking (2D)*, y de la que inmediatamente se activa la ventana mostrada en la figura A.IV.15, en la que se establecen los límites del espectro  $c-f$  a calcular y posteriormente aparece una nueva ventana para establecer los límites del *picking* (selección del modo fundamental de la onda Rayleigh mediante la sucesión automática de puntos).



(4)

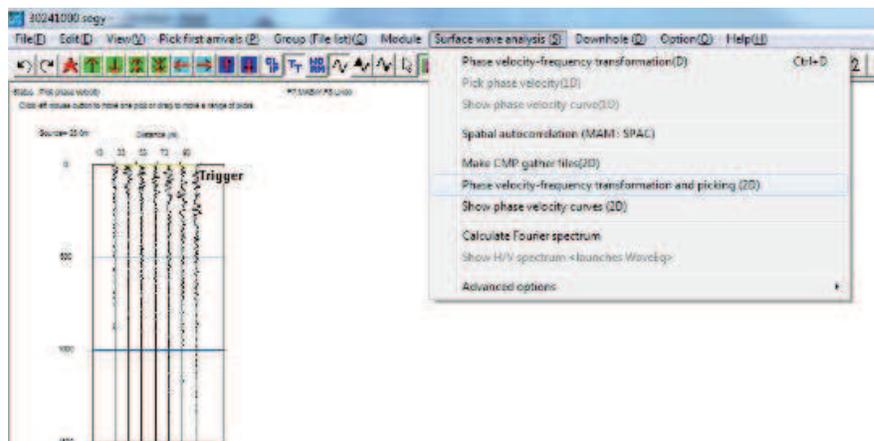


Figura A.IV.14: selección para calcular los espectros  $c-f$  y realizar el *picking* del modo fundamental de la onda *Rayleigh*

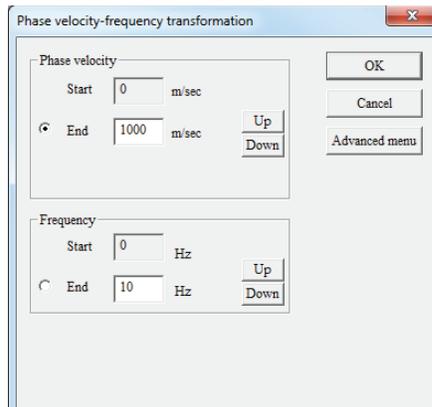


Figura A.IV.15: ventana para establecer los límites del espectro  $c-f$  a calcular

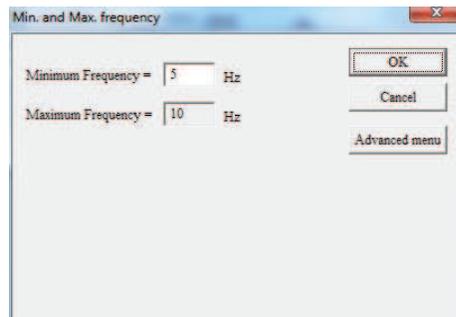


Figura A.IV.16: ventana para establecer los límites en frecuencia del *picking* del modo fundamental de la onda Rayleigh

De las opciones establecidas en las ventanas anteriores deriva la ventana mostrada en la figura A.IV.17, que muestra el espectro  $c-f$  del CMPCC *gather* activo, y en la que es posible modificar la sucesión de puntos mediante *clicks* para la selección del modo fundamental de la onda Rayleigh.

Por medio de los botones (2) es posible revisar cada agrupación de trazas y utilizando el comando [Ctrl + D] se despliega la ventana mostrada en la figura A.IV.15, y de esta manera realizar la revisión de la sucesión de puntos en cada espectro.

Es de interés mencionar que la sucesión de puntos de los espectros no activos pueden activarse y desactivarse seleccionando *view* en la barra de menú y a continuación *show curves*.

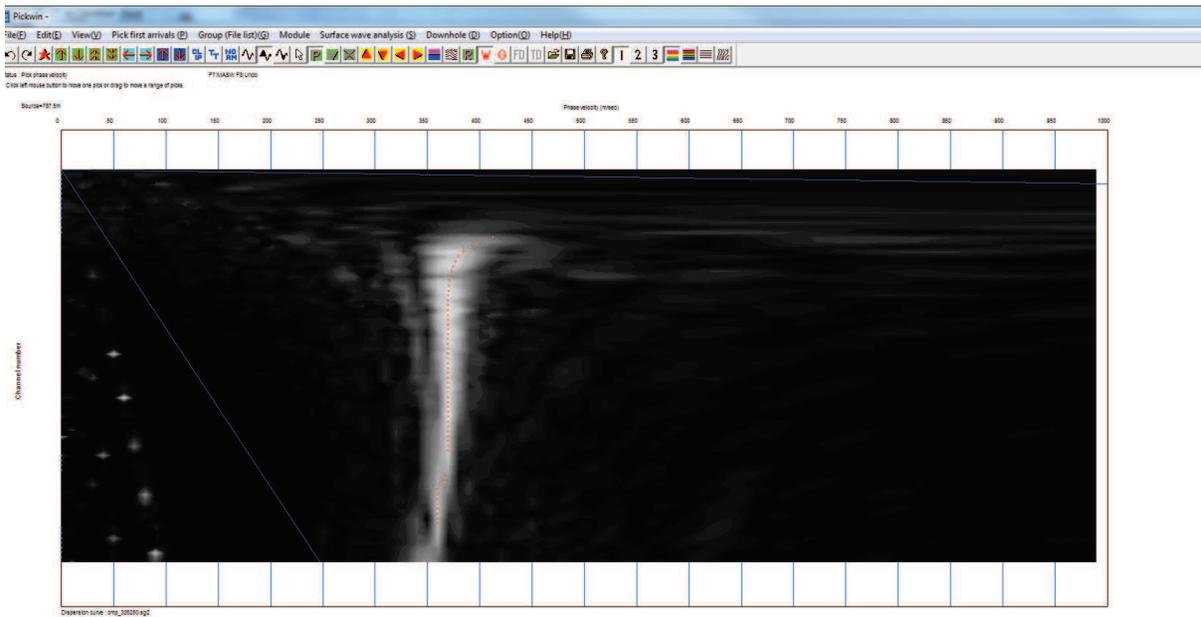


Figura A.IV.17: ejemplo del modo fundamental de la onda Rayleigh seguida con puntos

## II. Extracción y tratamiento de la sucesión de puntos en forma de curvas de dispersión representativas del modo fundamental de la onda Rayleigh en *WaveEq. v 2.4.0.7*

1) Luego de realizar la selección del modo fundamental de la onda Rayleigh en los espectros de cada CMPCC *gather*, se selecciona *Surface wave analysis* y a continuación *Show phase velocity curves (2D)* como se muestra en la figura A.IV.18, e inmediatamente se abrirá la ventana mostrada en la figura A.IV.19

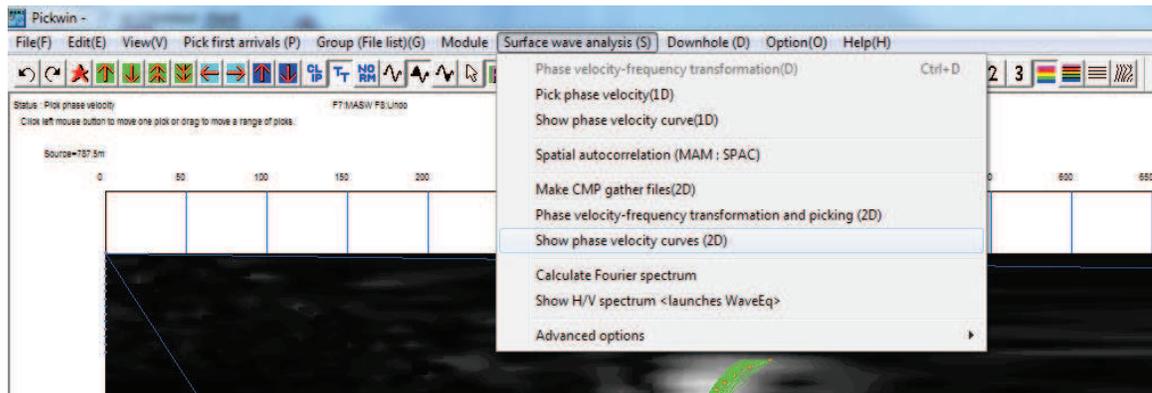


Figura A.IV.18: selección para extraer las curvas de dispersión

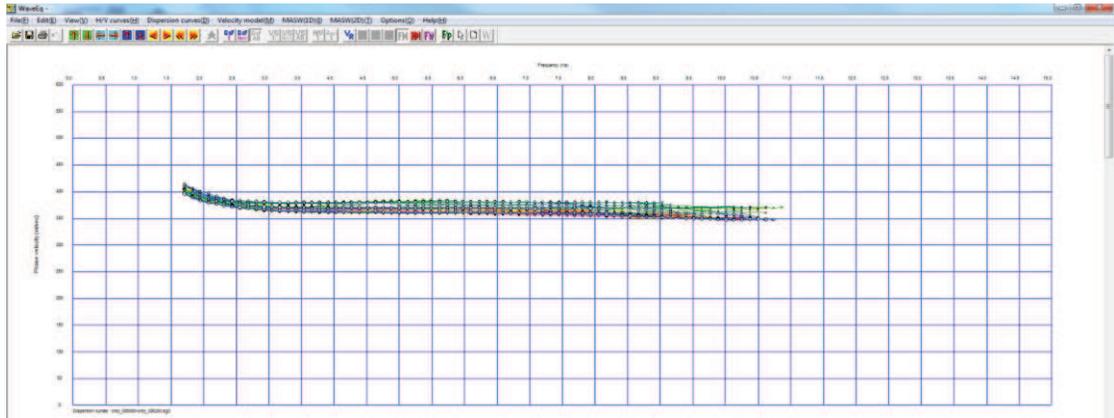


Figura A.IV.19: ejemplo de la visualización de las curvas extraídas

2) En la figura A.IV.19 se muestran todas las curvas de dispersión extraídas, y es posible separar la visualización de éstas mediante los botones



(5)

Adicionalmente, en esta etapa, se realiza el tratamiento de las curvas de dispersión, que consiste en suprimir los datos de baja calidad (como muestra la figura A.IV.20), suavizar puntos “ruidosos” entre curvas vecinas (como muestra la figura A.IV.21), y establecer bandas de paso de la señal en frecuencia (como muestra la figura A.IV.22).

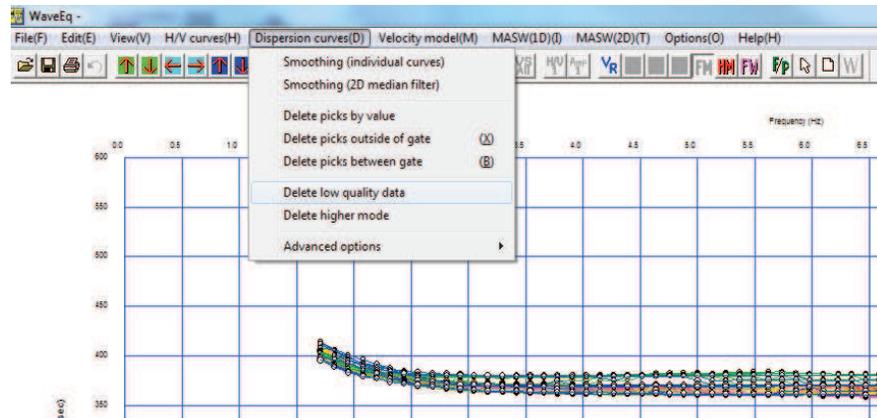


Figura A.IV.20: selección para suprimir datos de baja calidad

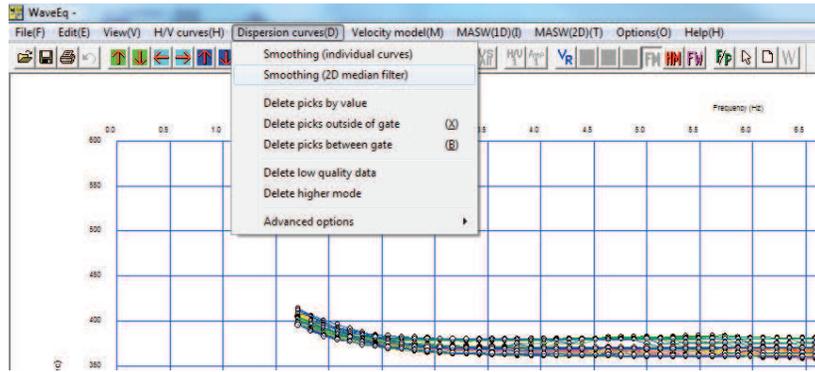


Figura A.IV.21: selección para la suavización de datos

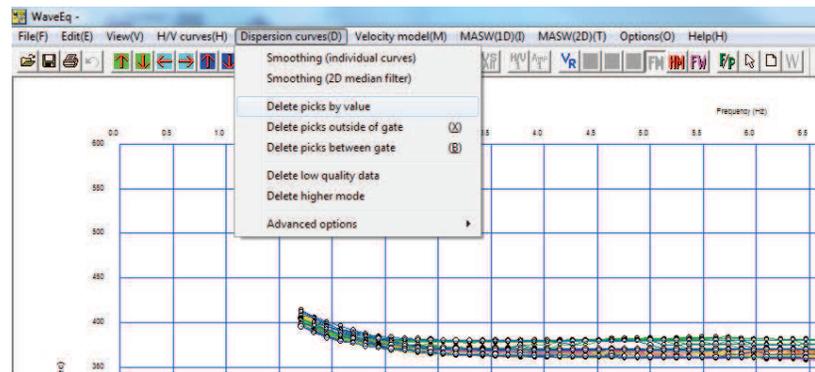


Figura A.IV.22: selección para establecer bandas de paso en frecuencia de los datos

3) Posteriormente, dado que el programa utiliza inversión para estimar las velocidades de ondas S, es necesario crear un modelo inicial o un modelo calculado, en este caso, un modelo unidimensional de espesores y velocidades para cada curva de dispersión; para ello se selecciona MASW 2D en la barra de menú del programa y a continuación *Initial model* como se muestra en la figura A.IV.23.

De aquí se activará la ventana mostrada en la figura A.IV.24, en la que se especifica la profundidad del modelo unidimensional, y el número de capas que éste contendrá.

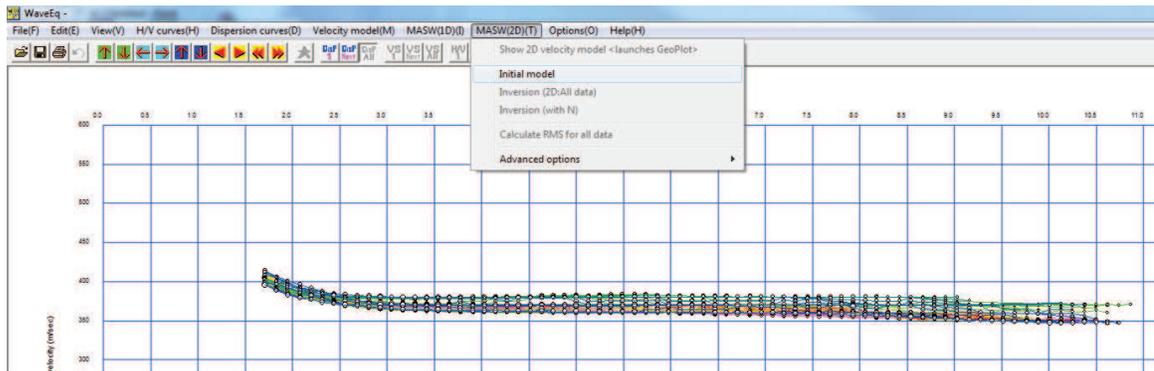


Figura A.IV.23: selección para crear los modelos unidimensionales iniciales de cada curva de dispersión

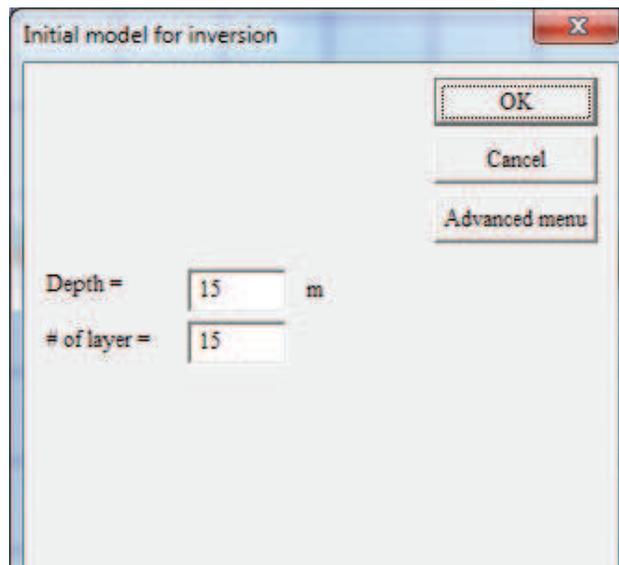


Figura A.IV.24: ventana para establecer los parámetros de los modelos unidimensionales de velocidad de onda S iniciales

Al establecer los parámetros anteriores, se genera un modelo unidimensional como el observado en la figura A.IV.25, calculado empíricamente por el programa mediante los supuestos de que el espesor de las capas es igual a un tercio de la longitud de onda, y la velocidad de onda S es igual a 1.1 veces la velocidad de fase de la onda Rayleigh. Una vez creado los modelos es posible modificarlos mediante los botones



(6)

Donde  permite visualizar el modelo de velocidad aparente observado en profundidad,  permite corregir la velocidad inicial del modelo y  los espesores.

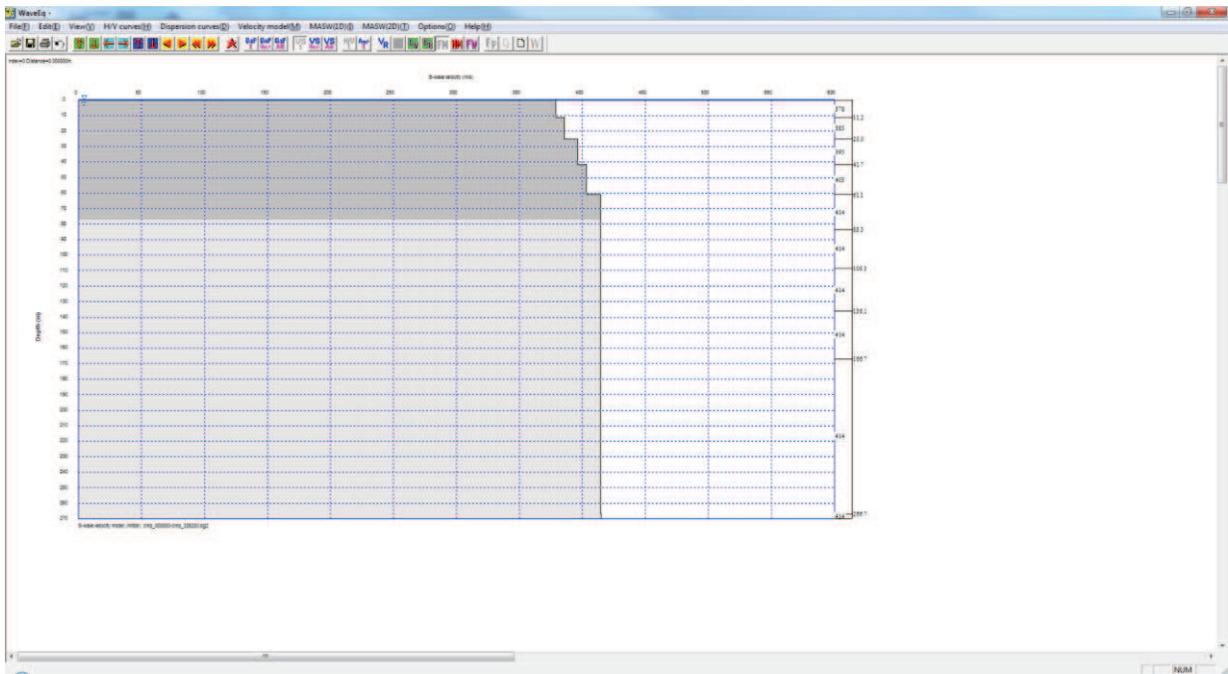


Figura A.IV.25: ejemplo de visualización de un modelo unidimensional de velocidad de onda S

4) Continuando con el proceso de inversión, se selecciona MASW 2D en la barra de menú y a continuación *inversión (2D:All data)* como se muestra en la figura A.IV.26, y de lo cual deriva la ventana mostrada en la figura A.IV.27, en la que se especifican los parámetros de la inversión, de los que se destaca el número de iteraciones, la regularización entre modelos y la especificación “*robust estimation*” para modelar velocidades hasta la capa donde se tiene información (mínima frecuencia en la sucesión de puntos sobre la curva de dispersión)

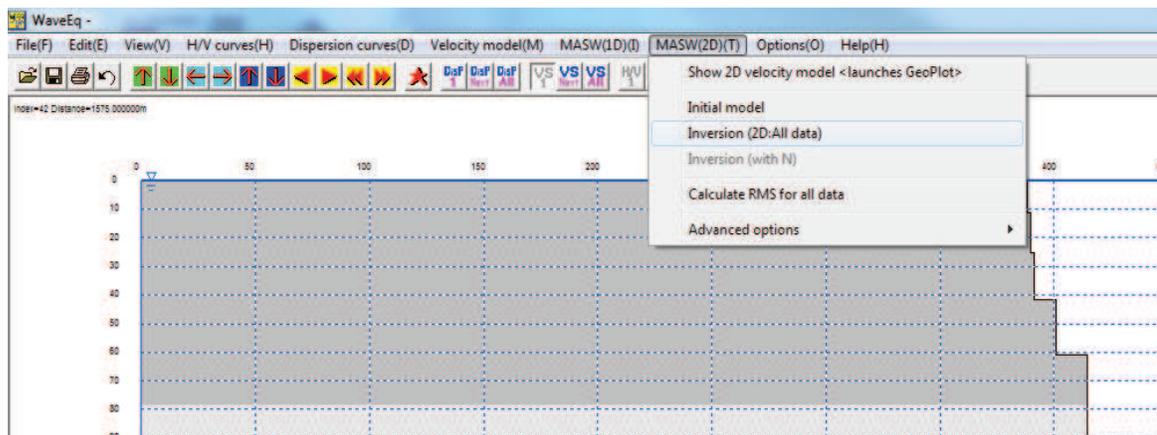


Figura A.IV.26: selección para realizar la inversión sobre las curvas de dispersión

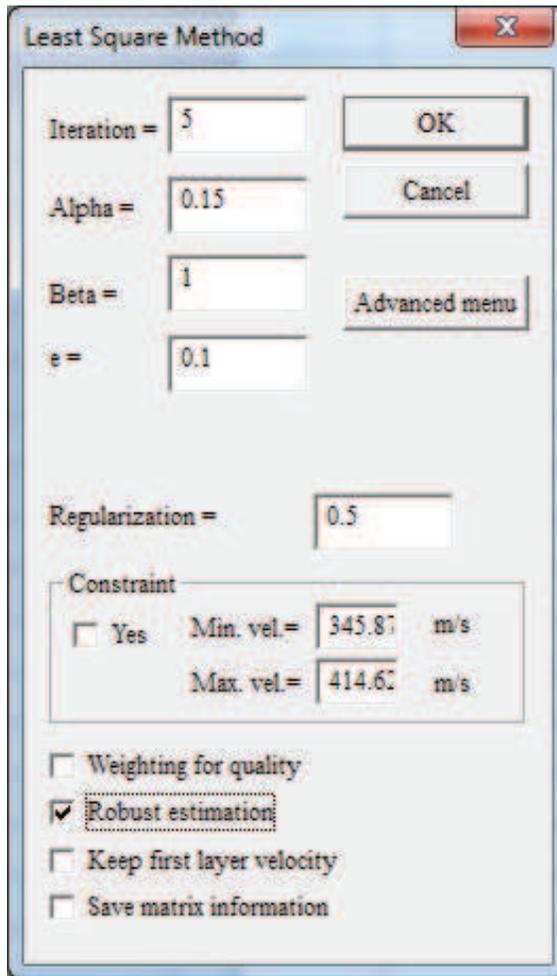


Figura A.IV.27: ventana para establecer los parámetros de la inversión

5) Luego de obtener los modelos unidimensionales definitivos para cada curva de dispersión, se importa el modelo de elevación del terreno, seleccionando *file* en la barra de menú y a continuación *Import elevation data file* como se muestra en la figura A.IV.28, y seguidamente se abre una ventana en la que se especifica la ubicación y el archivo correspondiente.

Resulta importante destacar que estos datos de elevación deben venir en forma de archivos de texto, con el formato mostrado en la figura A.IV.29, en el que la primera columna representa la posición sobre la línea y en la segunda columna deben estar las elevaciones en cada punto.

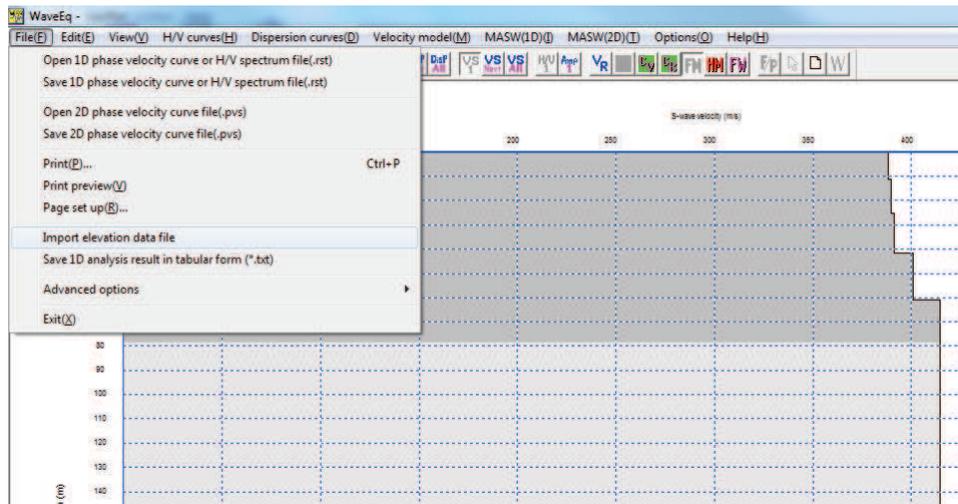


Figura A.IV.28: selección para importar los archivos de elevación del terreno

Distance (m)	Elevation (m)
0	164.9333333
37.5	165.3666667
75	165.5333333
112.5	165.6666667
150	165.6
187.5	165.6333333
225	165.8
262.5	166.1333333
300	166.3
337.5	166.4
375	166.5
412.5	166.5333333
450	166.8
487.5	166.9333333
525	166.9
562.5	166.9333333
600	167.0333333
637.5	167.0333333
675	166.8
712.5	166.6333333
750	166.5666667
787.5	166.4666667
825	166.4
862.5	166.5
900	166.5
937.5	166.6
975	166.6
1012.5	166.6
1050	166.6666667
1087.5	166.3333333
1125	166.3
1162.5	166
1200	165.7333333
1237.5	165.5666667
1275	165.4
1312.5	165.3
1350	165.2333333
1387.5	165.2333333
1425	165.3

Figura A.IV.29: ejemplo con formato de archivo de elevación del terreno

### III. Generación del perfil de velocidades de onda S en el módulo *Geoplot v 9.0.0.1*

1) Luego del MASW en dos dimensiones, se procede a visualizarlos sobre un mismo perfil, como muestra la figura A.IV.30 y automáticamente se activa la ventana mostrada en la ventana A.IV.31.

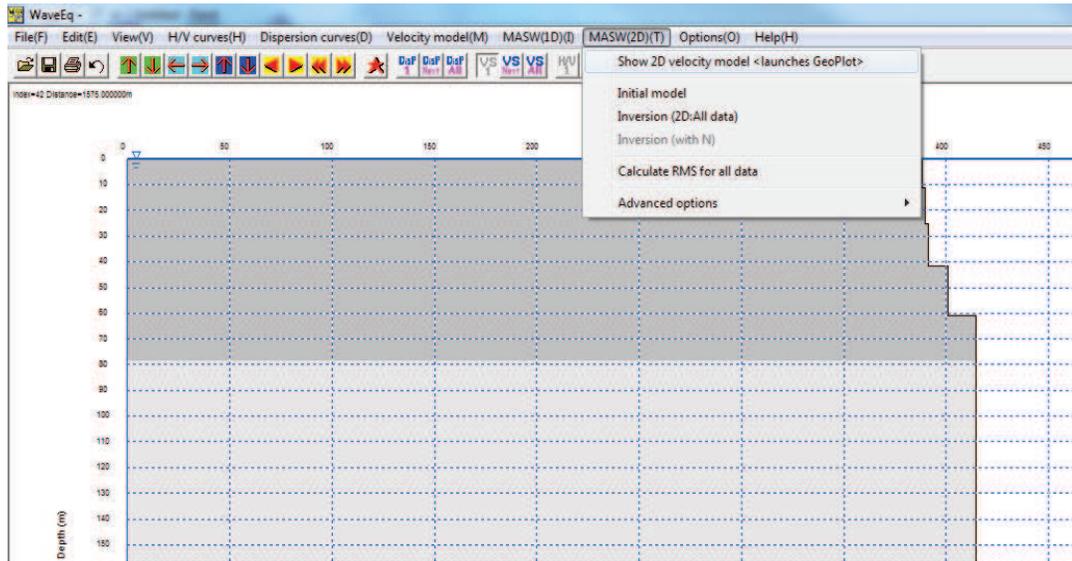


Figura A.IV.30: selección para visualizar el perfil generado con los modelos unidimensionales de velocidad de onda S

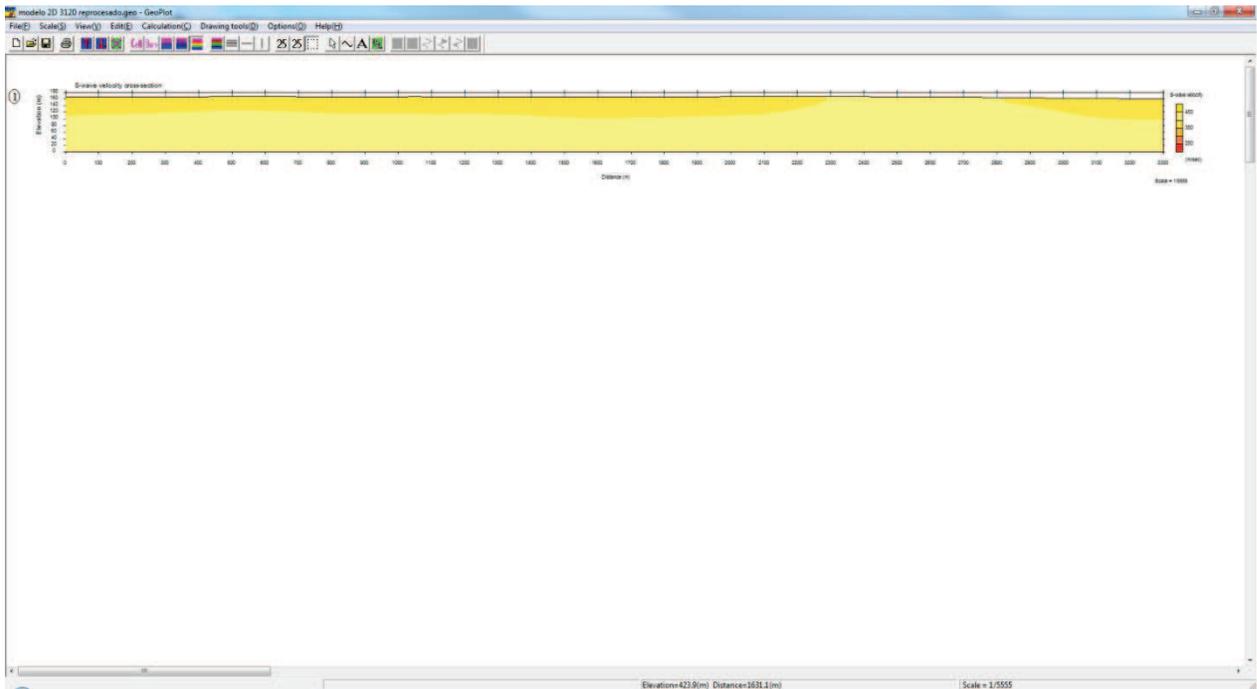


Figura A.IV.31: ejemplo de visualización de un perfil de velocidad de onda S

2) Posteriormente, a fin de obtener los valores de velocidades de onda P y S en un mismo punto, se sobrepone el modelo de dos capas obtenido de la refracciones de onda P, para ello se selecciona *file* en la barra de menú y a continuación *Open refraction (.vs)*, *Surface-wave (.pvs)* or *resistivity (.ovs)* files como se muestra en la figura A.IV.32, y a continuación se selecciona el archivo que contiene el modelo de dos capas en la ubicación correspondiente, y como resultado se obtendrán las dos secciones en una misma ventana como se muestra en la figura A.IV.33.

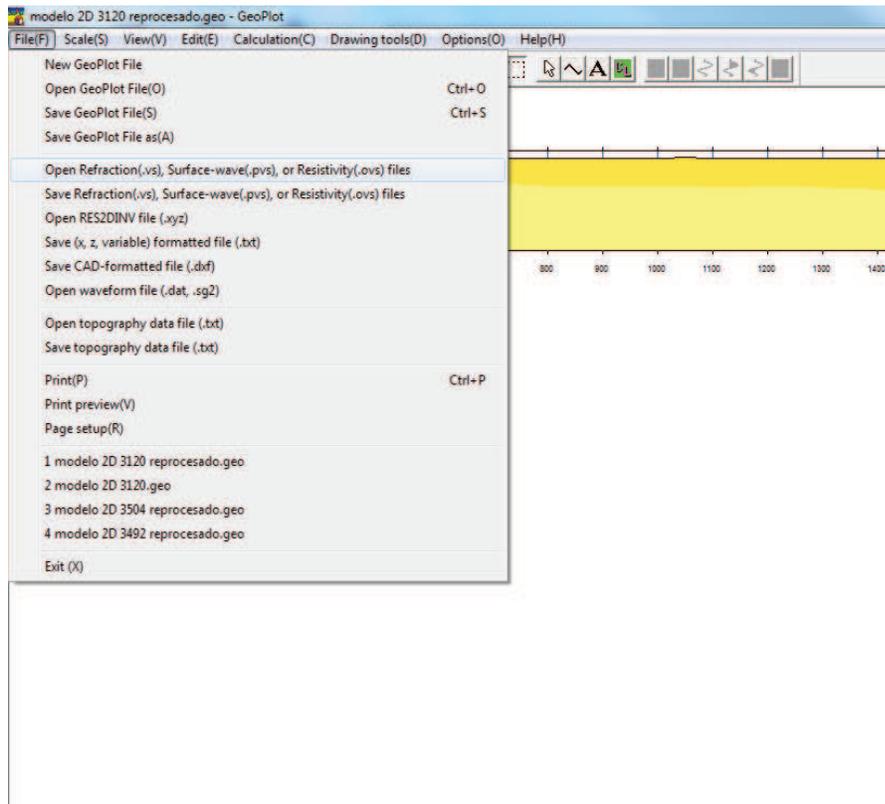


Figura A.IV.32: selección para abrir modelos de dos capas proveniente de la refracción de onda P

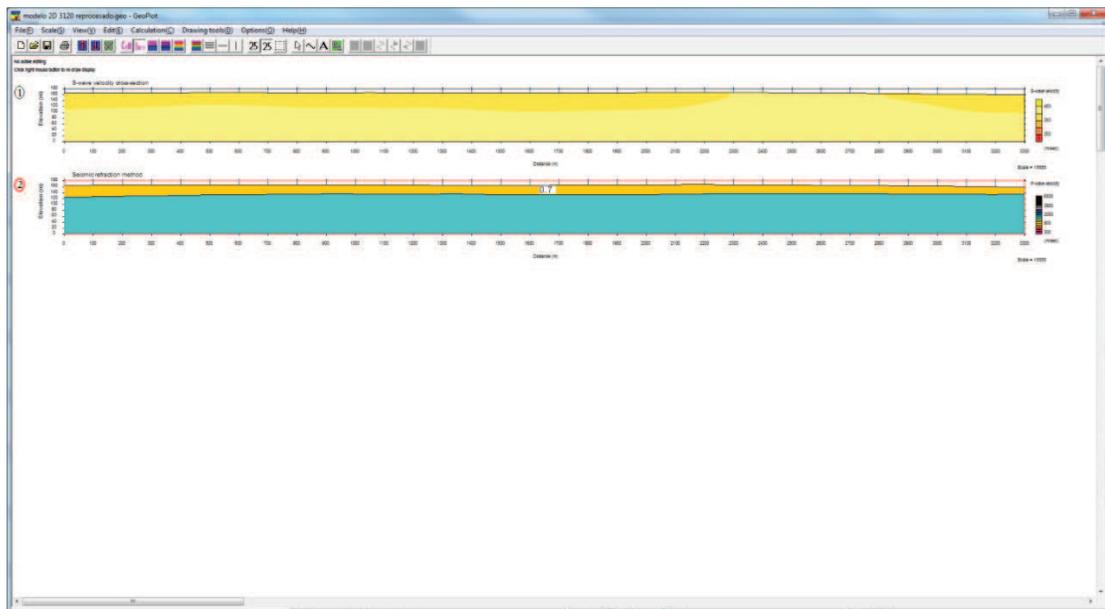


Figura A.IV.33: ejemplo de visualización de los modelos de dos capas y perfil con velocidades de onda P y S respectivamente

3) Finalmente, para extraer los datos de velocidades, posición y elevación, como se muestra en la figura A.IV.34, se selecciona *Calculation* en la barra de menú y a continuación *Save ASCII file for Excel*, obteniendo un archivo de texto con formato en dos partes como se muestra en la figura

A.IV.35, en la primera parte se observa que la primera columna representa el IDde los CMPCC *gather*, la segunda el ID de cada capa dentro de cada CMPCC *gather*, la tercera la velocidad de onda S y la cuarta la de onda P. En la segunda parte del archivo (que se encuentra por debajo de la primera parte) se tienen que las dos primeras columnas se repiten como en la primera, pero la tercera representa la posición del *bin* y la cuarta representa la elevación.

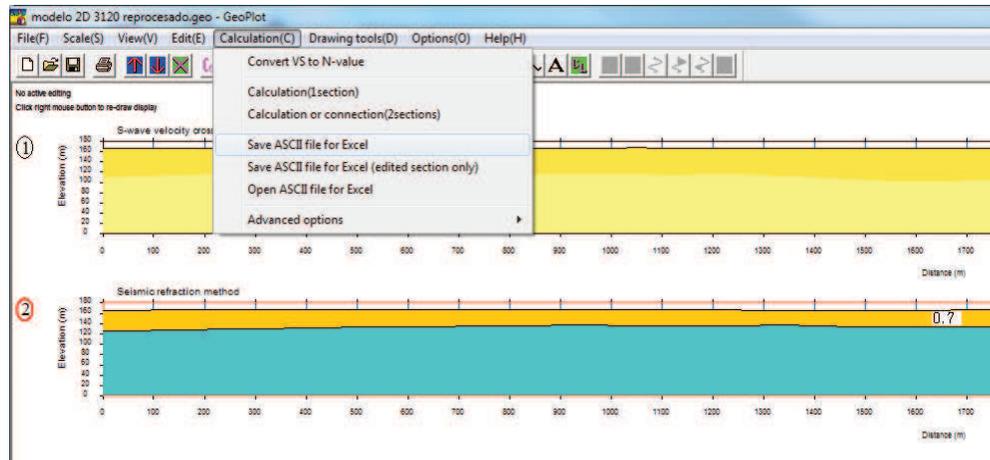


Figura A.IV.34: Selección para exportar archivos de textos con la información de ambos modelos de velocidad

Model	ID	Bin Position (m)	Elevation (m)
S-wave velocity cross	0	377.4320	0.7277
	1	384.3090	0.7277
	2	391.3180	0.7277
	3	391.4450	1.7266
	4	406.9280	1.7266
	5	423.2660	1.7266
	6	429.9510	1.7266
	7	433.6490	1.7266
	8	436.5100	1.7266
	9	436.5100	-100000.0000
Seismic refraction method	3	388.1280	1.7266
	4	401.0490	1.7266
	5	434.4850	1.7266
	6	442.2940	1.7266
	7	447.5610	1.7266
	8	451.6220	1.7266
	9	451.6220	-100000.0000
	0	0.0000	164.9333
	1	0.0000	153.8222
	2	0.0000	139.9333

Figura A.IV.35: ejemplo con formato del archivo exportado con información de ambos modelos

## Apéndice V: Instrumentos y parámetros instrumentales de grabación utilizados en el proyecto de sismica 3D

### • Sísmica de reflexión

Para la adquisición de datos sísmicos de reflexión se utilizó el sistema de adquisición sísmica terrestre Sercel 428XL, compuesto por receptores acelerómetros basados en tecnología MEMS (ver más en Mougnot *et al.*, s/f.), modelo DSU3, unidad central (sismógrafo) LCI-428, caja de transmisión LAUL y de enrutamiento (transversal) LAUX, cables de enlace entre canales y cables transversales de enrutamiento (fibra óptica).

### Receptores

DSU3-428 / DSU3BV-428	
Funciones	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Medición de la aceleración y transmisión de datos con control CRC</li> <li>• Adquisición digital de 24 bits</li> </ul>
Escala completa	5 m/s <sup>2</sup>
Máximo valor de inclinación	± 180°
Ruido (10-200 Hz)	0.4 µm/s <sup>2</sup> /√Hz
Rango dinámico del sistema	120 dB a 4 ms
Frecuencia de muestreo	4, 2, 1, 0.5, 0.25 ms
Ancho de banda	0 - 800 Hz (hasta 1,600 Hz con especificaciones degradadas)
Distorsión	-90 dB
Precisión de calibración de amplitud	± 0,25%
Precisión de calibración de ortogonalidad	± 0,25°
Consumo energético	285 mW a 8 Mbps, 300 mW a 16 Mbps
Pruebas estáticas del sensor	Inclinación, gravedad, ruido
Pruebas dinámicas del sensor	Distorsión, ganancia, fase
Dimensiones (AxLxP)	
DSU3-428 (AxLxP)	159.2 x 70 x 194 mm (6.2 x 2.7 x 7.6 pulg)
DSU3BV-428 (AxLxP)	243 x 62 mm (9.6 x 2.4 pulg)
Peso	
DSU3-428	0.43 kg (0.9 lb)
DSU3BV-428	1.5 kg (3.3 lb)
Temperatura de operación	de -40° a 70°C
Temperatura de almacenamiento	de -40° a +70°C

Figura A.V.1: especificaciones técnicas del DSU3-428XL. Tomado de la página web de Sercel

### Sismógrafo

LCI-428/LCI-G	
LCI-428: Gestión de unidades de campo, hasta 10,000 canales en tiempo real a 2 ms. Hasta 10 LCI-428 pueden enlazarse para manejar hasta 100,000 canales en tiempo real a 2 ms. LCI-G: Gestión de unidades de campo, hasta 100,000 canales en tiempo real a 2 ms.	
Voltaje de operación	110-220 VCA, 50/60 Hz
Consumo energético	6,7 W
Temperatura de operación	De 0 a +45°C
Temperatura de almacenamiento	de -40° a +70°C
Dimensiones (AxLxP)	2U 19" apilables, 86.1 x 483 x 420.7 mm (19 x 16.5 x 3.4 pulg)
Peso	4.1 kg (9.0 lb)

Figura A.V.2: Especificaciones técnicas de la unidad LCI 428. Tomado de la página web de Sercel

Tiempo de grabación	6 segundos
Rata de muestreo	2 milisegundos
Ganancia del pre-amplificador	0 dB (G1)
Filtro baja-frecuencia	Out
Filtro alta-frecuencia	0,8 de Nyquist
Fase de los filtros	Minimum phase
Filtro "Notch"	Out
Formato de grabación	SEGD 8058 rev2
Canales auxiliares grabados	Aux 1 TB (Inicio de Grabación)
	Aux 2 CTB (Confirmación de detonación) Up hole time (VT)

Figura A.V.3: parámetros de grabación aplicados en el sismógrafo para el registro de la información sísmica de reflexión. Tomado del reporte de operaciones del proyecto sísmico Huyapari 11M 3D3C

- **Sísmica de refracción**

Para la adquisición de los datos de sísmica de refracción se utilizaron los siguientes equipos:

**Receptores**

Geófonos marca Geospace con frecuencia natural de vibración de 10 Hz

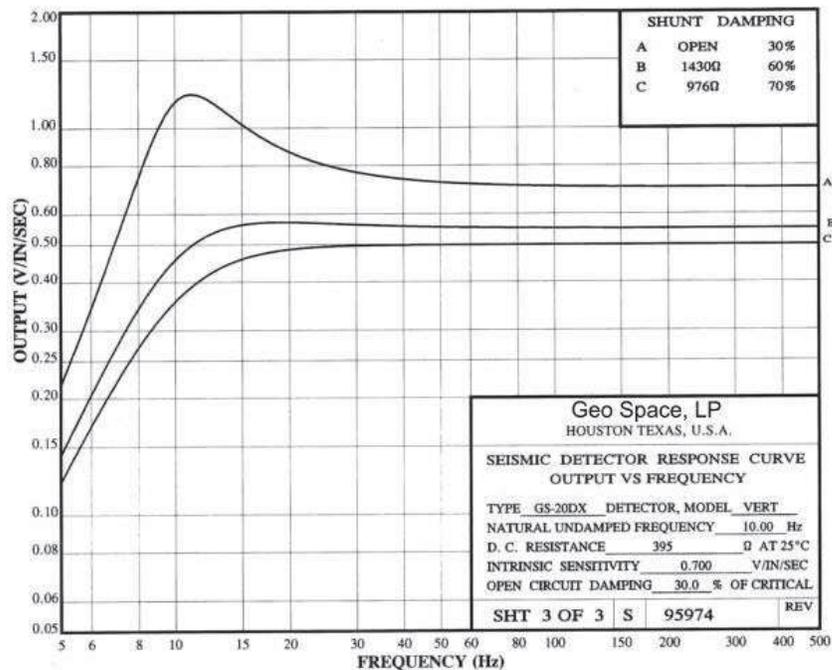


Figura A.V.4: curva de respuesta del geófono con el eje vertical expresado en voltios por pulgada/segundo. Tomado de la página web de Geospace

**Sismógrafo**

Se utilizó un equipo de la marca Geometrics, modelo Stratavisor NZ de 48 canales, con 4 juegos de cable de 12 canales.

Número de canales	48
Espaciamiento entre canales	3 m
Distancia desde la fuente al primer y último canal	2 m
Longitud total del tendido	143 m
Fuente	Explosivo: 150 g Profundidad: 1,5 m
Longitud de registro	500 ms
Intervalo de muestreo	0,125 ms
Formato de grabación	SEG-2

Figura A.V.5: parámetros de grabación aplicados en el sismógrafo para el registro de la información sísmica de refracción. Tomado del reporte de operaciones del proyecto sísmico Huyapari 11M 3D3C

# Anexos

## Generalidades

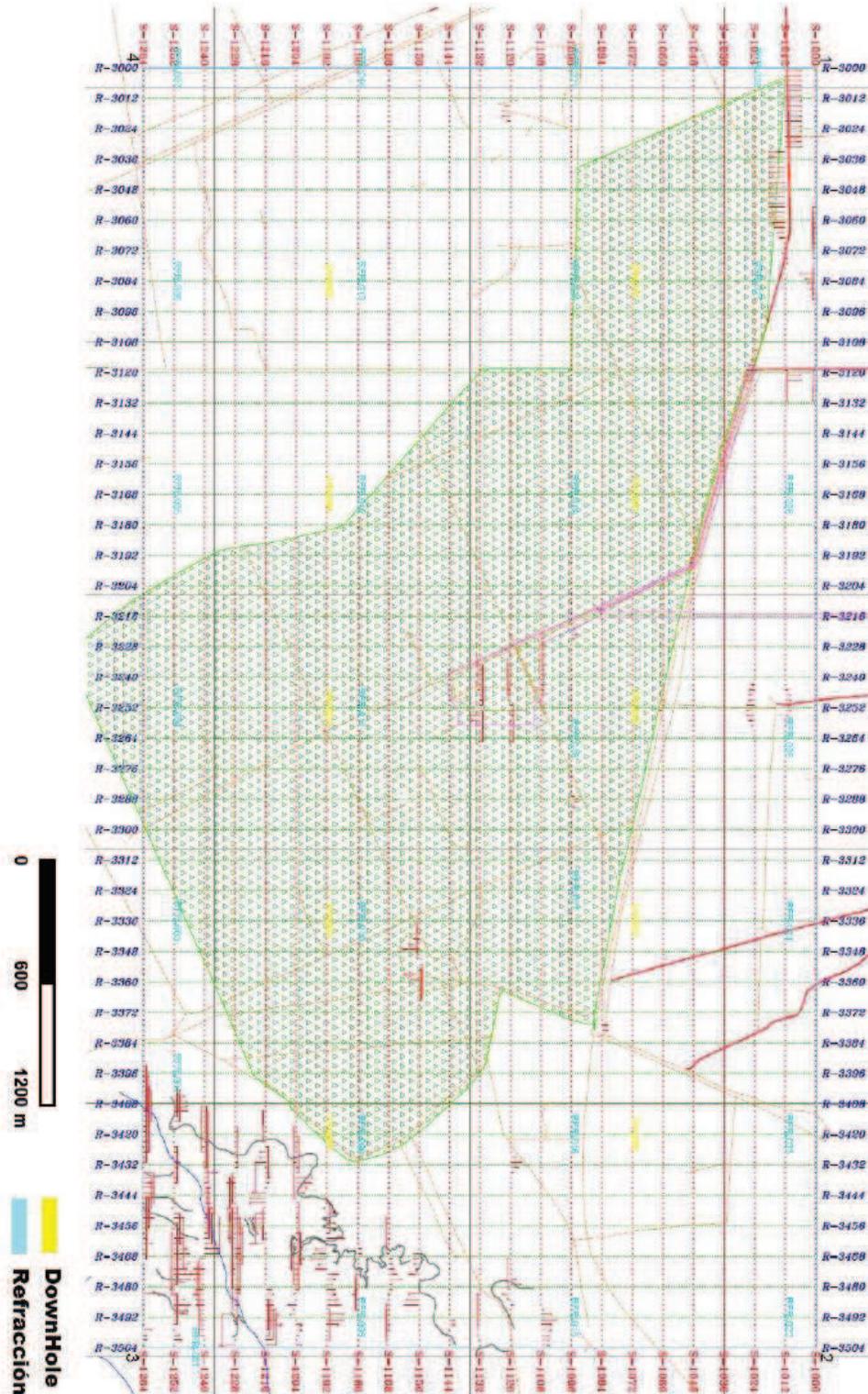


Figura anexa 1: mapa base del proyecto de adquisición sísmica 3D de donde provienen los datos

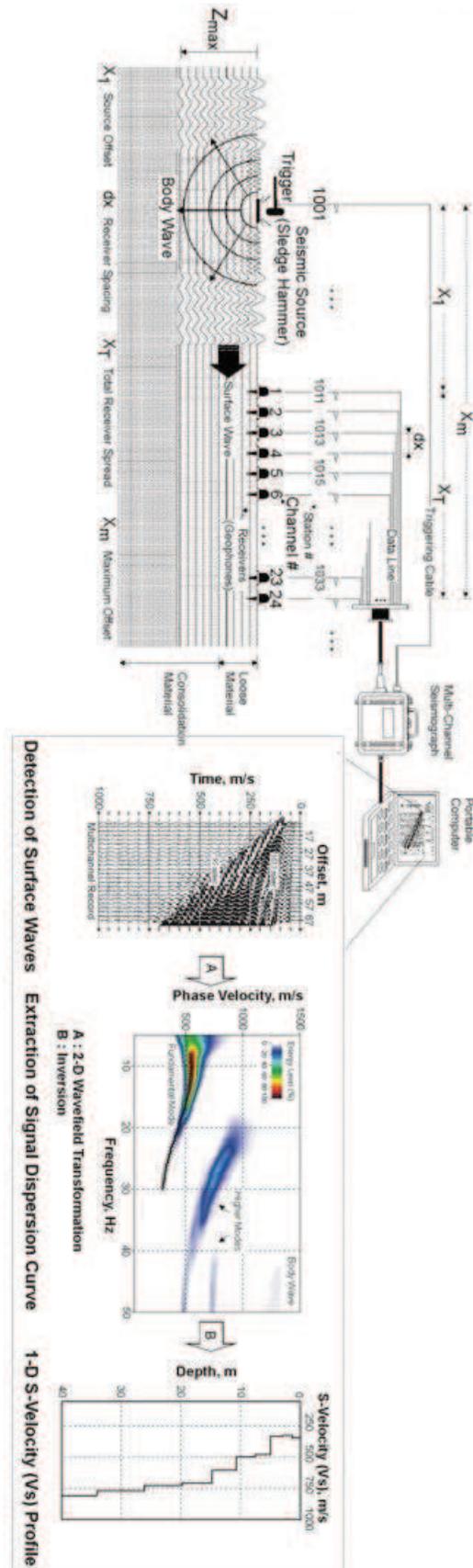


Figura anexa 2: etapas en el proceso de análisis multicanal de ondas superficiales

## Anexos de los datos provenientes de la sismica de refracción

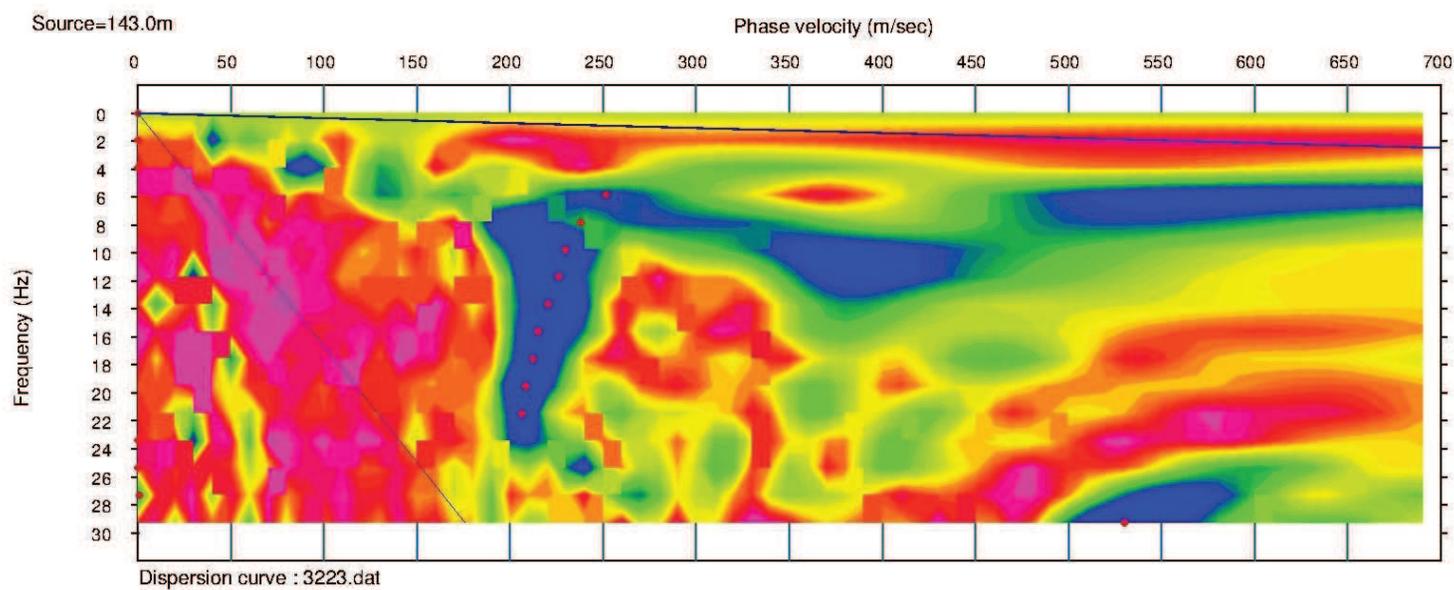
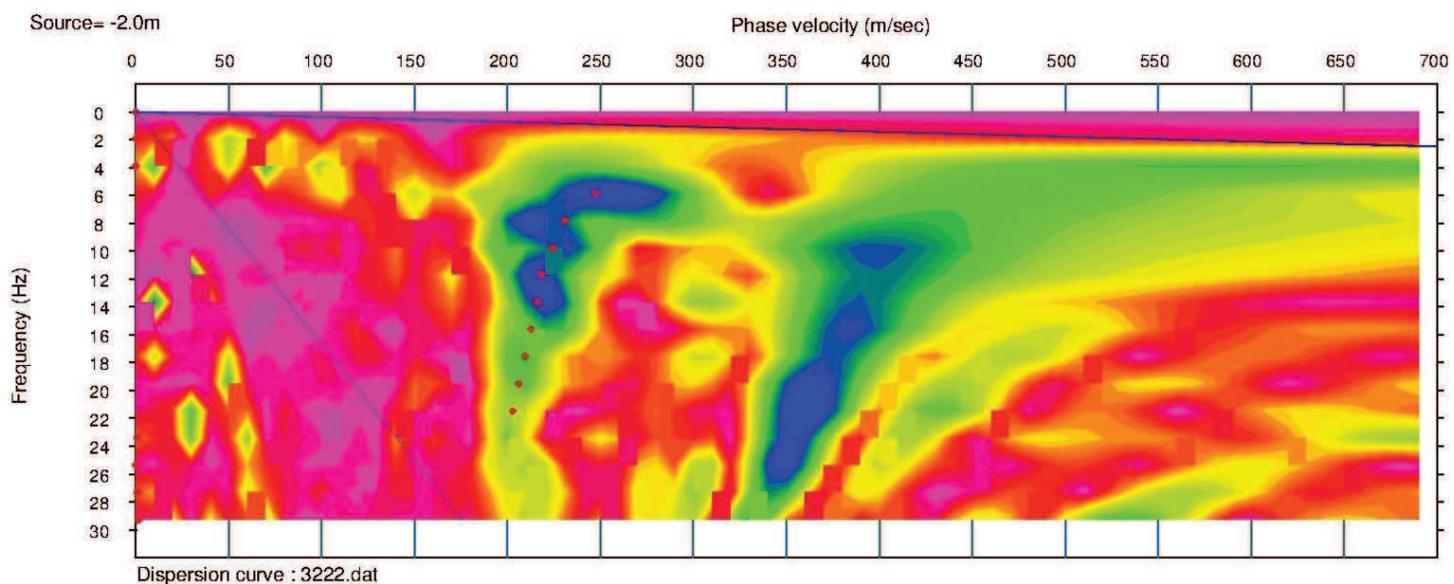


Figura anexa 3: Espectros  $c-f$  representativos de los tendidos (disparo y contradisparo) de sismica de refracción en la zona de cárcavas

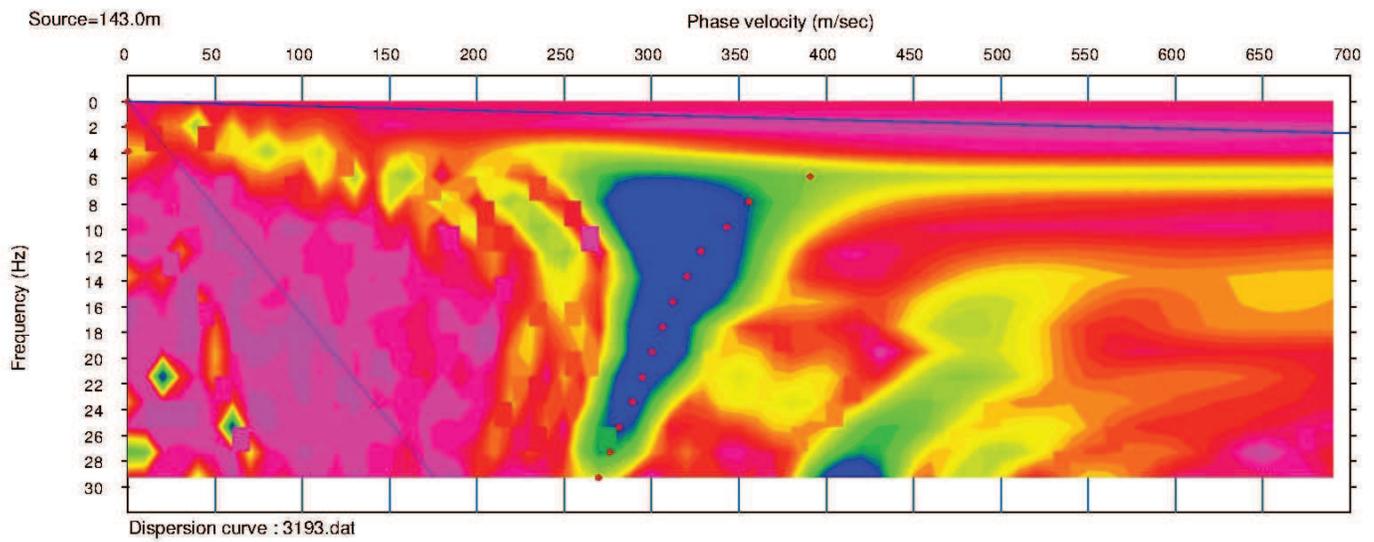
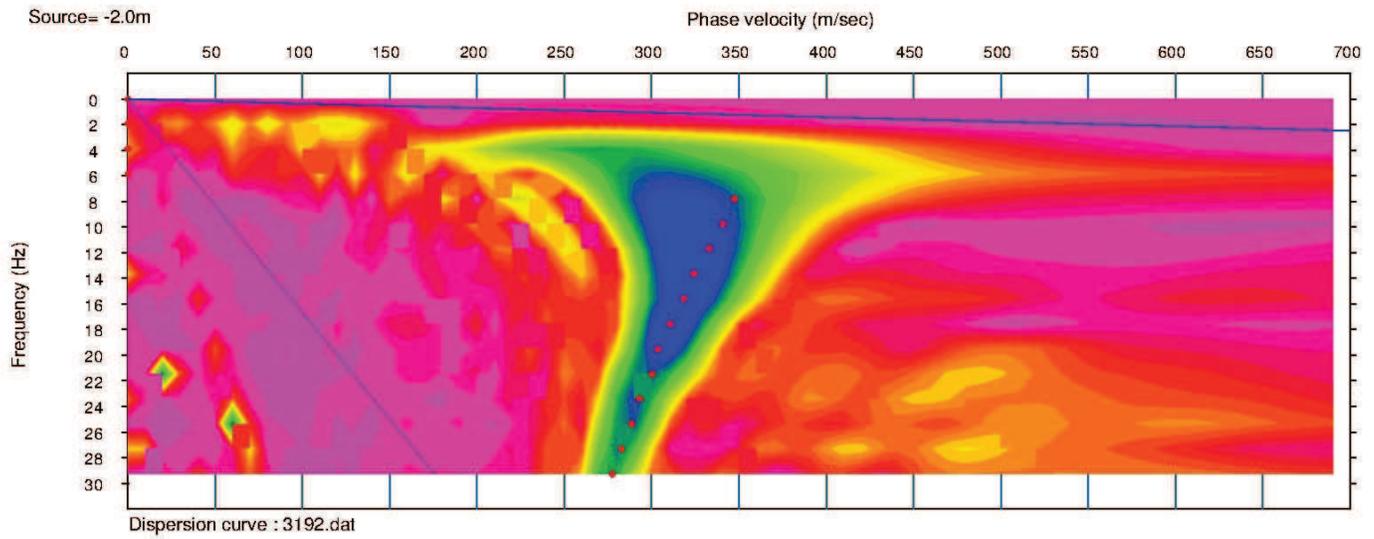


Figura anexa 4: Espectros  $c-f$  representativos de los tendidos (disparo y contradisparo) de sismica de refracción en la zona de llanuras

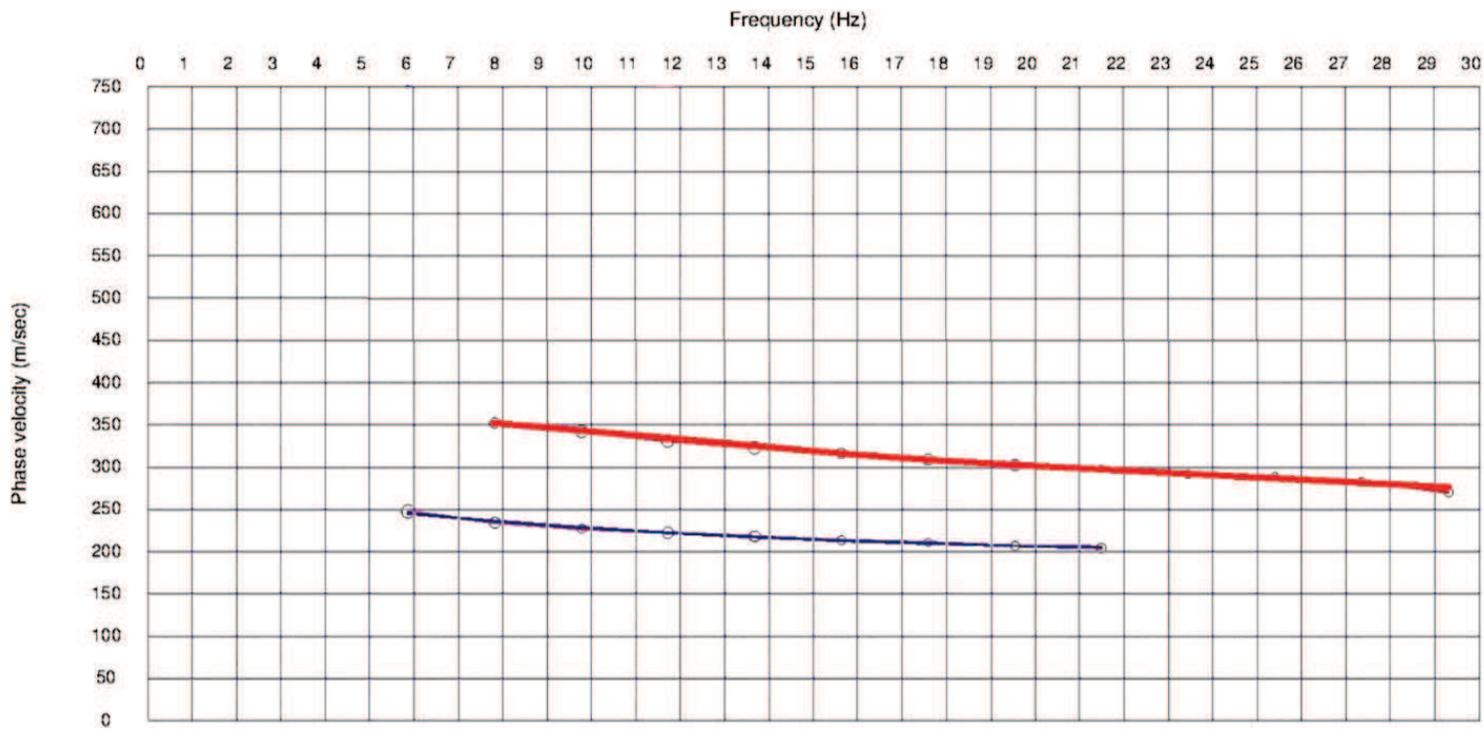


Figura anexa 4: curvas de dispersión tipo obtenidas para los tendidos de sismica de refracción en la zona de cárcavas en azul, y en la zona de llanuras en rojo

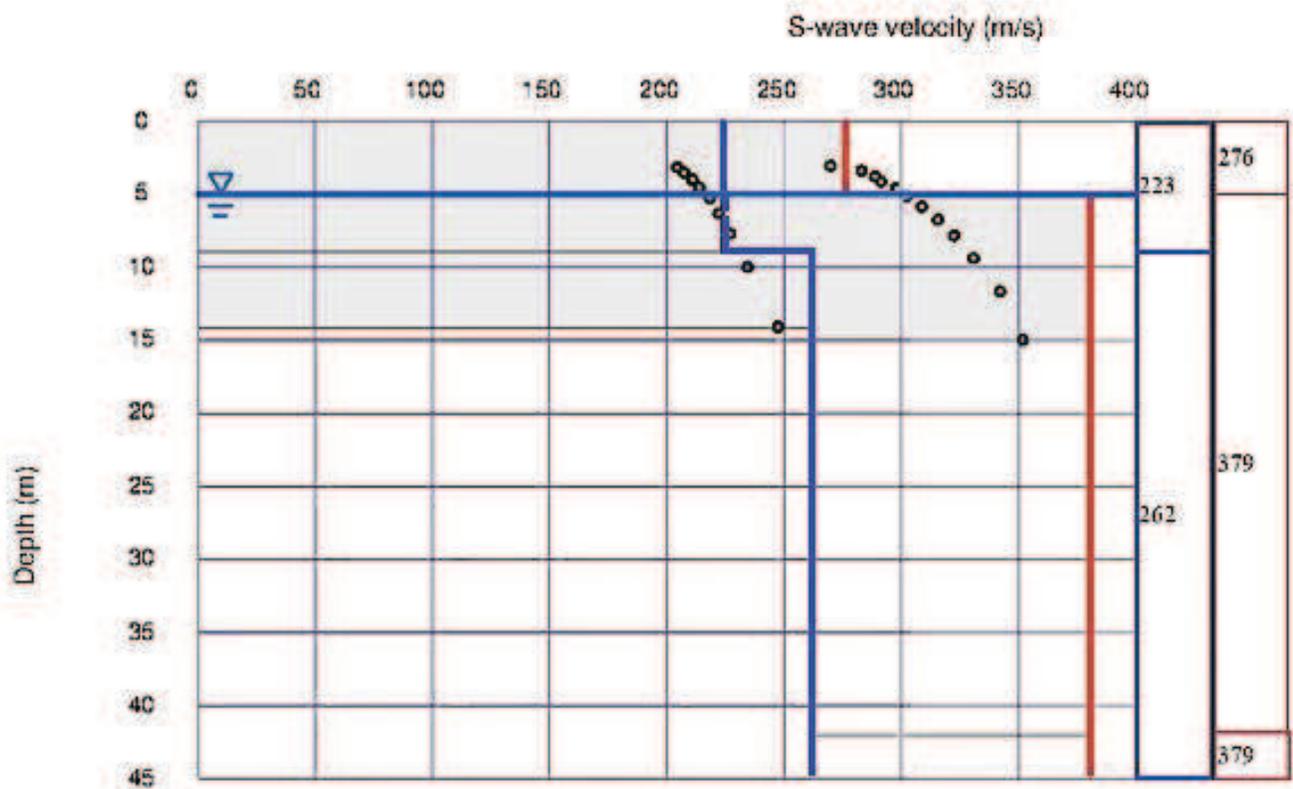


Figura anexa 5: modelos unidimensionales de velocidad de onda S tipo, representativo de la zona de cárcavas en azul y de la zona de llanuras en rojo

## Anexos de los datos provenientes de la sísmica de reflexión

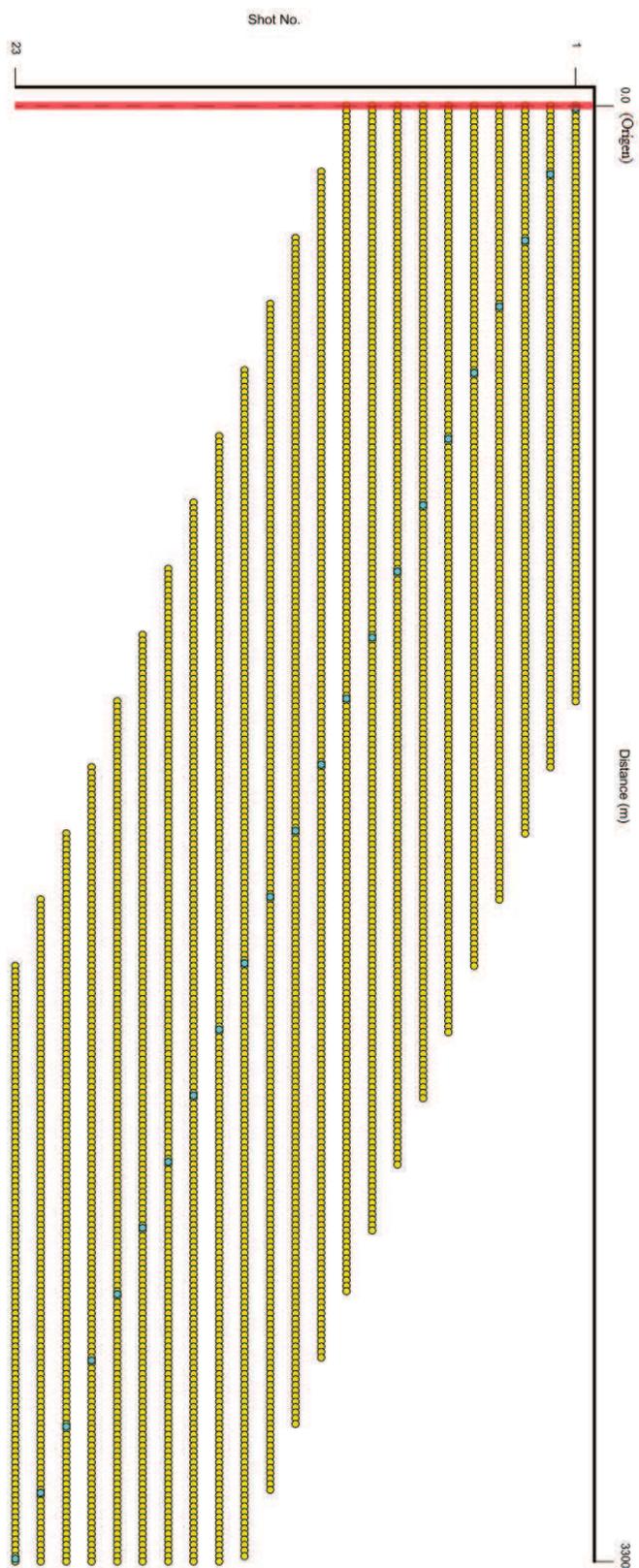


Figura anexa 6: diagrama de posición relativa de todos los canales (puntos amarillos) y puntos de detonación (puntos azules) pertenecientes a una misma línea receptora con respecto al origen

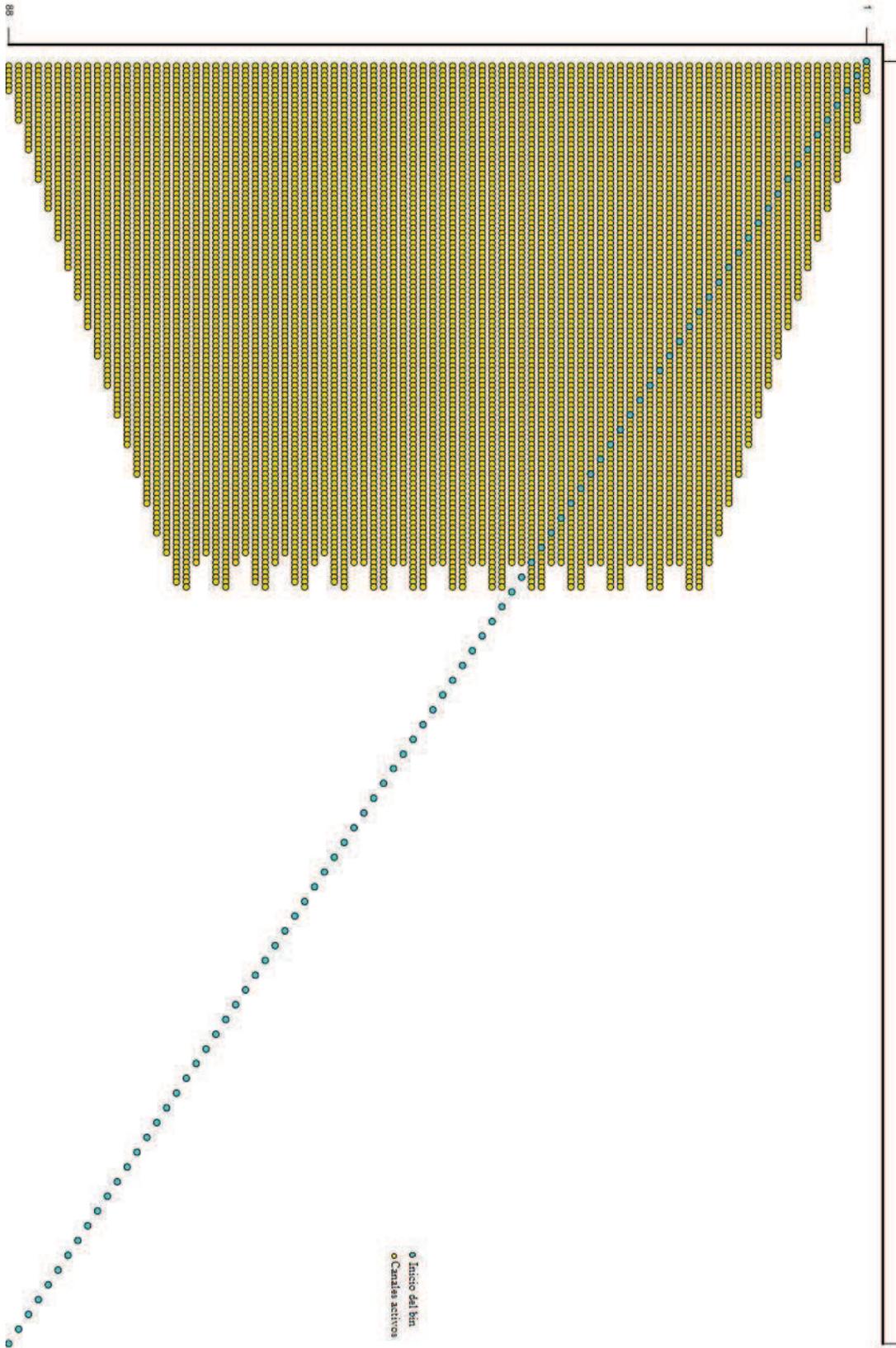


Figura anexa 7: diagrama de cobertura 2D (número de puntos amarillos) para cada bin sobre la línea receptora (los puntos azules representan el inicio de cada bin)

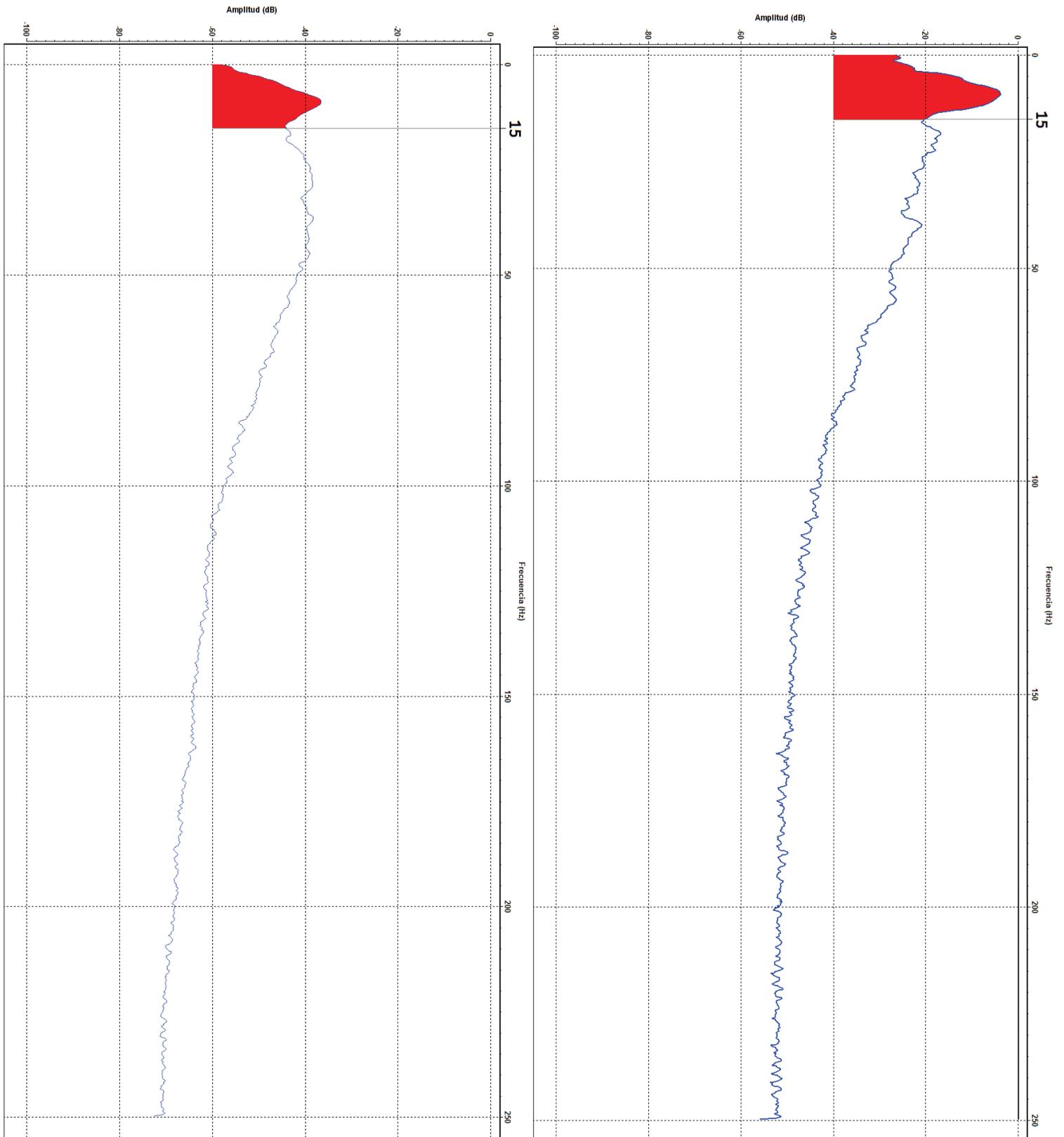


Figura anexa 8: espectros de amplitudes asociados a los agrupamientos por disparo (izquierda) y a los agrupamientos por CMPCC (derecha)

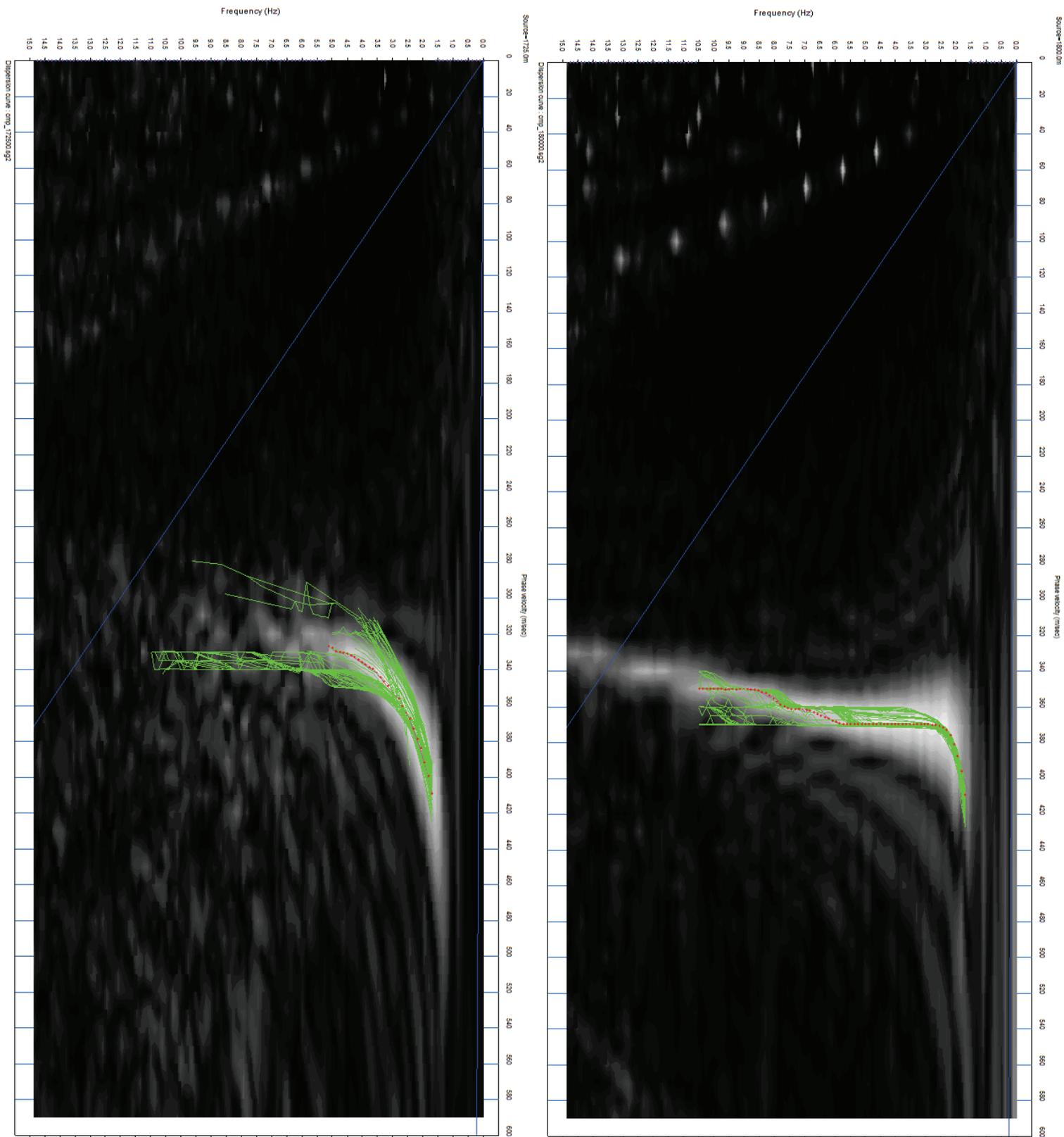


Figura anexa 9: espectros  $c-f$  representativos de uno de los agrupamientos de trazas correlacionadas en CMP asociadas a la zona de cárcavas (izquierda) y de llanuras (derecha), con la tendencia del modo fundamental de la onda Rayleigh a lo largo de las líneas receptoras respectivas resaltada en verde

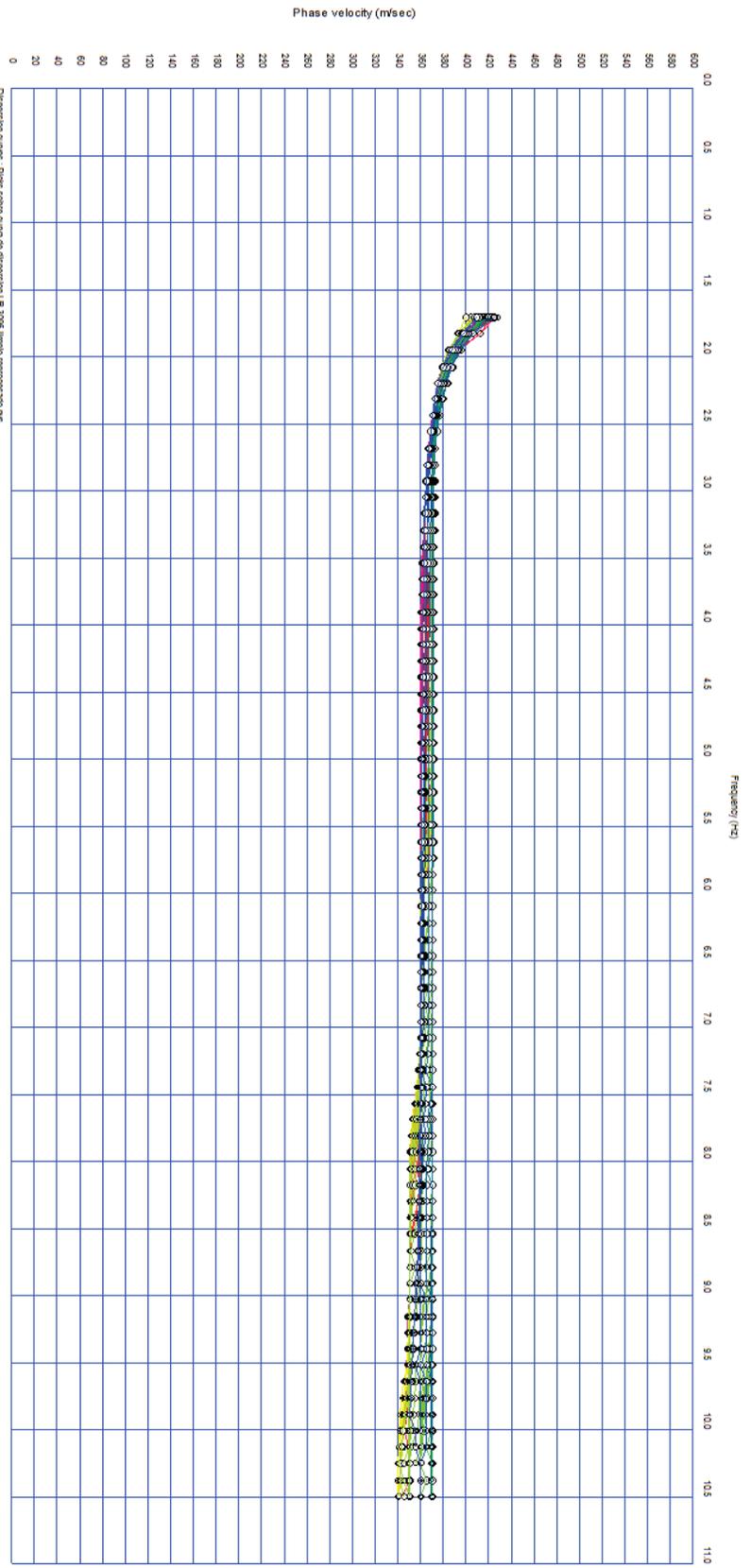
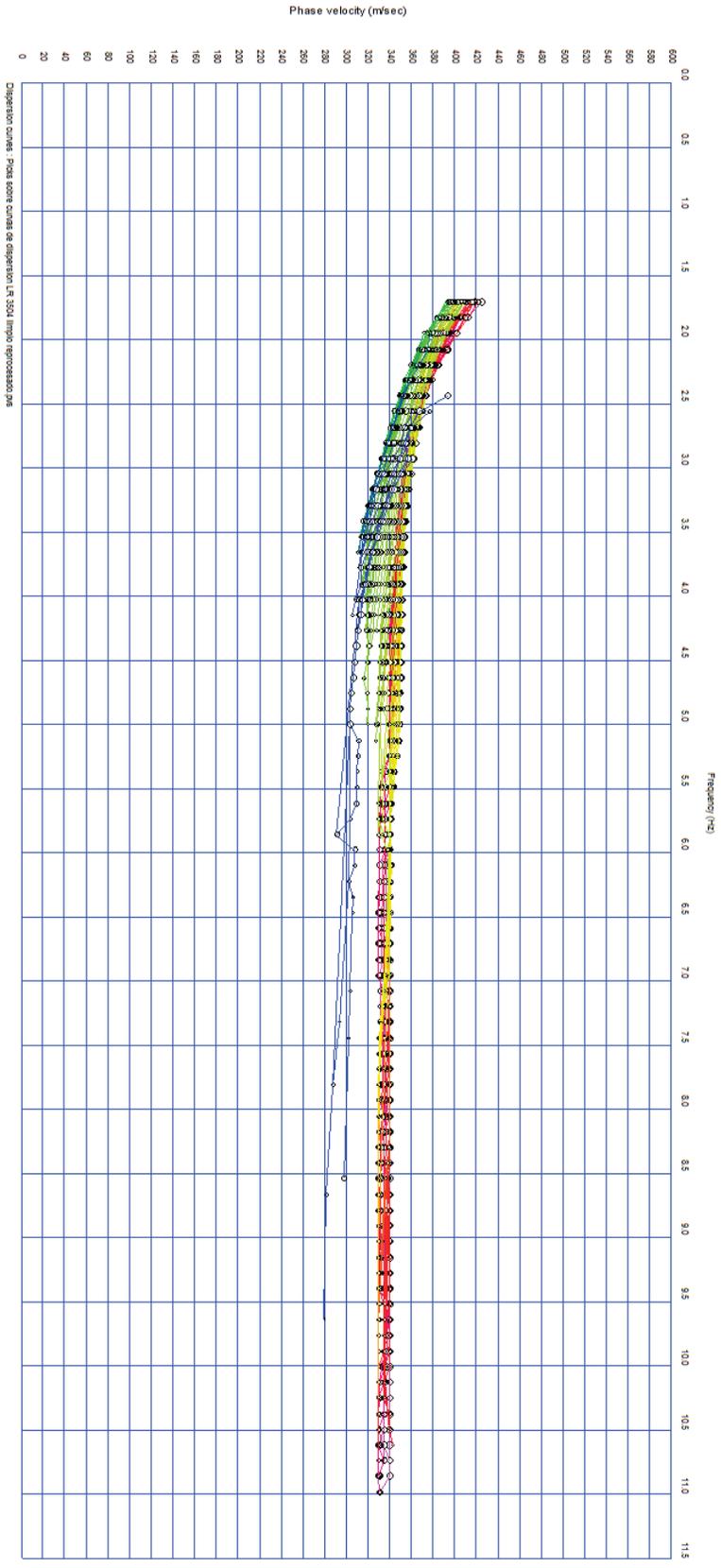


Figura anexa 10: curvas de dispersión provenientes de agrupamientos de trazas correlacionadas en CMP asociadas a la zona de cárcavas (izquierda) y de llanuras (derecha)

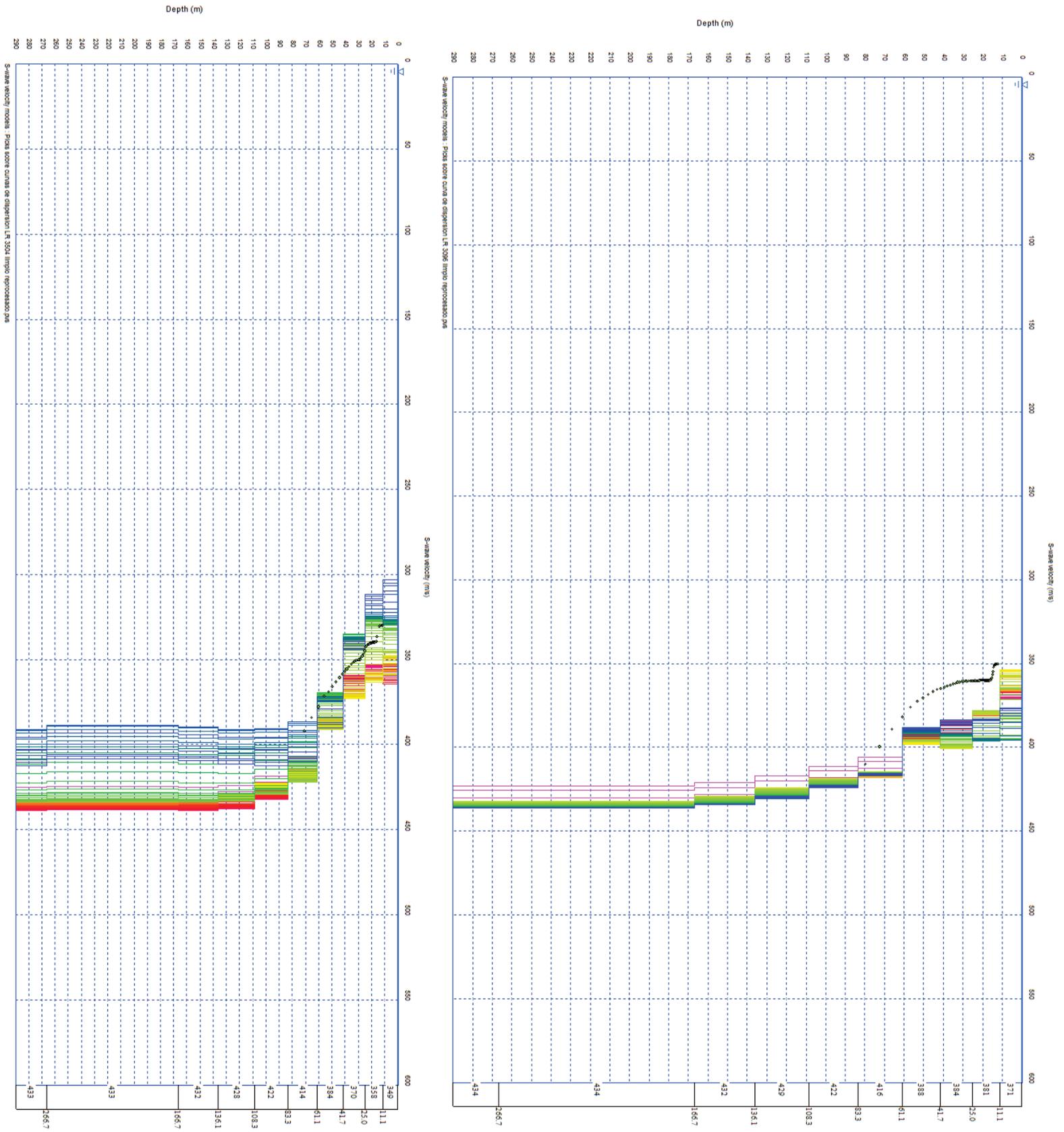


Figura anexa 11: modelos unidimensionales de velocidad de onda S sobre una línea receptora asociada a la zona de cárcavas (izquierda) y otra asociada a la de llanuras (derecha)

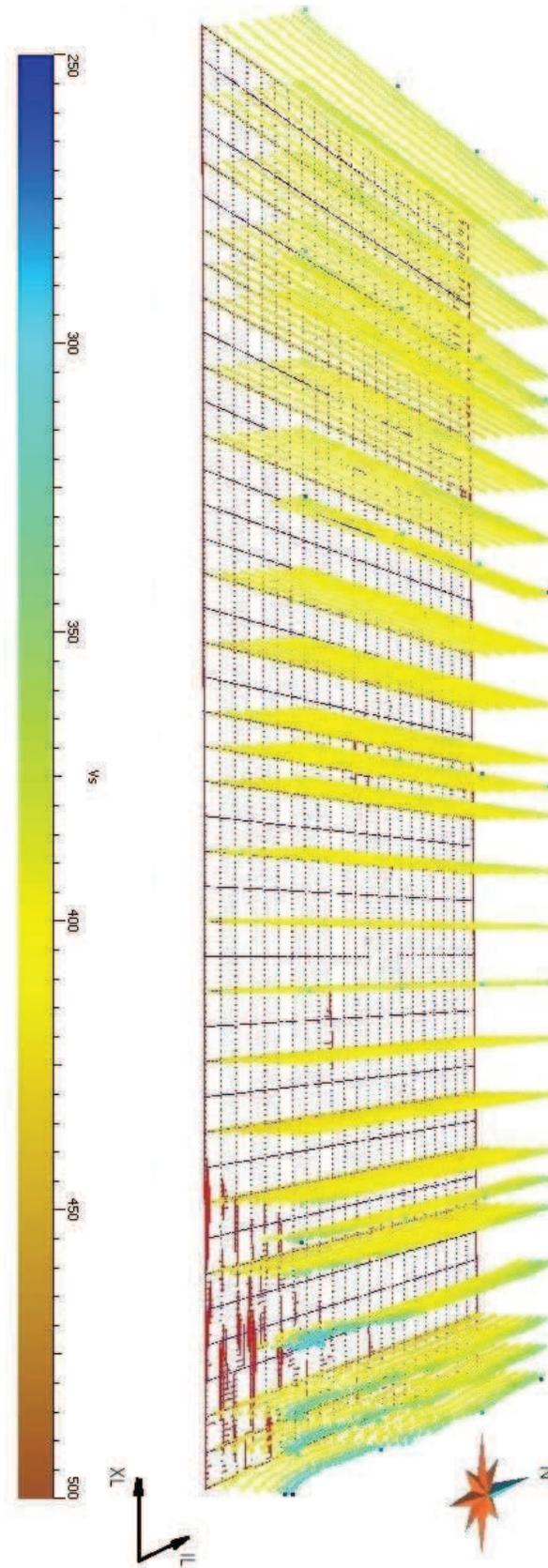


Figura anexa 12: perfiles de velocidad de onda S en cada línea receptora utilizada para el análisis, superpuesta al área del proyecto de sísmica de reflexión

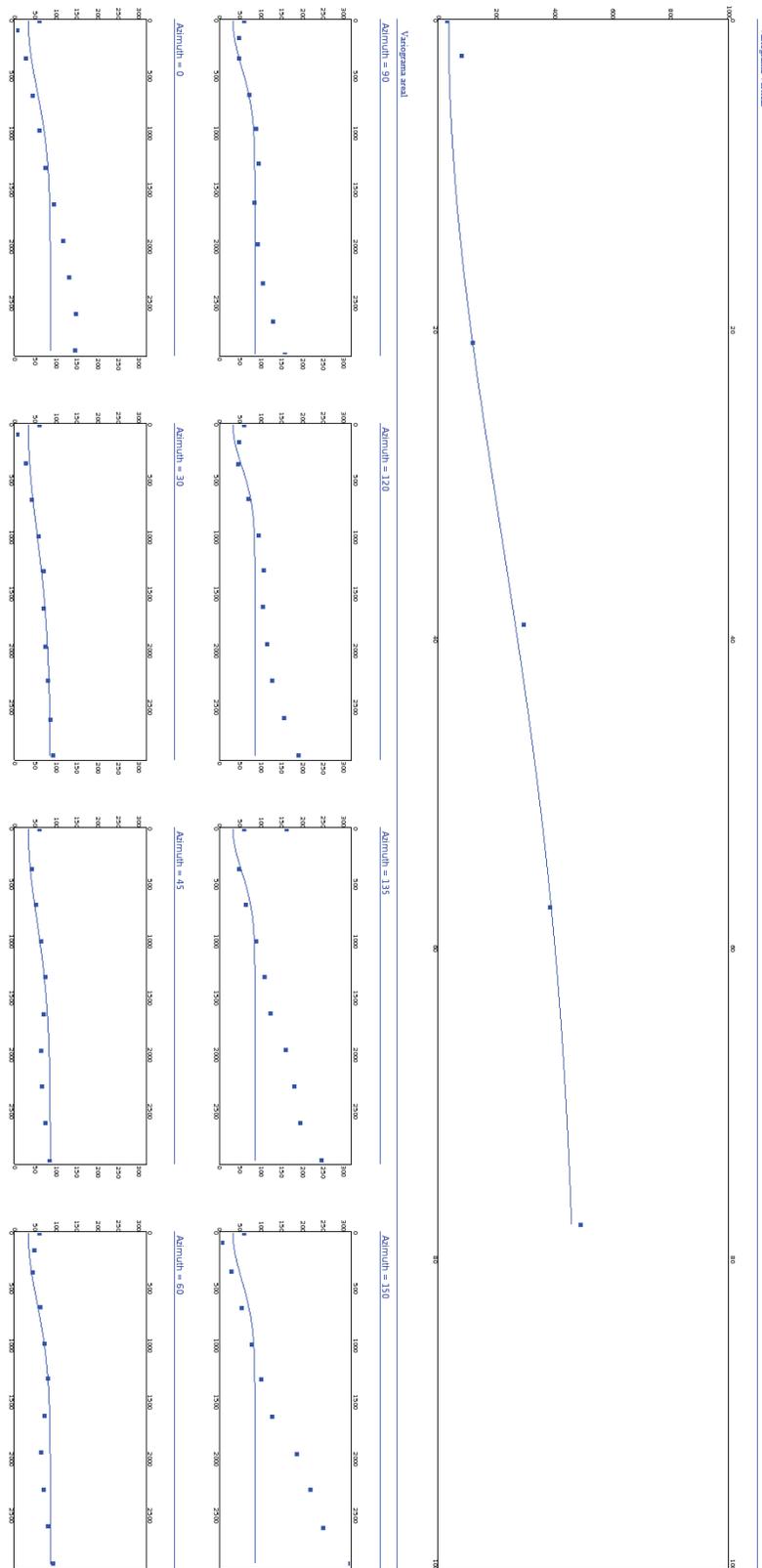


Figura anexa 13: variogramas obtenidos del análisis geoestadístico aplicado a los datos provenientes de la sísmica de reflexión

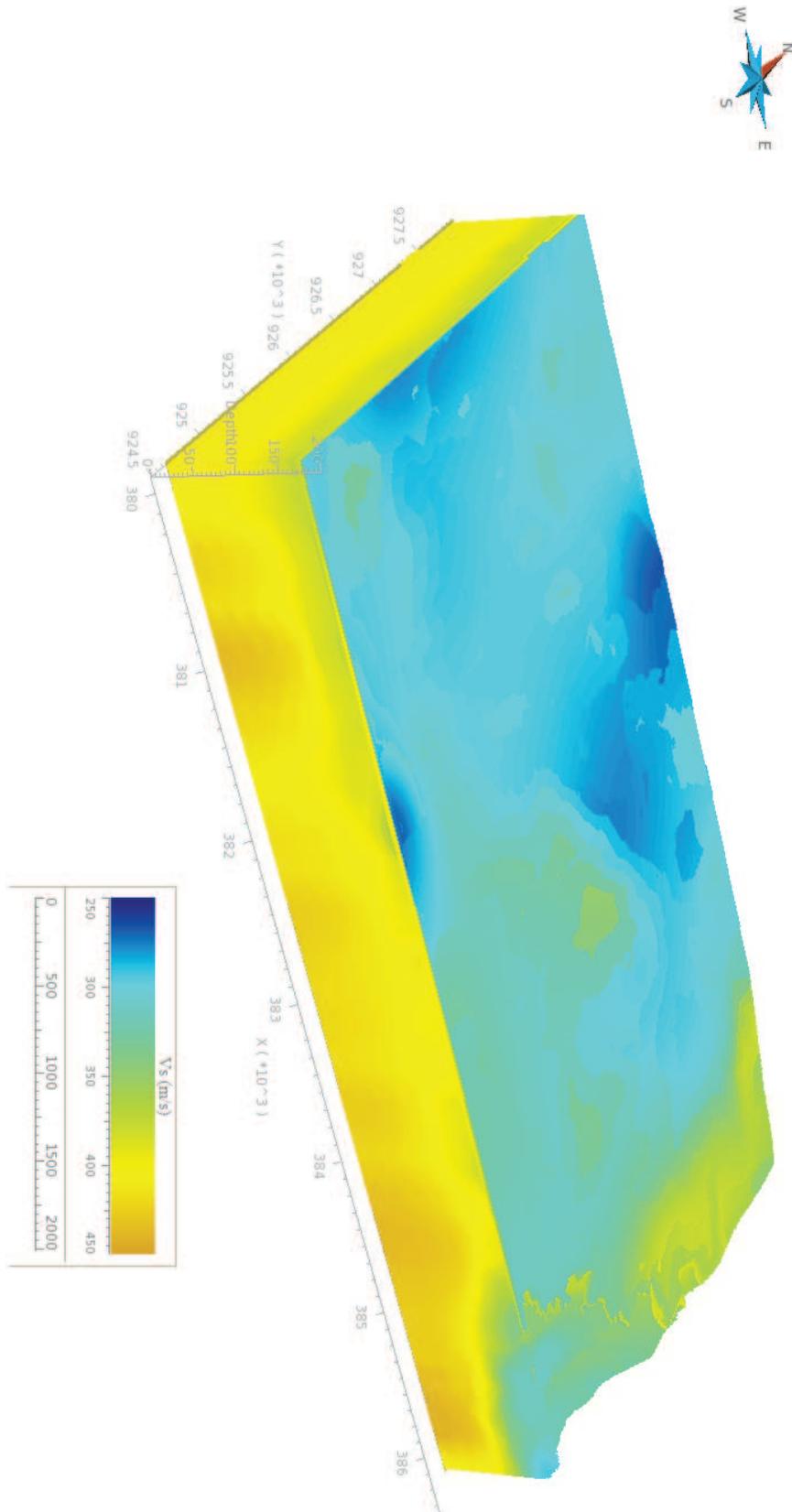


Figura anexa 14: volumen de velocidad de onda S interpolando modelos unidimensionales obtenidos a través de MASW a registros de sísmica de reflexión y refracción