



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio de ruido sísmico ambiental
utilizando interferometría sísmica de la
componente radial y cocientes
espectrales, para la obtención de un
modelo 3D de velocidades de ondas de
corte al sur de la subcuenca de Chalco.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Rubén Hernández Hernández.

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Jorge Aguirre González



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

Dedicaciones.

En general, dedico mi educación y el presente trabajo a mis padres, Antonio Hernández Hernández, Lucía Hernández Hernández a mis hermanos, Fredy Iván Hernández Hernández, Itzel Yesmerai Hernández Hernández. Quienes siempre me inspiraron, motivaron. A quienes también agradezco por su apoyo y por creer en mí.

Agradecimientos.

A mi tutor Dr. Jorge Aguirre: Quien me asesoro y me guio en la elaboración y formación de la última etapa académica.

A mis sinodales: Por las correcciones y consejos, Dr. Jorge Aguirre, Dr. Antonio Uribe, Dra. Iza Canales, Mtro. Moisés Contreras, Mtro. Julián Zapotitla.

A la Universidad Nacional Autónoma de México: Por haberme dando una perspectiva amplia de la formación tanto profesionalista y humanista.

Al equipo de instrumentación del instituto de ingeniería: Leonardo Ramírez, Héctor Sandoval, Marco Macías e Israel Molina, que, junto con otros compañeros, instalamos las estaciones para el presente trabajo.

A mis amigos de la universidad: Concepción Rubio (Mary), Rodrigo Galicia, Jazmín Reyes, Nitzia Ceballos, Fernando Pérez, Bruno Olivares, Christian Torres.

A mis amigos y compañeros del Instituto de Ingeniería: Javier Luna, Iván Granados, Rene Solano, Juan Dionicio, José Piña, Filiberto Vergara.

Al Instituto de Ingeniería: Por los apoyos económicos y por haberme brindado un espacio para realizar mi tesis.

Este trabajo fue financiado por la Secretaría de Educación, Ciencia, Tecnología e Innovación (SECITI) en el proyecto denominado "Sistema Integral de Monitoreo Sísmico y Generación de Mapas de Intensidades y Daños en Tiempo Real de la Ciudad de México", con número de convenio IISGCONV-181-2016, SECITI/073/2016, IISGCONV-181-2016/1 CM-SECITI/107/2017 y CM-SECITI/075/2018.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	5
1.-INTRODUCCIÓN	7
2.- CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO E INSTRUMENTACIÓN.	9
2.1.-Localización	9
2.2 Geología de la Cuenca de México.....	9
2.2.1 Estratigrafía de la cuenca de México.....	11
2.3 Geología de la subcuenca de Chalco	11
2.4.-Equipo Utilizado.	13
2.5.-Distribución de sensores.	13
3.-FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	14
3.1.-Ondas superficiales.	14
3.1.1 Dispersión de ondas superficiales	17
3.1.2 Curvas de dispersión.....	18
3.1.3 Velocidad de fase y velocidad de grupo.	20
3.2.- Cocientes Espectrales H/V.....	21
3.4.-Rotación de componentes	24
3.5.- Interferometría Sísmica.....	25
4.- METODOLOGÍA	27
4.1.- Acondicionamiento de Señales	27
4.2.- Estimación del cociente espectral H/V	29
4.3.- Rotación de Componentes.	31
4.4.-Correlaciones cruzadas entre pares de estaciones.	32
4.4.1.-Filtrado Múltiple.....	34
4.4.2 Cálculo de las velocidades de grupo.....	36
4.5.-Tomografía	37
4.6.-Test de Resolución.....	39
4.7.- Imágenes tomográficas obtenidas	40
5.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	43
5.1 Resultados de los cocientes espectrales H/V	43
5.2 Picado de las curvas de velocidad de grupo	47

5.3.-Inversión de las curvas de dispersión y el cociente H/V.....	49
5.4.-Perfil de Velocidades.....	55
5.5.-Modelo 3-D.....	57
5.6.-Discusion.	60
6.- CONCLUSIONES	68
7.-REFERENCIAS	69
ANEXOS	72
8.- ANEXO 1	72
9.- ANEXO 2	126
10.- ANEXO 3	135

RESUMEN

En este trabajo se aplican métodos para el análisis de ruido sísmico ambiental con el fin de obtener un modelo de velocidades de ondas de corte representativo de la subcuenca de Chalco. Para este fin se instalaron 18 sismómetros de banda ancha (0.03-50 Hz) GURALP 6TD, de las cuales se grabaron simultáneamente 67 horas efectivas. Las distancias de los sensores oscilan entre 0.34 y 3.5 kilómetros aproximadamente.

Para el procesamiento de datos se realizó una corrección instrumental, se removió la media y la tendencia. (Campillo & Paul, 2003; Benzen et al., 2007). Se aplicó una rotación a la señal con el fin de analizar la componente radial, y poder lograr observar un mejor diagrama de dispersión. Se prosiguió a realizar interferometría sísmica, generando correlaciones entre pares de estaciones para recuperar la Función de Green, proponiendo frecuencias de corte de 0.1-8Hz con ventanas de 180 segundos. Posteriormente a ello se aplicó el FTAN para observar la dispersión de ondas superficiales de Rayleigh. Una vez obtenidas las curvas de dispersión se invirtieron conjuntamente con la curva obtenida de H/V de los sensores centrales para conformar colectivamente un modelo de velocidades.

Los análisis de los registros obtenidos mostraron una dispersión de velocidades de grupo en el rango de frecuencias de 0.3 a 3.5 Hz. Se obtuvieron 29 perfiles de velocidades de onda de corte. Con los cuales se llegaron a observar 3 capas y un semiespacio. En promedio se observa que para la primera capa el espesor que se presenta, es alrededor de 25-30 metros con una velocidad de onda S de 90-99 m/s. Para la segunda capa el espesor oscila entre 86-125 metros con una velocidad de onda S de 190-215 m/s. Para la tercera capa el espesor varía de 207-290 metros con velocidades de onda S de 370-600 m/s. Con los 29 perfiles de velocidad obtenidos, nos permitió crear un modelo 3-D, y con ello poder observar una mejor distribución de las velocidades en la zona de estudio.

ABSTRACT

In this work, methods for the analysis of environmental seismic noise are applied in order to obtain a representative shear wave velocity model of the Chalco sub-basin. For this purpose, 18 broadband seismometers (0.03-50 Hz) GURALP 6TD were installed, of which 67 hours were recorded simultaneously. The distances between sensors range between approximately 0.34 and 3.5 kilometers.

For data processing an instrumental correction was made, the mean and trend were removed (Campillo & Paul, 2003; Benzen et al., 2007). A rotation was applied to the signal in order to analyze the radial component, and be able to observe a better scatter diagram. Seismic interferometry was continued, generating correlations between pairs of stations to recover the Green Function, proposing cutoff frequencies of 0.1-8Hz with 180 second windows. Subsequently, the FTAN was applied to observe the dispersion of Rayleigh surface waves. Once the dispersion curves were obtained, they were inverted together with the curve obtained from H / V of the central sensors to collectively form a velocity model.

The analysis of the records obtained showed a dispersion of group velocity in the frequency range of 0.3 to 3.5 Hz. 29 profiles of shear wave velocities were obtained. With which 3 layers and a semi-space were observed. On average it is observed that for the first layer the thickness that is presented is around 25-30 meters with an S-wave velocity of 90-99 m / s. For the second layer, the thickness ranges from 86-125 meters with an S-wave velocity of 190-215 m / s. For the third layer the thickness varies from 207-290 meters with S wave speeds of 370-600 m / s. With the 29 velocity profiles obtained, it allowed us to create a 3-D model, and with it to observe a better distribution of the velocities in the study area.

1.-INTRODUCCIÓN

Los fenómenos naturales e inherentes que se suscitan constantemente en la tierra, han generado un interés al hombre por comprender su comportamiento y el impacto que este genera en el entorno. Actualmente para abordar este fenómeno se utilizan diversas ramas de la ingeniería y las ciencias. La ingeniería sísmica, por mencionar una, liga diversas ramas de la ingeniería civil, geológica y geofísica para proveer criterios que lleguen a aportar información factible en cuanto a la estructura del suelo. Estos proporcionan información sobre variables relacionadas con el origen y el trayecto por el que la energía sísmica se propaga.

Se han determinado varios métodos de estudio para comprender el comportamiento de la estructura del subsuelo. La técnica de cocientes espectrales de ruido sísmico (HVNSR), es un estimador confiable del período dominante del subsuelo, por lo que nos da a conocer el efecto de sitio. Esta técnica consiste en estimar el cociente entre el espectro de amplitud de las componentes horizontales y vertical de señales de ruido ambiental, medidas en un solo sitio (Bonney-Claudet et al., 2008; Atakan, 2009) Se presenta por la superposición de dos factores: efectos superficiales de suelo y topográficos. En este trabajo se observó una estabilidad de los cocientes espectrales para cuatro horas con lo que se llegó a observar que predomina un periodo dominante de cuatro segundos. Se da una mejor explicación de dicho desarrollo en el sub-capítulo 5.1.

Otro de los métodos utilizados es interferometría sísmica (IS), la cual nos permite, a partir de correlaciones cruzadas en el dominio del tiempo de registros simultáneos de microtemores, recuperar información coherente del medio (Campillo y Paul, 2003). En este trabajo se aplicó IS para 18 estaciones, con los cuales se recuperó la función de Green. Al momento del análisis, se logró observar una mejor dispersión de las curvas de velocidad de grupo en los componentes radiales, que en las componentes verticales. Por lo que se decidió analizar y desarrollar todo en las componentes radiales, como se muestra en el capítulo 4 en las secciones 4.4 y 4.5. Con este análisis se lograron obtener 130 curvas de dispersión. De las cuales se puede decir que tiene un comportamiento en su modo fundamental de 0.3 a 3.5 Hz.

En el capítulo 5 en la sección 5.3 se muestra la inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de grupo y los cocientes espectrales. Seguidamente se presentan imágenes topográficas 2D, referente a la inversión de los tiempos de viaje con las cuales se estimaron curvas de dispersión de velocidad de grupo.

Los resultados obtenidos se muestran en el capítulo 5, en dicho capítulo se representan los perfiles de velocidades de onda de corte a profundidad.

Por último, se analizan los resultados en donde se puede observar un perfil de tres estratos sobre un semiespacio.

- **Objetivo general.**

Con el uso de ruido sísmico ambiental, se busca obtener un modelo de velocidad de onda de corte representativo a la zona de estudio utilizando interferometría sísmica y cocientes espectrales.

- **Objetivos particulares.**

Determinar la utilidad de técnicas y métodos para el conocimiento estructural del subsuelo.

De la componente radial, emplear la técnica de interferometría sísmica a 67 horas de registro de ruido sísmico ambiental de banda ancha para obtener la función de Green.

A partir del registro de la componente radial, corroborar que es posible extraer las características dispersivas de velocidad de grupo para la subcuenca de Chalco.

Realizar una inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y los cocientes espectrales HVNSR.

2.- CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO E INSTRUMENTACIÓN.

2.1.-Localización

La zona donde se tomaron los datos está ubicada en la parte sureste de la Ciudad de México (Figura 2.1) entre la Alcaldía de Tláhuac (CDMX) y el Municipio de Chalco Estado de México. La Figura 2.1 muestra la zona delimitada entre las coordenadas -98.9514° y -98.9914° de longitud W y 19.2274° y 19.2049° de latitud N.

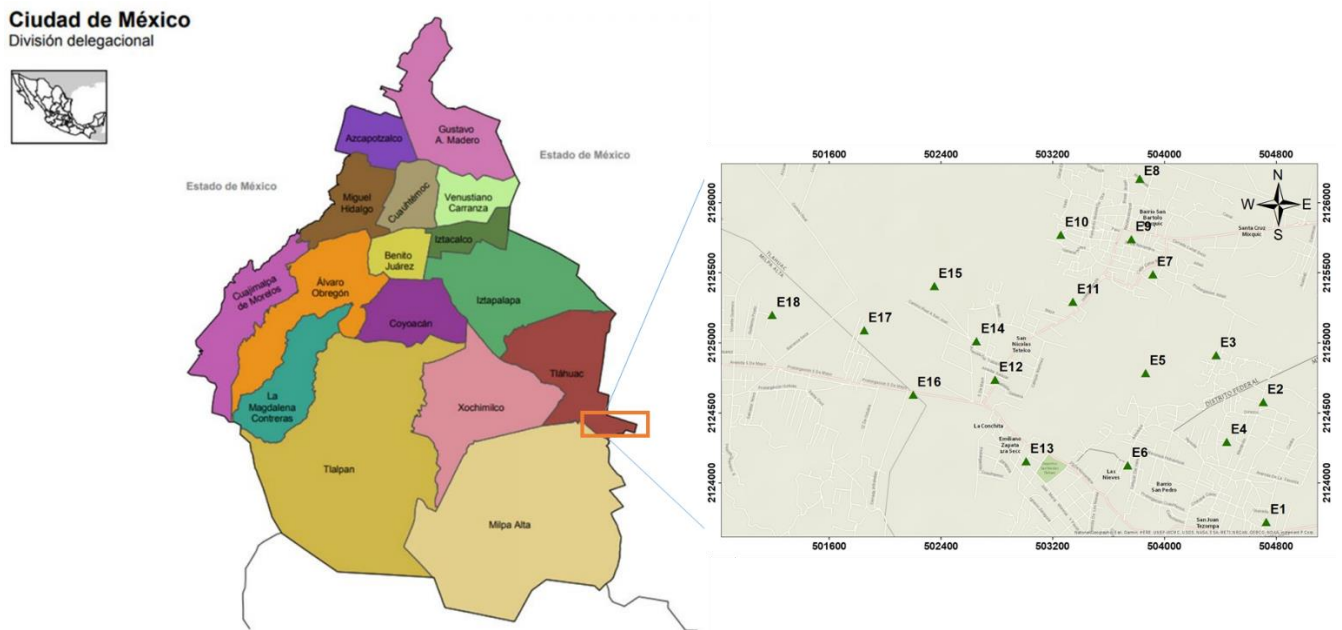


Figura 2.1. La zona de estudio fue en la Alcaldía de Tláhuac, Ciudad de México.

2.2 Geología de la Cuenca de México

La cuenca de México se formó hace unos 700 mil años con la con la aparición de la Sierra del Chichinautzin donde se depositaron los azolves de los ríos que corrían hacia el sur, la cual produjo una acumulación paulatina de sedimentos en la parte del norte de esta sierra, rellenando parcialmente la cuenca hasta los niveles que conocemos hoy en día. Se considera que la cuenca de México es una depresión profunda que se originó en repuesta a la actividad volcánica y tectónica de la región, y que los materiales que la rellenan son predominantemente volcánicos, que abarcan edades desde el Oligoceno hasta el reciente. El relleno de la cuenca de México está conformado por depósitos lacustres en la parte superior, y derrames de lava,

materiales epiclásticos y depósitos piroclásticos en la parte inferior (Pérez-Cruz, 1988; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998; García-Palomo et al., 2008; Arce et al., 2013a). La cuenca de México es un área en la que el agua no tiene salida fluvial hacia el océano y pertenece a las planicies escalonadas. Forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que atraviesa a la República Mexicana de este a oeste. Es una extensa planicie elevada que ocupa un área de 9600 km² con altitudes de entre 2230 y 2250 m.s.n.m (Cserna et al., 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). La cuenca de México tiene un contorno irregular, alargado de norte a sur, de aproximadamente 125 km de largo y 75 km de ancho. Está rodeada por altas montañas, contiene una extensa planicie lacustre que está delimitada por cuatro sierras de origen volcánico: la Sierra Chichinautzin al sur, la Sierra de las Cruces al poniente, la Sierra Nevada, Sierra Tepozán al oriente, y la Sierra de Pachuca y Tezontlalpan al norte (Figura. 2.2).



Figura 2.2 Localización de la cuenca de México y sus límites.

A grandes rasgos, la columna estratigráfica de la Cuenca de México pone en evidencia tres grandes grupos de rocas, calizas del periodo Cretácico, volcánicas del terciario, vulcanitas propias del cierre de la cuenca; y dos depósitos de materiales, aluviales y lacustres depositados en el Cuaternario.

2.2.1 Estratigrafía de la cuenca de México

La mayor parte de la cuenca de México está constituida por rocas volcánicas y sedimentos de tipo lacustre. Las rocas volcánicas se originaron de los diferentes periodos de actividad tectónica y volcánica, los sedimentos lacustres provienen del sistema de lagos surgidos después del cierre de la cuenca. Las condiciones climáticas originaron una acumulación de arenas, limos, arcillas, cenizas, además de clastos derivados de la acción de ríos, arroyos, glaciares y volcanes relleno la parte central de la cuenca.

De acuerdo con algunos estudios previos de varios autores, podría mencionarse que el relleno de la cuenca está conformado por cuatro unidades, de la base a la cima son: A) calizas del Cretácico que constituyen el basamento; B) Unidad Volcánica Inferior (UVI), constituida por productos volcánicos efusivos y piroclásticos; C) Unidad Volcánica Superior (UVS), constituida esencialmente por rocas piroclásticas, con una menor proporción de rocas efusivas; D) unidad de depósitos lacustres y fluviales representados por arcillas, limos y arenas.

2.3 Geología de la subcuenca de Chalco

La litología que se conoce en esta zona son rocas volcánicas y depósitos de origen vulcano-sedimentario. Estas rocas volcánicas se originan a partir de varias emanaciones volcánicas (Ajusco, Iztaccihuatl, Popocatepetl, etc.). Existen rocas del Mioceno-Pleistoceno (andesitas, dacitas, riolitas) en la Sierra Nevada; del Plioceno-Pleistoceno (basaltos, andesitas) en el núcleo de la Sierra Santa Catarina; del Cuaternario (basaltos, andesitas) en la Sierra Chichinautzin. Finalmente, en el entorno de las sierras existen intercalaciones de derrames de lava, piroclastos y ceniza volcánica (*Vergara-Huerta, 2015*).

La subcuenca de Chalco presenta un relleno compuesto por sedimentos detríticos de origen lacustre y aluvial, con algunas intercalaciones de material piroclástico. El espesor varía conforme a la desintegración del relieve y con ello fue formando las capas de la subcuenca de Chalco.

El relleno sedimentario en la subcuenca, reposa sobre tres unidades litológicas, de la base hacia la cima estas unidades son: la Unidad de Calizas del Cretácico(UCC), la Unidad Volcánica Inferior (UVI) y la Unidad Volcánica Superior (UVS). *Pérez-Cruz (1988)*.

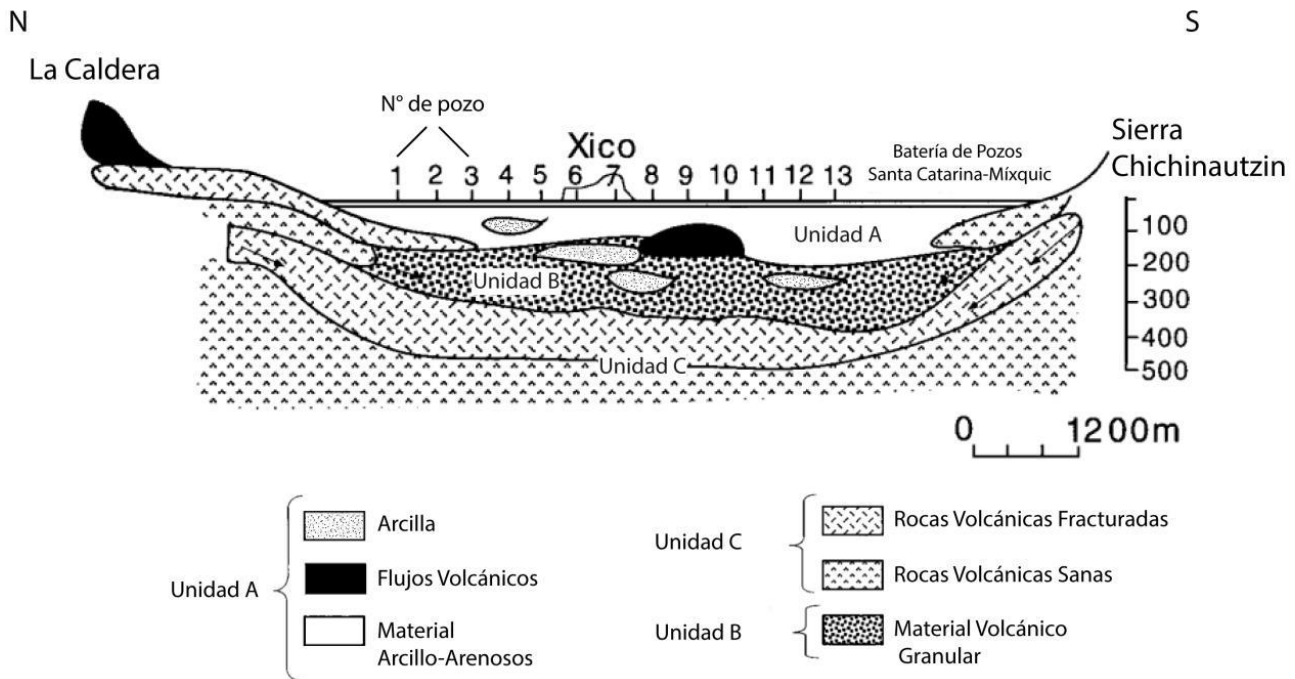


Figura 2.3: Sección geológica de la batería de pozos Santa Catarina-Mixquic integrada a partir de diversos estudios geológicos y geofísicos (Modificada de Campos-Enríquez et al., 2007).

- Unidad A: Consiste en cenizas y arena volcánica intercaladas con arcillas, esta unidad tiene un espesor promedio de 100 m, dentro de esta unidad se ha registrado la presencia de flujos volcánicos.
- Unidad B: Se trata de una secuencia de gravas de origen volcánico con intercalaciones de delgados horizontes arenosos y arcillosos, se estima que esta unidad tiene un espesor de entre 100 y 200 m.
- Unidad C: En la base se tienen rocas volcánicas fracturadas y sanas correspondientes con basaltos, esta última unidad litológica forma parte de la Unidad Volcánica Superior (UVS) (Vergara Huerta, 2015).

2.4.-Equipo Utilizado.

Los sensores utilizados fueron los Guralp modelo CMG-6TD de banda ancha, sensor de tres componentes, que cuentan con un rango de frecuencia de 0.03-50 Hz. Abastecidos con una batería de 12 v, esta batería es recargada por conexión directa a corriente AC.

Entre los aditamentos usados para estos sensores se encuentra el GPS, cables de conexión, regulador de la batería (figura 2.4).



Figura 2.4. Sismómetro triaxial Guralp 6TD

2.5.-Distribución de sensores.

Se utilizaron 18 estaciones, ubicadas en una red temporal con distancias que oscilan entre 0.34 y 3.5 kilómetros aproximadamente. El tiempo de grabación simultáneo de toda la red es de 67 horas efectivas, se inicia la grabación el 2 de junio de 2017 y se dejó hasta el día 5 de junio de 2017.

3.-FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

3.1.-Ondas superficiales.

El nombre de las ondas superficiales se debe a que se propaga en cualquier dirección de una superficie, y se generan cuando en un medio estratificado las ondas de cuerpo se topan con una superficie libre. Se propagan paralelamente a la dirección de su superficie. Alcanzan su amplitud máxima en superficie libre y disminuye exponencialmente con la profundidad. Al momento de propagarse las ondas superficiales son afectadas por la dispersión, por lo que su velocidad es menor en comparación con las ondas de cuerpo.

La energía de las ondas superficiales se propaga en dos dimensiones y decae a una distancia r de la fuente aproximadamente como r^{-1} mientras que la energía de las ondas de cuerpo se difunde en tres dimensiones y decae con un factor r^{-2} . Para grandes distancias las que predominan son las ondas superficiales.

Existen dos tipos de ondas superficiales, las ondas Love descritas por el profesor Love en 1911 y de Rayleigh descritas por Lord Rayleigh en 1885. El primer tipo de ondas de superficie son las ondas Love, ya que viajan más rápido que las ondas Rayleigh, el movimiento de partícula de la onda de Love es paralelo a la superficie, pero perpendicular a la dirección de propagación. No pueden existir en un semiespacio, sino que requieren al menos una capa sobre un semiespacio, donde pueda quedar atrapada parte de la energía sísmica. En la figura 3.1 se ilustra la dirección de los desplazamientos provocados por la propagación de ondas Love (*Anculle, 2006*).

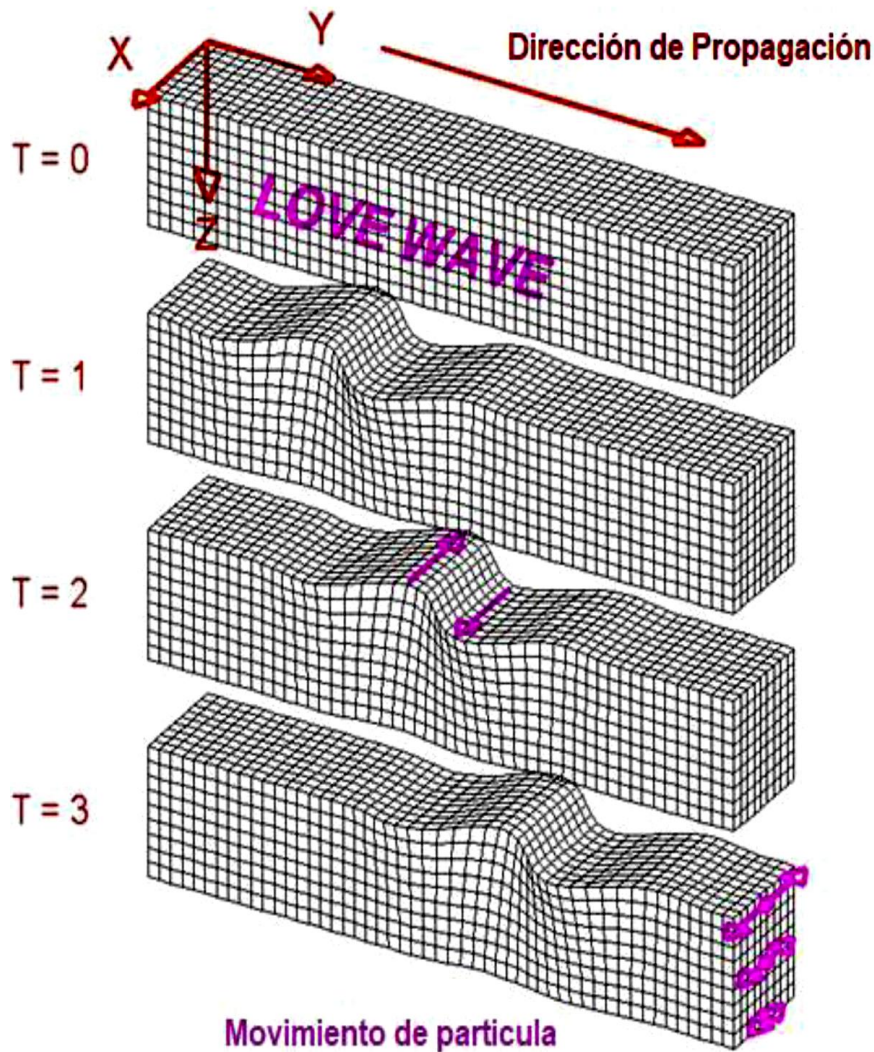


Figura 3.1. Propagación de ondas Love. T representa diferentes momentos de tiempo. El movimiento de partícula perpendicular a la dirección de propagación se observa en el plano transversal. Imagen tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

Las ondas Rayleigh realizan un desplazamiento de trayectoria elíptica la cual surge de una intercalación de ondas P y SV con un comportamiento de movimiento retrógrado en el plano de propagación. Su propagación se da en los planos vertical y radial. Para que la onda Rayleigh se generen deben cumplir dos condiciones, que la energía no se propague más allá de la superficie y se deben satisfacer las condiciones de frontera en una superficie libre. Por lo que la onda superficial disminuye su desplazamiento conforme se aumenta la profundidad, siempre y cuando se satisfaga las condiciones de frontera nos permitirá conocer los desplazamientos radial y vertical de las ondas Rayleigh Stein y Wysession (2003).

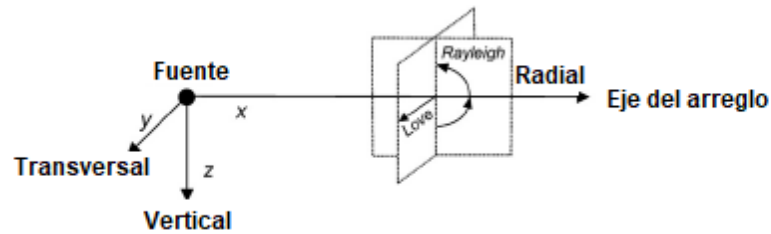


Figura 3.2 Propagación de las ondas superficiales: ondas Rayleigh en los planos radial y vertical, y ondas Love en el plano transversal. Modificada de Stein y Wysession (2003).

Las ondas Rayleigh no son dispersivas en el caso de un semi espacio y son dispersivas en el caso de una o varias capas o si la velocidad aumenta con la profundidad.

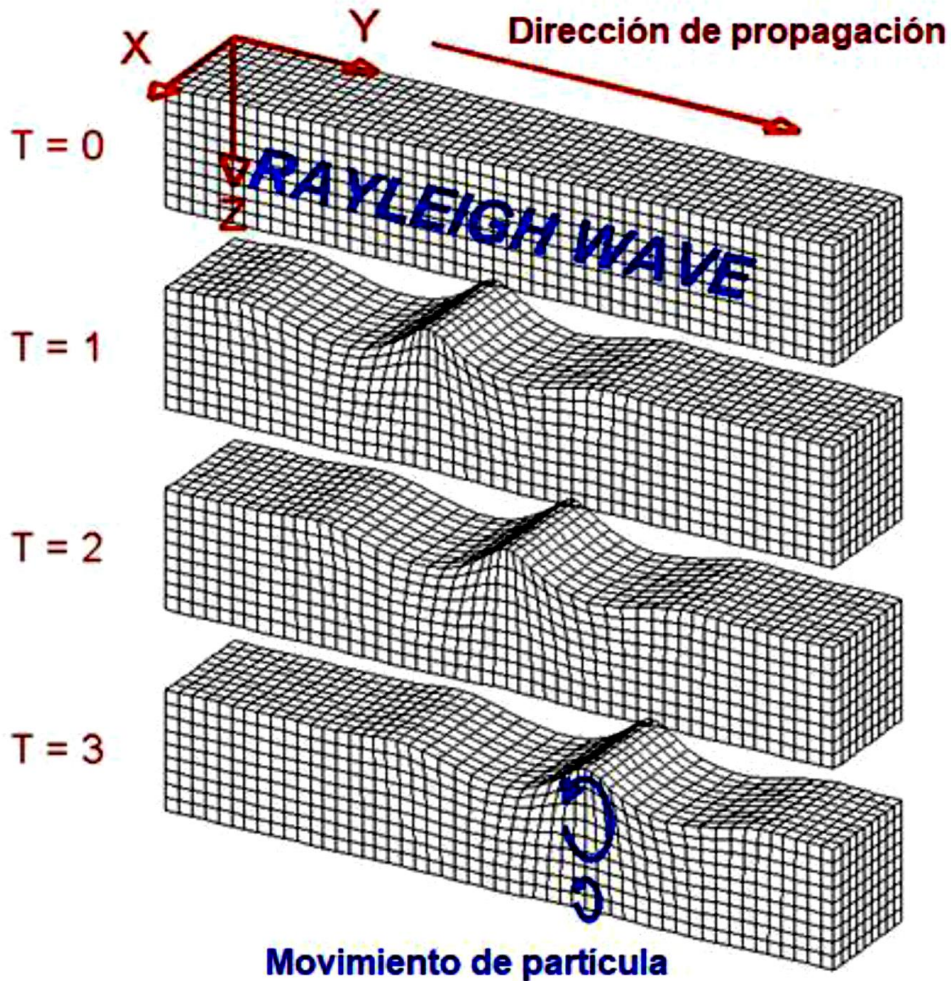


Figura 3.3 Representación de la Propagación de ondas de Rayleigh . Imagen tomada de <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>.

3.1.1 Dispersión de ondas superficiales

En un semiespacio elástico lineal, isotrópico, homogéneo las ondas de Rayleigh, no son dispersivas, ya que la velocidad de propagación está en función de las propiedades mecánicas del medio, pero en función de la frecuencia. En medios verticalmente heterogéneos, surge el fenómeno de la dispersión, que resulta en la velocidad de fase de las ondas de Rayleigh que dependen de la frecuencia. La dispersión de estas ondas que se propaga en este medio forma la base de la prueba de ondas de superficie. Dicho fenómeno es representado utilizando las condiciones de frontera que se generan en las interfaces, de esta forma se hace una relación en donde la velocidad de onda no solo depende de las propiedades mecánicas si no de la frecuencia de la onda. Por lo que la relación entre la velocidad de fase de la onda y la frecuencia se describe como:

$$v_f = \lambda * f \quad (1)$$

Dónde V_f es la velocidad de fase, λ es la longitud de onda y f es la frecuencia. Por lo que la profundidad de penetración de las ondas de Rayleigh cumplen una relación aproximada, en el que debe existir una aproximación de un tercio de su longitud de onda $\lambda/3$, es decir que a cierta profundidad corresponde una velocidad de fase y una frecuencia de dispersión.

Las ondas Rayleigh se utiliza para fines de identificación, midiendo experimentalmente la curva de dispersión, con la variación de la velocidad de fase o de grupo de ondas de Rayleigh y con la frecuencia de la misma. Es posible, a través de un proceso de inversión, determinar el perfil de velocidad de onda de corte del sitio. Y con ello poder tener una caracterización del medio a través de mediciones de un campo de onda de superficie.

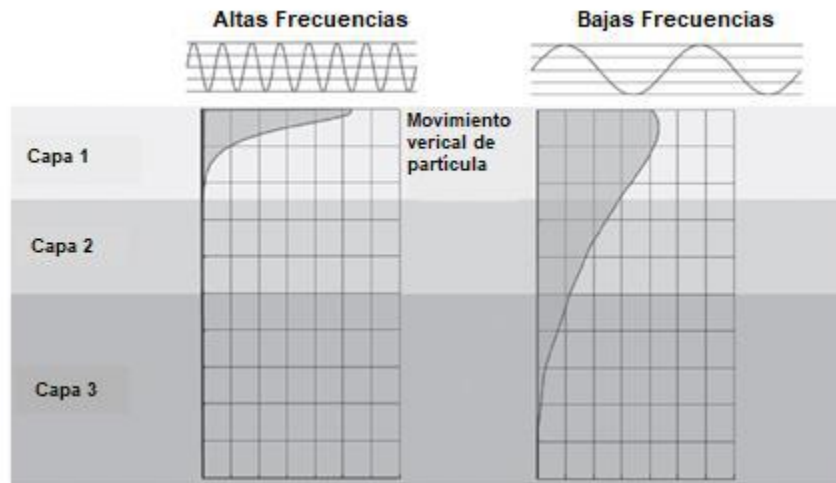


Figura 3.4 *Dispersión geométrica de las ondas Rayleigh* Modificado de Foti et al. (2015).

Como representación que se tiene en la figura 3.4 con un medio de capas horizontales que consiste en dos capas que cubren un medio espacio, en donde el movimiento de partícula depende de las propiedades de los materiales que existen en las capas, las cuales controlan la velocidad de la onda de Rayleigh. Por lo que se observa que para una longitud de onda corta las frecuencias son altas y para una longitud de onda larga las frecuencias son bajas (Shuangxi, 2011).

3.1.2 Curvas de dispersión

Asumiendo la relación entre la longitud de onda y la frecuencia, puede representarse en un gráfico, de velocidad de fase en función de la frecuencia, y con ello observa las llamadas curvas de dispersión. En la figura 3.5 se muestra una curva de dispersión de velocidad de fase de un medio estratificado. Por lo que la propagación de ondas en un medio dispersivo se caracteriza porque la velocidad de fase al igual que la velocidad de grupo y el número de onda, dependen de la frecuencia.

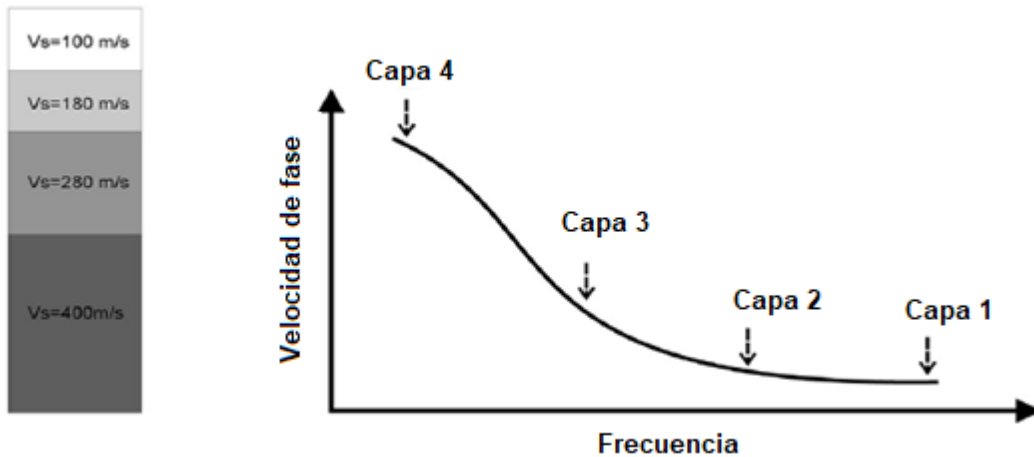


Figura 3.5 Representación de la curva de dispersión de un medio estratificado

La curva de dispersión efectiva, es la superposición de velocidades de dispersión multimodal “verdaderas” con el máximo apilamiento de energía en la imagen de dispersión (Shuangxi, 2011). Existen ocasiones que, si el error es mínimo, la curva de dispersión efectiva suele ser muy similar al modo fundamental de dispersión, pero por lo general el modo fundamental es un tanto menor a las curvas de dispersión efectiva.

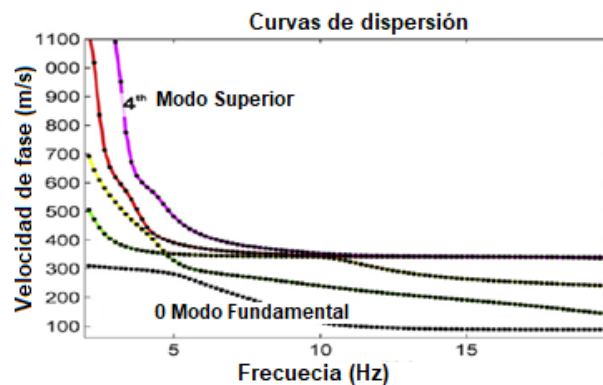


Figura 3.6 Representación una curva de dispersión efectiva.

La velocidad representativa más destacada en una onda de Rayleigh, es la velocidad de onda S (V_s) y el espesor de las capas. La velocidad de propagación de ondas Rayleigh es aproximadamente $0.9V_s$. Con las propiedades geométricas y elásticas del subsuelo podemos designar al problema directo, esto es en el análisis de las curvas de dispersión, por lo que es posible modelar la curva dispersión de ondas superficiales. Para datos experimentales recopilados en el límite del medio se posee un problema inverso que, mediante análisis

matemáticos, los parámetros geométricos y elásticos de la estructura del subsuelo, es posible observar que causó esa forma de dispersión.

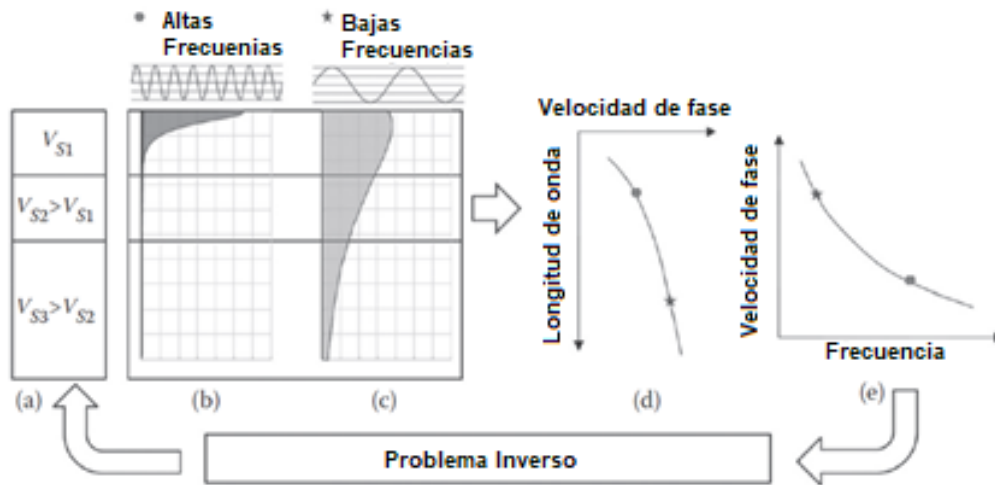


Figura 3.7 Representación gráfica del problema directo e inverso

3.1.3 Velocidad de fase y velocidad de grupo.

Cuando se propaga la onda superficial en un medio de dimensiones finitas, puede ser dispersada y su velocidad estará en función de su contenido de frecuencias. La velocidad de fase, se define como la fase determinada con la cual viaja una onda y es una función de su frecuencia característica.

Para la velocidad de fase se presentan el caso en donde los periodos son cortos y estos se operan en el dominio del tiempo, también existe otro caso donde los periodos son largos y este se presentan en el dominio de la frecuencia. Matemáticamente la velocidad de fase se expresa como:

$$V_f(\omega) = \frac{\omega}{K(\omega)} \quad (2)$$

Dónde V_f es la velocidad de fase, ω es la frecuencia angular y K es el número de onda.

Por otro lado, la velocidad de grupo se define como la velocidad con la que se propaga un paquete de ondas, velocidad a la que viaja la máxima energía. La cual se expresa matemáticamente:

$$V_g(\omega) = \frac{d\omega}{dk} \quad (3)$$

La relación entre ambas se expresa:

$$V_g = V_f \left[1 - k \frac{\partial V_f}{\partial \omega} \right]^{-1} \quad (4)$$

La velocidad de fase es la velocidad de propagación de una sola fase de la forma de onda, como puede ser un pico o valle, mientras que la velocidad de grupo es la velocidad de un paquete o "grupo" de ondas, como se muestra en la siguiente figura 3.8

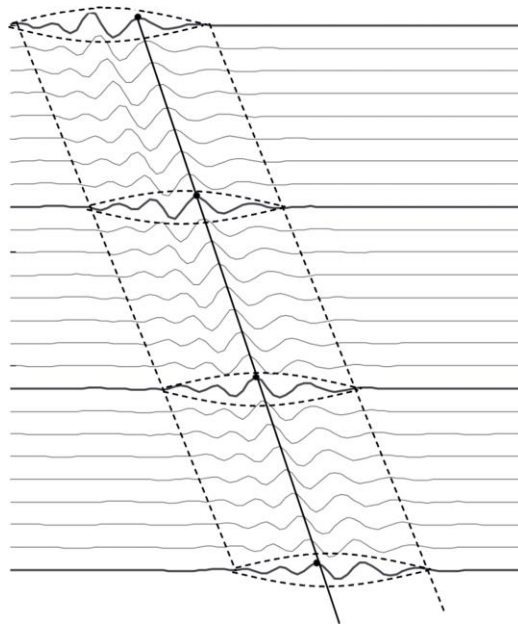


Figura 3.8. Velocidad de fase y velocidad de grupo.

3.2.- Cocientes Espectrales H/V

En 1971 la técnica cocientes espectrales H/V fue propuesta por Nagoshi e Iragashi para observar cociente espectral de una sola estación entre las componentes horizontal y vertical. Pero este método se hizo relevante por las publicaciones de los trabajos que realizó Nakamura

en 1989. Nakamura aplicó la técnica H/V a microtemores, explicó que este método permite identificar la frecuencia de resonancia o periodo fundamental del sitio estudiado el cociente de la componente horizontal con respecto a la vertical, pero no su grado de amplificación. Por lo que esta técnica se ha implementado en estudios de geotecnia y riesgo sísmico debido al enfoque sencillo y bajo costo, principalmente, en países en desarrollo con moderada y alta sismicidad.

Nakamura (1989) propone que la relación H/V da una mejor estimación del período predominante en un sitio y permite una estimación más aproximada del nivel de amplificación que el cociente espectral de microtemores entre dos sitios. La técnica consiste básicamente en realizar el cociente entre el espectro de amplitud de Fourier de las componentes horizontales y el vertical de los registros de vibraciones ambientales obtenidos en un solo sitio.

Se puede dar un análisis de microtemores para efectos de sitio como ondas Rayleigh que se propagan en una capa sobre un semiespacio (Figura 3.9)

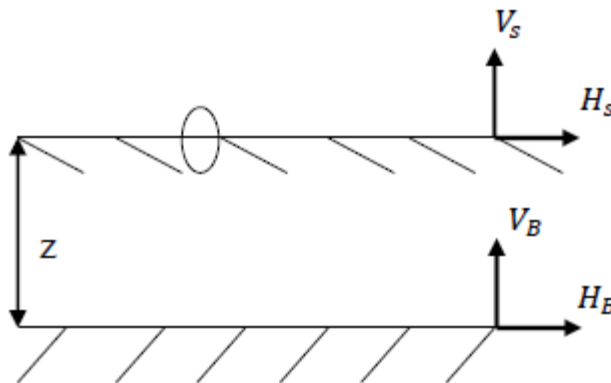


Figura 3.9 Modelo simple propuesto por Nakamura (1989)

Es posible estimar el espectro de la fuente del microtemor como función de la frecuencia:

$$A_s(\omega) = \frac{V_s(\omega)}{V_B(\omega)} \quad (5)$$

Donde V_s representa el espectro de amplitud de Fourier de las componentes verticales en superficie y V_B el espectro de amplitud de Fourier de las componentes verticales en la base de la capa de sedimentos respectivamente.

Para estimar el efecto de sitio se propone:

$$S_E(w) = \frac{H_S(w)}{H_B(w)} \quad (6)$$

Donde $S_E(w)$ representa la estimación de efectos de sitio, H_S y H_B corresponden a los espectros de amplitud de Fourier de las componentes horizontales en superficie y en la base de la capa de sedimentos. Para compensar los efectos de sitio por el espectro de la fuente se calcula un cociente espectral modificado para efectos de sitio de la siguiente forma:

$$S_M(w) = \frac{S_E(w)}{A_S(w)} = \frac{\frac{H_S(w)}{V_S(w)}}{\frac{H_B(w)}{V_B(w)}} \quad (7)$$

Se considera que para todas las frecuencias de interés

$$\frac{H_B(w)}{V_B(w)} = 1 \quad (8)$$

Finalmente se tiene que la estimación de efectos de sitio es el resultado de el cociente espectral de la componente horizontal con respecto a la componente vertical en superficie.

$$S_M(w) = \frac{H_S(w)}{V_S(w)} \quad (9)$$

3.4.-Rotación de componentes

Por lo regular en un sismograma se registra en las tres direcciones N-S, E-W y vertical. En ocasiones estas direcciones no resultan ser tan imponderables para visualizar las ondas P, SV y SH, por eso es mejor hacer una rotación de los sismogramas a un sistema de coordenadas Vertical, Radial y Transversal.

A menudo se especifica el eje z como la dirección vertical y orientamos el plano xz a lo largo del gran círculo que conecta una fuente sísmica y un receptor. Las ondas planas que viajan en el camino directo entre la fuente y el receptor se propagan en el plano xz. Las direcciones de polarización de la onda de corte se definen como SV, para las ondas de corte con desplazamiento en el plano vertical (xz), y SH, para las ondas de corte polarizadas horizontalmente con desplazamiento en la dirección y, paralelas a la superficie de la Tierra. Ambos tienen desplazamientos perpendiculares a la dirección de propagación y la otra polarización.

Los sismómetros registran movimientos horizontales en las direcciones norte-sur y este-oeste, que rara vez corresponden exactamente a las polarizaciones SH y SV. Como resultado, los datos de los componentes horizontales de los sismómetros a menudo se rotan. La dirección que conecta la fuente y el receptor, correspondiente a los desplazamientos SV, se denomina dirección radial, por lo que un sismograma girado en esta dirección se denomina componente radial. De manera similar, la dirección ortogonal correspondiente a los desplazamientos de SH se denomina dirección transversal, por lo que un sismograma girado en esta dirección se denomina componente transversal.

Haciendo uso de una matriz de rotación realizamos la rotación de ejes del sistema ZNE (vertical, Norte-Sur y Este-Oeste) al sistema ZRT (vertical, radial y transversal) mediante:

$$\begin{pmatrix} u_R \\ u_T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u_{EW} \\ u_{NS} \end{pmatrix} \quad (10)$$

Donde θ es el ángulo entre la dirección norte y la dirección radial hacia la fuente, a este ángulo se le conoce como azimut inverso (Figura 3.10). U_{EW} y U_{NS} son las amplitudes en las direcciones este-oeste y norte-sur, respectivamente (Havskov, 2010).

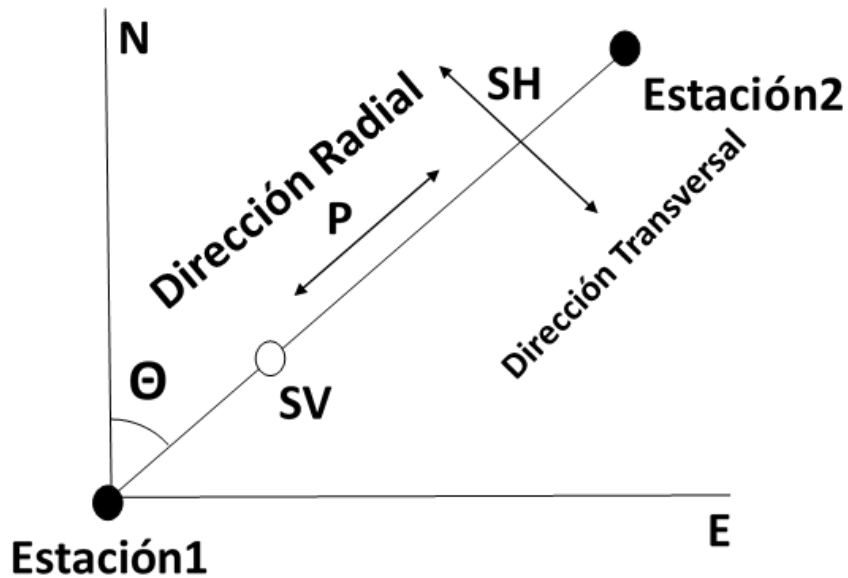


Figura 3.10 Sistema de referencia cardinal de un sismo visto en planta

3.5.- Interferometría Sísmica

El término "interferometría sísmica" se refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas de fuentes virtuales, mediante la correlación cruzada de las observaciones sísmicas en diferentes ubicaciones del receptor. Se puede distinguir entre interferometría sísmica de fuente controlada y pasiva.

La interferometría de fuente controlada implica la suma de correlaciones sobre diferentes posiciones de fuente. La interferometría sísmica pasiva es para convertir ruido sísmico ambiental en respuestas sísmicas deterministas. Por lo regular se enfoca más en la recuperación, de la transmisión de las respuestas de onda superficiales (Shapiro et al., 2006) y las respuestas de reflexión de tipo exploración. Debido a que la respuesta de fuente puntual es igual a la función de Green convolucionada con una ondícula, la interferometría sísmica suele denominarse "Recuperación de la Función de Green". La información elástica del medio que existe entre el receptor y el emisor está directamente relacionada con la función de Green, es por ello que, calculando la velocidad de fase o grupo de la correlación cruzada, es posible caracterizar las propiedades dispersivas del medio.

Teóricamente, la correlación cruzada entre dos funciones temporales y continuas $f(t)$ y $g(t)$ se define como:

$$C_{fg}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt \quad (11)$$

donde t es el tiempo y τ es el desfase temporal entre la función $f(t)$ y $g(t)$.

Por lo general para estudios regionales las funciones de correlación de ruido sísmico bajo 1 Hz son utilizadas para estudiar las propiedades dispersivas de la corteza y del manto superior (Shapiro et al., 2006) mientras que ondas superficiales con frecuencias mayores a 1 Hz son utilizadas para extraer información sobre estructuras superficiales (Brenquier et al., 2007; Picozzi et al., 2009; Hannemann et al., 2014).

Para una distribución de fuentes de ruido homogénea, la correlación cruzada es simétrica en amplitud y tiempo de llegada tanto en su parte causal como anticausal. En la práctica, la parte causal y anticausal de la correlación cruzada difieren en amplitud, en donde esta diferencia de amplitud se asocia a una distribución heterogénea de las fuentes de ruido alrededor de las estaciones correlacionadas.

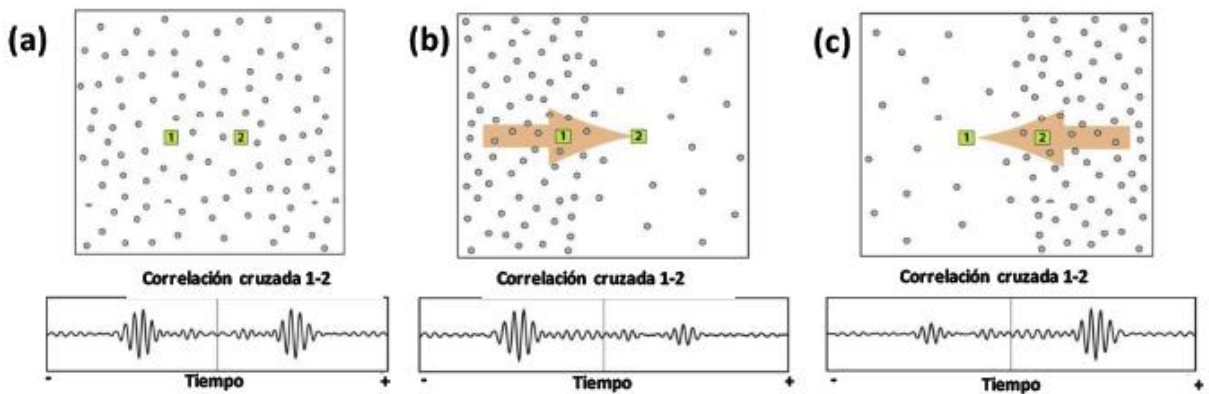


Figura 3.11 Distribución de fuentes de ruido y su efecto sobre la FCR. (a) Distribución homogénea de fuentes de ruido, (b) y (c) distribución heterogénea de fuentes de ruido. Modificada de Stehly et al. (2006).

La información importante de la correlación cruzada en su análisis temporal está asociada al tiempo donde se alcanza la amplitud máxima. La velocidad de grupo $V_g(f_c)$ está asociada directamente a las propiedades dispersivas del medio. Se calcula para una frecuencia central f_c . Conociendo el tiempo t donde alcanza su máxima amplitud y la distancia Δ entre estaciones.

$$V_g(f_c) = \frac{\Delta}{t_p} \quad (12)$$

Para que esta ecuación sea utilizada, es necesario que la máxima longitud de onda λ sea un tercio de la distancia entre estaciones. (Bensen et al., 2007; Yao et al., 2006):

$$\Delta \geq 3\lambda \quad (13)$$

4.- METODOLOGÍA

4.1.- Acondicionamiento de Señales

El primer paso en el tratamiento de los datos, es la eliminación de la línea base y de la tendencia para proseguir con la corrección por instrumento. La tendencia existe cuando hay un aumento o disminución gradual de los datos a lo largo de la pendiente de una línea recta. La media es el promedio aritmético de la amplitud de la señal, cuando se remueve, el armónico cero de la señal queda fijo en cero. La remoción de la media y la tendencia es útil también para quitar efectos causados por la desnivelación de los instrumentos.

Se estableció la siguiente secuencia para realizar la corrección a los datos:

En el software SAC leemos las trazas y aplicamos los comandos:

- rmean (Remueve la media)
- rtrend (Remueve la línea de tendencia)
- Transfer from polezero:

Transfer from polezero subtype T6N(#de sensor).BH(componente) (archivo que contiene los polos y ceros así como las constantes calculadas de cada uno de los sensores).

El comando transfer se encarga de hacer la deconvolución entre la traza de interés con los archivos BHZ, BHN y BHE que contienen los polos y ceros.

-Finalmente, aplicamos un filtro Butterworth pasa bandas con 0.01- 50Hz.

El manejo de los datos se realizó con el software SAC (*Goldstein y Snoke, 2005*) por lo que fue necesario convertir los archivos proporcionados al formato correspondiente. Además, puesto que la correlación cruzada debe llevarse a cabo entre señales registradas simultáneamente en cada estación y para cada componente, se corroboró que los registros

fueran sincronizados en el mismo intervalo de tiempo. Por lo que finalmente se utilizaron 136 archivos de media hora. Como se muestra en la siguiente tabla.

La tabla 1 Muestra las horas efectivas que se utilizaron para el pre-procesamiento y el procesamiento de los datos.

TABLA 1 Tiempo de grabación den zona de estudio				
Fecha de inicio (UTC)	Hora de inicio (UTC)	Fecha de fin (UTC)	Hora de fin	Horas efectivas de Grabación
02/06/2017	19:30	05/06/2017	15:00	67 hrs

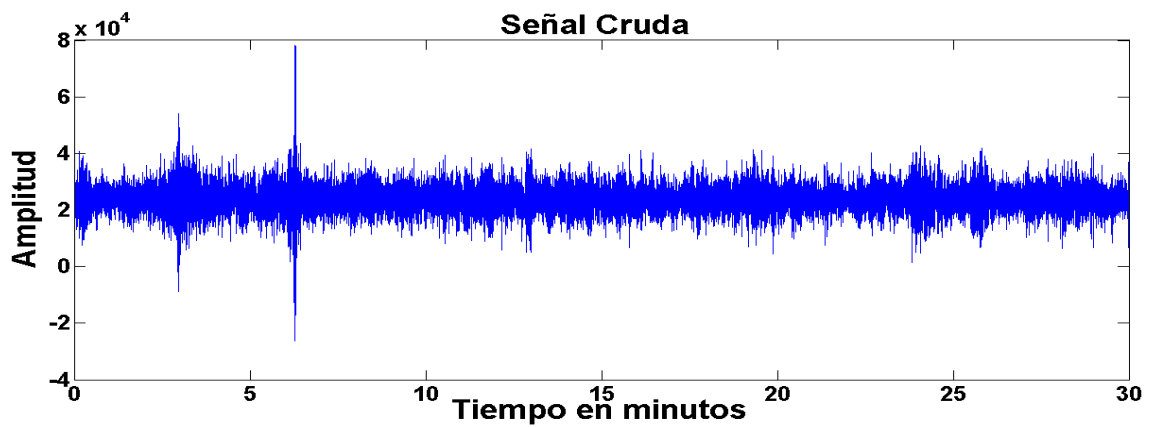


Figura 4.1 Ejemplo de señal registrada antes de aplicar eliminación de la línea base y de la tendencia, así como la respuesta instrumental.

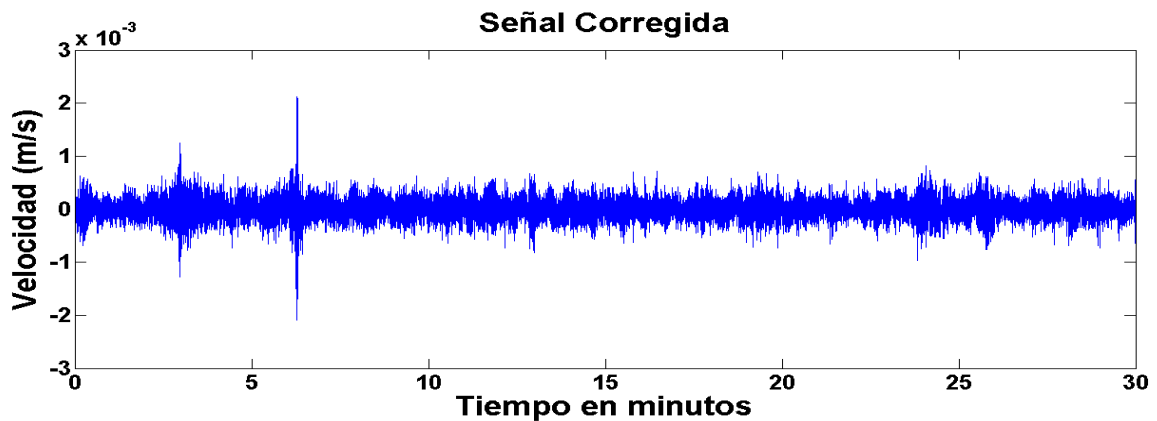


Figura 4.2 Ejemplo de señal registrada después de aplicar eliminación de la línea base y de la tendencia, así como la respuesta instrumental.

4.2.- Estimación del cociente espectral H/V

En la estimación del cociente espectral H/V se utilizó el software GEOPSY. Está diseñado para realizar el cálculo de cocientes espectrales H/V, además de otro tipo de procesamiento. La ventaja de este programa es que permite la selección de ventanas y tipo de suavizado de las señales.

Para realizar dicho procesamiento, se tomaron dos horas y media de registro de grabación de las tres componentes. (Vertical, Norte-Sur, Este-Oeste). Como se muestra en la figura 4.3.

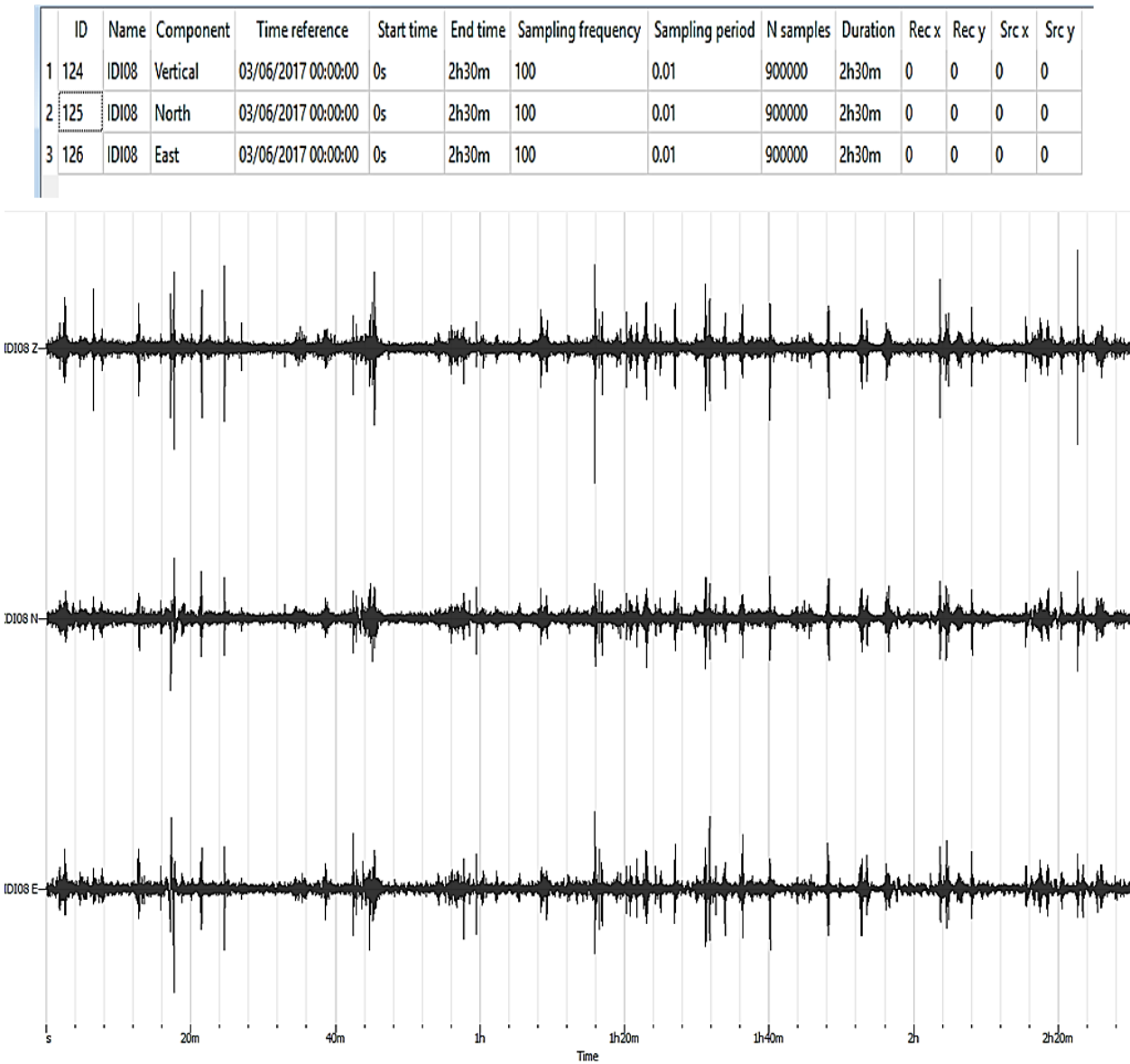


Figura 4.3 Tabla de información mostrando los datos del registro con sus tres señales y su grafica correspondiente

Para calcular el cociente espectral H/V de las 18 estaciones, se aplicó un ventaneo de 250 segundos, con traslape del 50% de duración entre las ventanas. Cabe mencionar que los espectros de Fourier fueron suavizados siguiendo a Konno y Ohmachi (1998) con un valor de b fijado en 40. También se aplicó un filtro pasabandas con frecuencias de corte de 0.1 a 5 Hz.

En la Figura 4.4 se observan un ejemplo de las gráficas de H/V donde se obtienen el valor de la frecuencia fundamental del suelo y la amplificación relativa promedio asociado al punto de registro. En el eje horizontal se muestra el rango de frecuencias (Hz) en escala logarítmica, para el eje vertical se muestra la relación H/V. Las líneas de varios colores corresponden a cada ventana donde se estimó el cociente espectral H/V. La línea continua muestra el promedio de las ventanas procesadas. Las líneas discontinuas muestran la máxima y mínima desviación estándar y la barra vertical señala la frecuencia donde se observa el pico máximo de H/V.

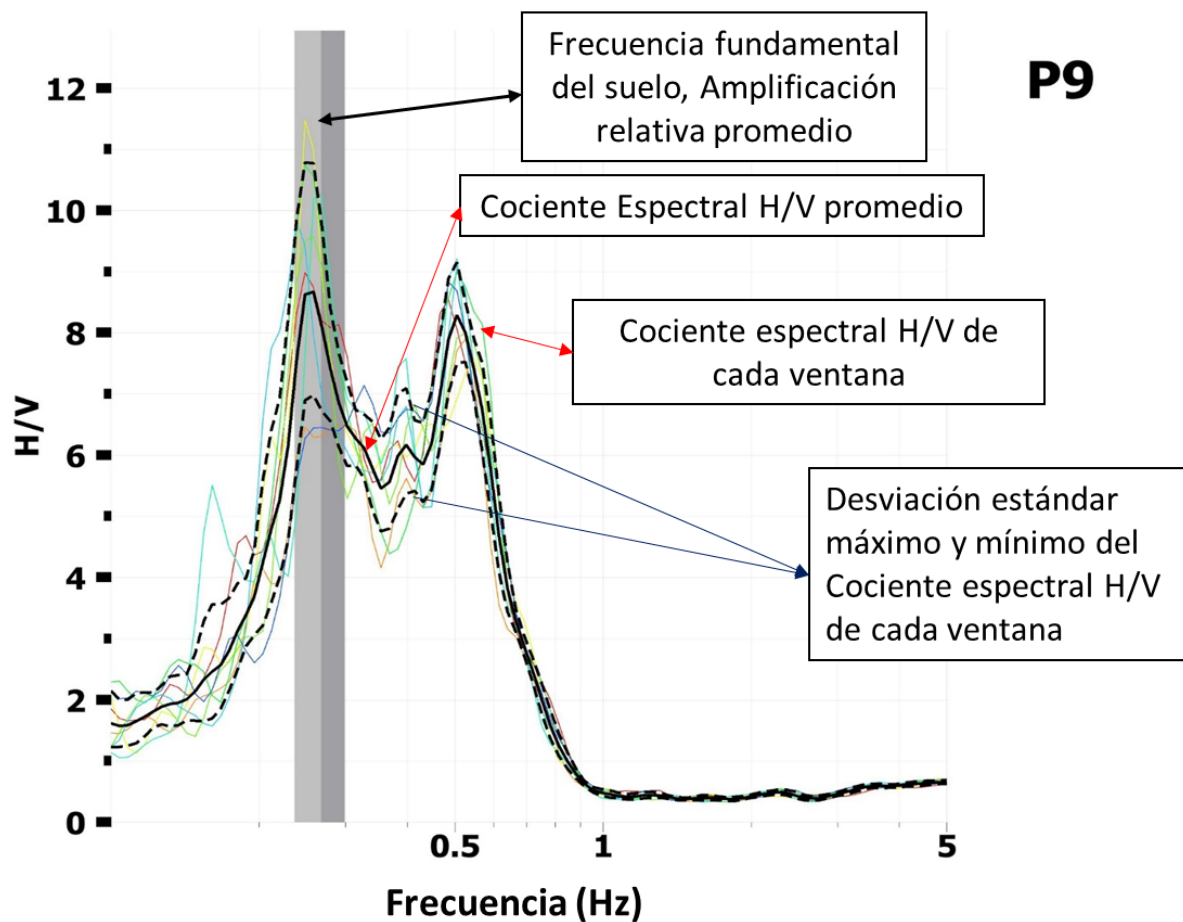


Figura 4.4 Muestra los cocientes espectrales del punto 9 una frecuencia característica de 0.25.

4.3.- Rotación de Componentes.

Generalmente un sismograma se registra en las tres direcciones NS, EW y vertical. Estas direcciones no son óptimas para visualizar las ondas P, SV y SH, por eso es mejor hacer una rotación de los sismogramas a un sistema de coordenadas Vertical, Radial y Transversal. Para fines de este trabajo se aplicó una rotación, se realizó para poder visualizar las ondas de superficie con claridad, la onda Rayleigh en la componente Radial (R). R es obtenida a partir de una matriz de rotación (Stein y Wisession, 2009) y de los componentes horizontales de registro (N-S).

$$\begin{pmatrix} u_R \\ u_T \\ u_Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta & 0 \\ -\sin \theta & \cos \theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{EO} \\ u_{NS} \\ u_Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{EO} \cos \theta + u_{NS} \sin \theta \\ -u_{EO} \sin \theta + u_{NS} \cos \theta \\ u_Z \end{pmatrix} \quad (14)$$

Donde u es el componente en la dirección expresada por su subíndice y $\theta = 3\pi^2 - \zeta'$, siendo ζ' el back azimuth, ángulo medido en sentido horario desde la dirección norte hasta la trayectoria más corta que une a la fuente y el receptor considerando una esfera como superficie (Stein y Wy session, 2009). La expresión (14) muestra que en el nuevo sistema ortogonal el componente radial son la suma de los campos de ondas en las dos direcciones horizontales de registro escaladas por un ángulo de rotación, mientras que el componente vertical se sigue manteniendo.

En la siguiente figura 4.5 se muestra la componente norte-sur sin rotar, de la estación 10 de las 67 horas de grabación.

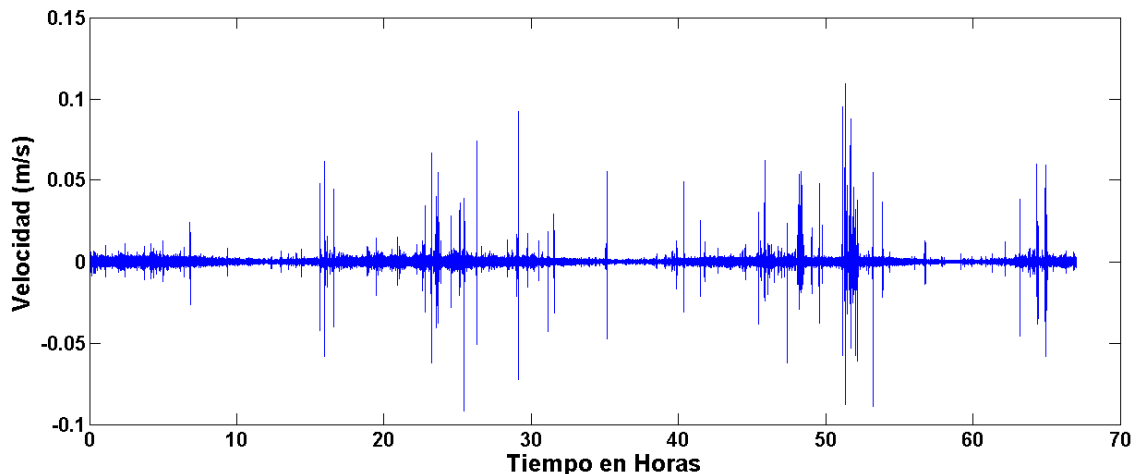


Figura 4.5 componente norte-sur sin rotar, de la estación 10 de las 67 horas de grabación.

En la figura 4.6 se muestra la componente norte-sur ya rotada, de la estación 10 de las 67 horas de grabación. Se tomó un azimut de 324 en dirección Norte-Sur, para obtener la componente radial, y realizar un análisis del comportamiento de la dispersión de onda en esta componente.

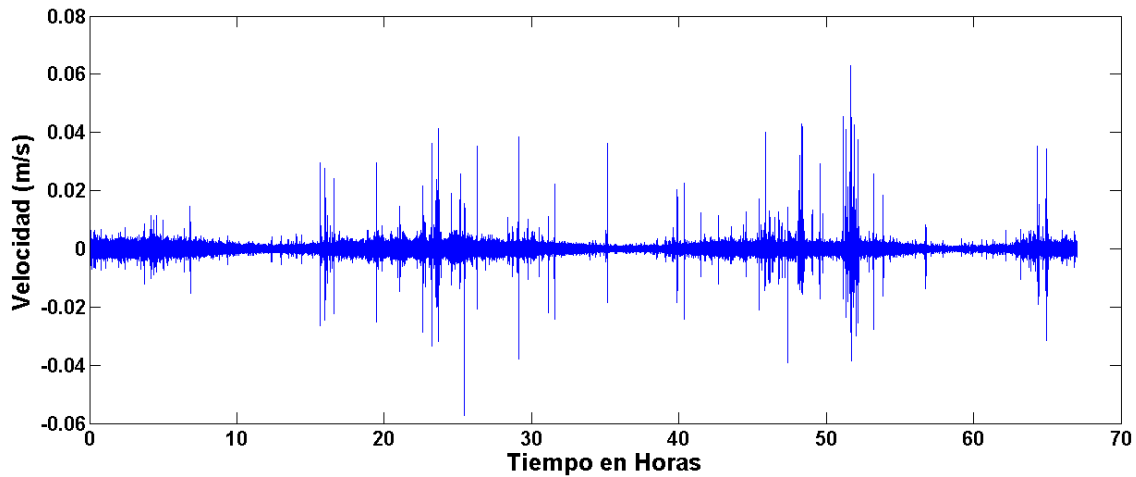


Figura 4.6 muestra la componente norte-sur ya rotada, de la estación 10

4.4.-Correlaciones cruzadas entre pares de estaciones.

Se presenta la metodología desarrollada para la obtención de velocidad de grupo a partir de la correlación cruzada de ruido sísmico en el dominio del tiempo. Con las 18 estaciones fue posible formar 153 pares de estaciones diferentes, la distancia mínima entre estaciones de los pares formados fue de 0.34 kilómetros y la máxima de 3.5 kilómetros. El tiempo utilizado para recuperar la Función de Green (FG) es de 67 horas. En todos los casos el registro fue dividido en ventanas de 180 segundos, utilizando un traslape del 50%. Con cada par de ventanas de tiempo simultaneo se hizo la correlación cruzada de la estación A hacia estación B. Cabe mencionar que, para la recuperación de la Función de Green, se aplicó para las componentes radiales puesto que se logró observar una mejor recuperación de la FG que con las componentes verticales.

Las funciones de Green recuperadas del total de ventanas en las que se dividió el registro fueron apiladas para cada par de estaciones. Se aplicó una normalización temporal de

one-bit, la cual consiste en imponer a las amplitudes positivas de la señal el valor 1 y a las negativas el valor -1.

Posteriormente, la correlación cruzada de cada ventana se almacena en las filas de una matriz entre -60 a 60 [s]. Este intervalo de tiempo contiene la señal para el rango de distancias y frecuencias estudiado. Almacenar las correlaciones cruzadas en una matriz facilita el filtrado de éstas en distintos rangos de frecuencia, sin tener que repetir la metodología para cada uno de los rangos. Las figuras 4.7 y 4.8 muestran la correlación cruzada entre -60 a 60 [s] de dos señales, de las estaciones 15 y 17 y las estaciones 2 y 15, respectivamente.

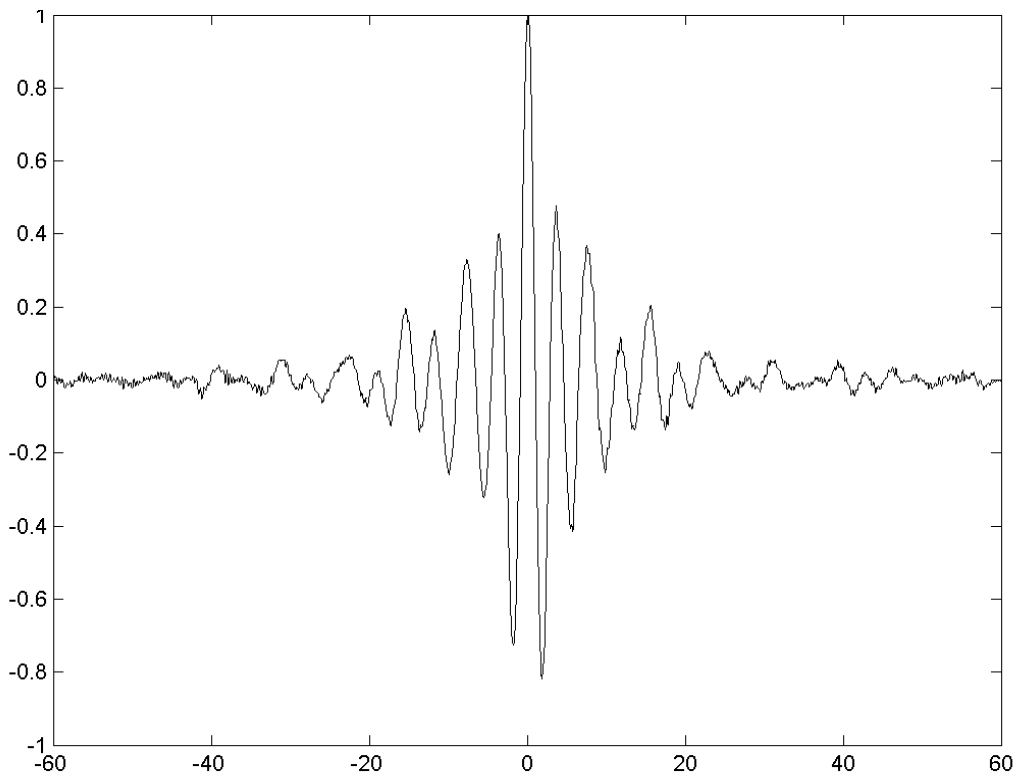


Figura 4.7 Se Función de Green recuperada para dos pares de estaciones de la componente radial. Para la estación 15 y 17 que se encuentran separadas una distancia de 593 metros.

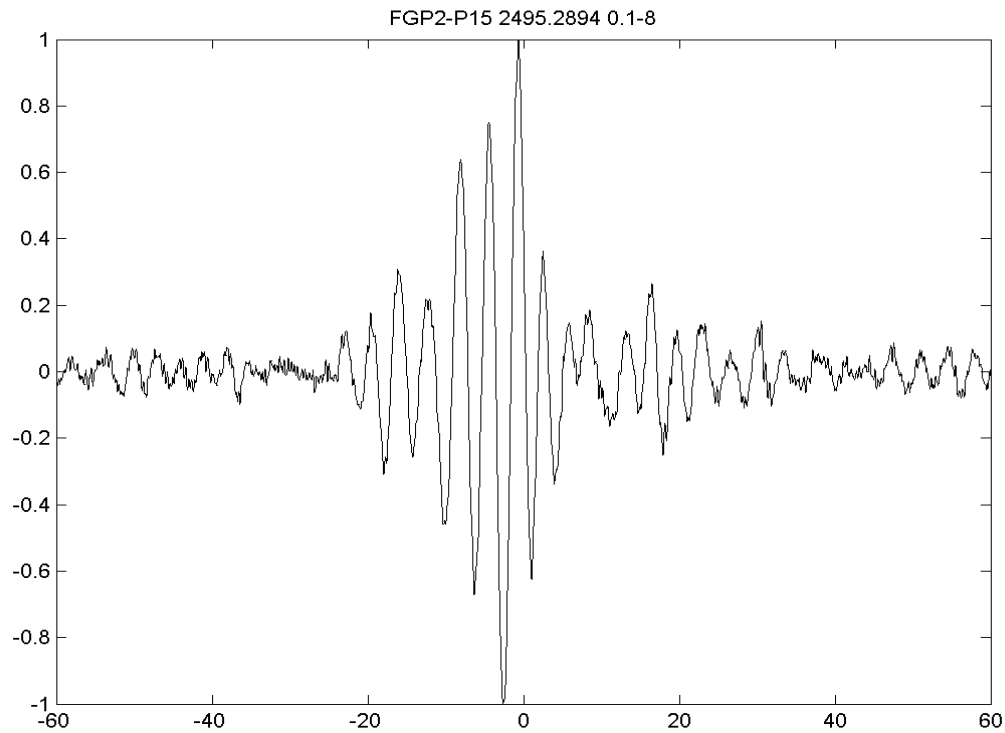


Figura 4.8 Se Función de Green recuperada para dos pares de estaciones de la componente radial. Para la estación 2 y 15 que se encuentran separadas una distancia de 2495 metros.

4.4.1.-Filtrado Múltiple.

Una vez recuperadas las funciones de Green para las componentes radiales se les aplicó un filtrado múltiple. FTAN. Se utilizó un filtro pasa bandas diseñado a partir de dos filtros Butterworth pasa bajas. El orden del filtro fue de 10 y el ancho de 0.05 Hz. El filtrado múltiple fue aplicado en un rango de 0.1 a 8 Hz con un avance de 0.25 Hz (figura 4.9). Se aplicó este método para la componente radial, así como para la componente vertical. Con ello se pudo observar con cuál de los dos se define una mejor dispersión de la curva de velocidad de grupo. Se logró observar una mejor resolución de ella en la componente radial como se muestra en las figuras 4.9 y 4.10.

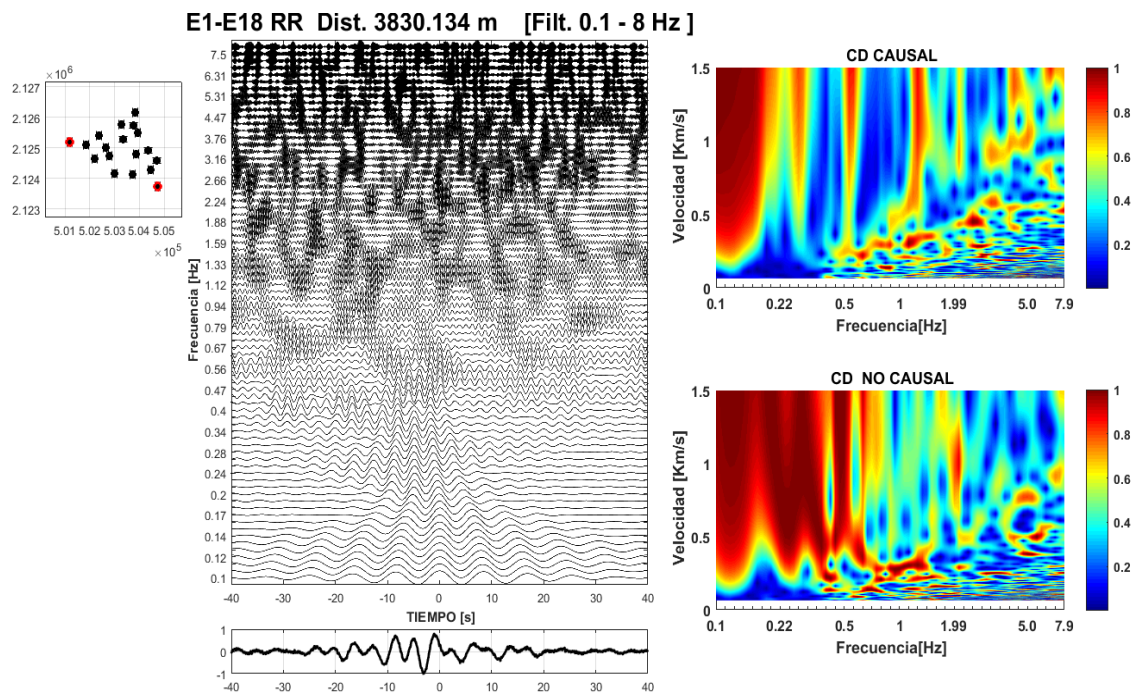


Figura 4.9 Ejemplo de filtrado múltiple donde es apreciable la forma de onda en la componente radial, a una distancia de 3.8 kilómetros.

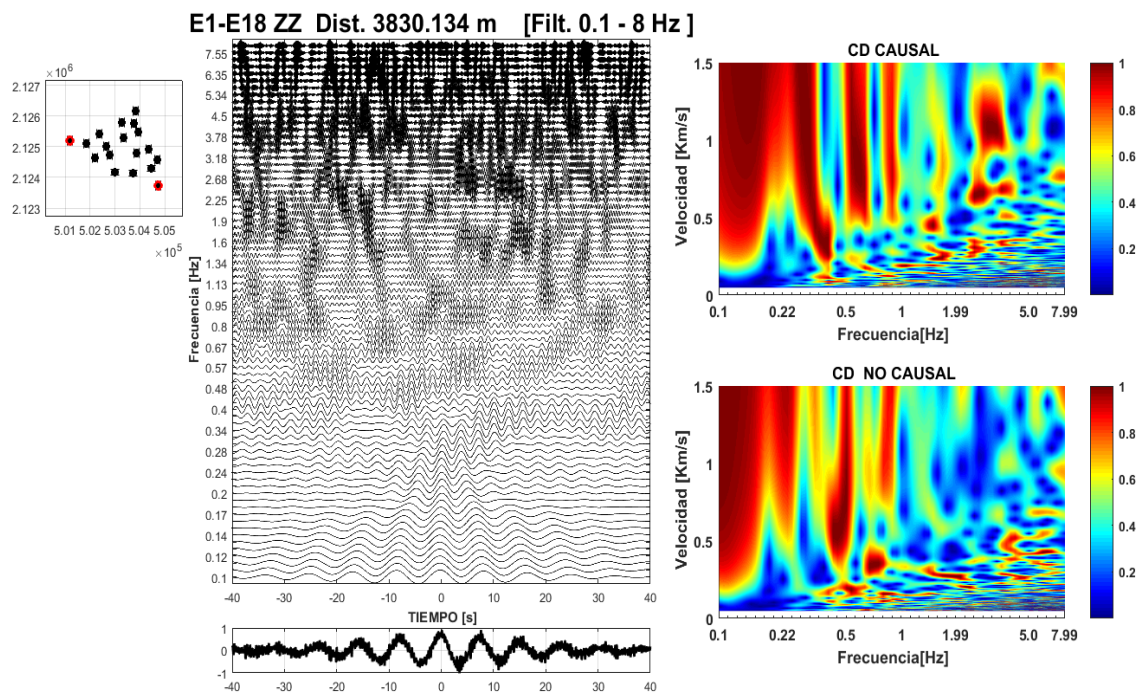


Figura 4.10 Ejemplo de filtrado múltiple donde es apreciable la forma de onda en la componente vertical, a una distancia de 3.8 kilómetros.

4.4.2 Cálculo de las velocidades de grupo.

La velocidad de grupo para cada frecuencia está asociada a los tiempos de desfase donde se producen las mayores amplitudes, la velocidad de grupo de las ondas superficiales se calcula estimando el tiempo de retraso de la envolvente de un grupo de fases propagándose entre dos estaciones y cuya distancia es conocida. A partir de dicho cálculo se obtiene una matriz la cual contiene información respecto a la frecuencia y velocidad

Se diseñó un código en MATLAB para calcular la dispersión de ondas, se obtuvo un modelo inicial del comportamiento de la curva de velocidad de grupo para tener una idea de qué forma se comporta. El modelo inicial en el que se basó fue de una investigación previa realizada por Vergara (2015).

Se muestra el picado de las curvas de dispersión de las componentes radiales, tanto en la parte causal como no causal. Se observa que, para frecuencias ya mayores de 3.5 Hz, la curva tiene una tendencia casi constante. Por lo que el comportamiento de la curva donde se observa una mejor dispersión va de 0.3 a 3.5Hz.

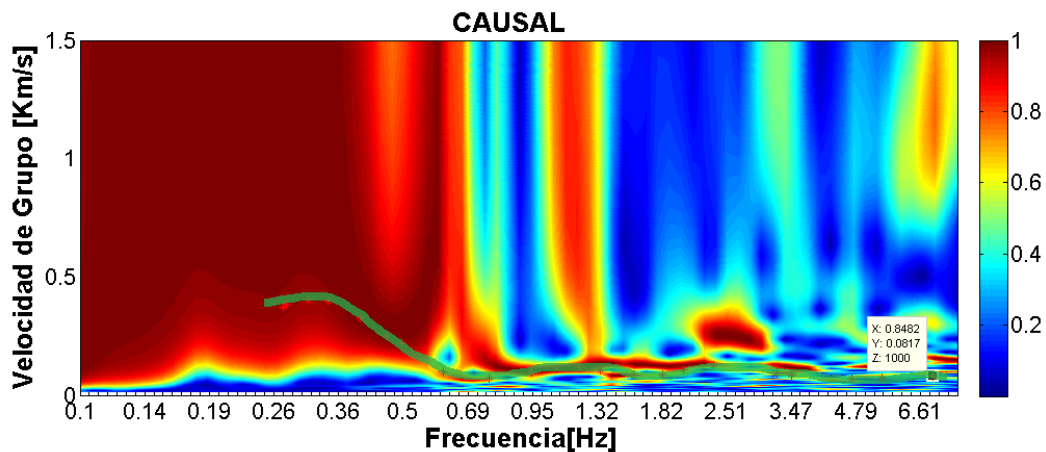


Figura 4.11 Muestra el comportamiento de la curva de la velocidad de grupo en un rango de 0.3 a 3.5 Hz en la parte causal, de las estaciones 15 y 16 donde hay una distancia de 790 metros.

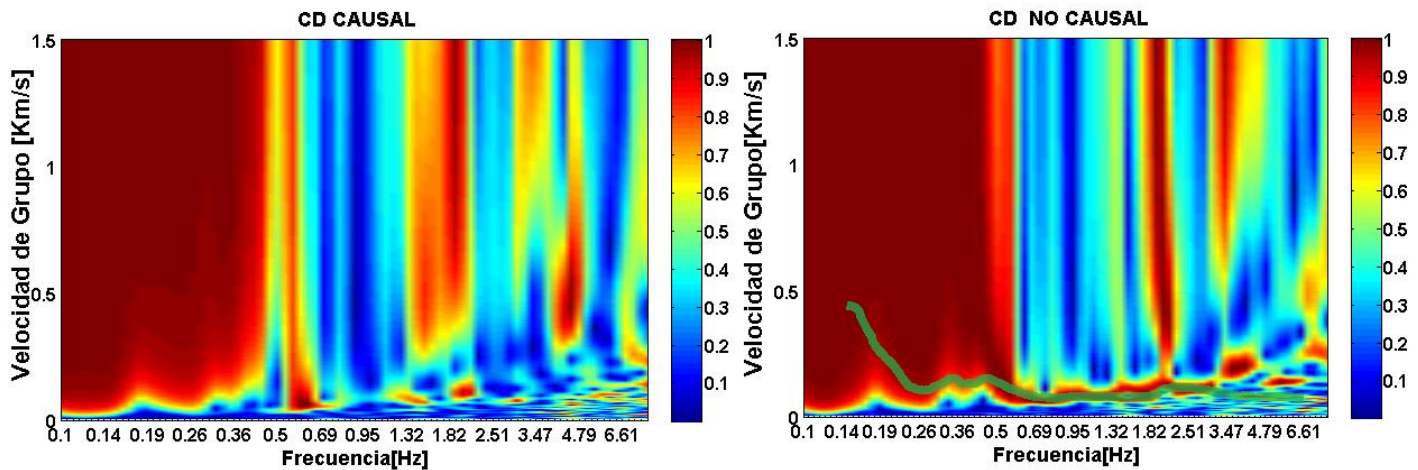


Figura 4.12 Se muestra que la curva de dispersión se representa mejor en la parte anticausal Para las estaciones 14-15 con una distancia de 496 metros.

4.5.-Tomografía

El término “tomografía sísmica” fue descrito por *Clayton (1984)*: “Como la reconstrucción de un campo de distribución de una magnitud física mediante el desarrollo de una integral de línea a través de su trayectoria.”.

En sismología se ajustan estas definiciones si perturbamos la ecuación de tiempo de viaje alrededor de un modelo de velocidades de referencia. El campo de distribución es la perturbación de la lentitud (slowness), y las observaciones son las desviaciones del tiempo observado respecto al calculado en el modelo. El comportamiento de la trayectoria de la velocidad va depender del medio en el cual se están propagando. De esta manera, los registros contienen información de las características físicas del entorno, permitiendo estudiar la estructura interna de la Tierra utilizando el tiempo de viaje de cada rayo.

La tomografía trabaja como un problema de inversión, es decir, la variación del tiempo de viaje es usando para estimar la estructura de velocidades considerando perturbaciones en la lentitud (reciproco de la velocidad), relativas a un modelo de velocidades de la Tierra (*Tilmann, 2001*). Los rayos sísmicos se ajustan al principio de Fermat, ya que la trayectoria

entre el hipocentro y el sensor corresponde al camino óptimo mínimo en comparación a otras trayectorias geométricamente muy cercanas.

La inversión de los tiempos de viaje puede ser tratada como un problema no lineal cuando se consideran cambios en las trayectorias de los rayos sísmicos. En este trabajo la inversión fue tratada como un problema lineal ya que al pasar el rayo por uno de los nodos del modelo no varía su dirección con respecto al cálculo inicial hecho por el modelo de velocidad.

$$t = \int s dl \quad (15)$$

Donde s es la integral de la lentitud o del inverso de la velocidad a lo largo del camino del rayo y dl es el elemento lineal a lo largo de la ruta del rayo. La ecuación (16) puede ser representada matricialmente:

$$t = Ls \quad (16)$$

Se define t como el vector de tiempos de llegada observados, L es una matriz de $M \times N$, M rayos que cruzan el medio dividido en N celdas, s es la lentitud de las celdas.

La ecuación matricial (17) es equivalente a la ecuación general $d=Gm$ usada para representar sistemas lineales. La solución por mínimos cuadrados es un método muy común para resolver sistemas lineales.

$$m^{est} = [G^T G + \varepsilon^2 I] G^T d \quad (17)$$

Se obtiene una regionalización en 2-D para después obtener una inversión a profundidad, completamente en 3-D. Cabe mencionar que en este trabajo se presenta la regionalización en 2-D para la zona de interés, obteniéndose como resultado una variedad de mapas tomográficos con alta resolución para distintas frecuencias.

4.6.-Test de Resolución.

Se realizó una prueba de resolución para definir el tamaño de las celdas adecuado a utilizar. Por lo que se utilizó la prueba de tablero de ajedrez, en el cual se propone un modelo inicial, saber qué tipo de modelo se debería usar y que nos dé un mejor rescate de la trayectoria de la velocidad.

En cada iteración la trayectoria de rayo entre las estaciones se actualiza de tal forma que se toma en cuenta la longitud de las trayectorias. Dentro del proceso de inversión, se realiza la perturbación de los modelos del parámetro para que coincida con la medición de velocidad de grupo operando una linealización local en el modelo actual. Una vez que se estima la perturbación del modelo, se actualiza el modelo y se vuelven a trazar las trayectorias de propagación usando un esquema de método de marcha rápida.

En las pruebas realizadas en este trabajo, se propuso un modelo inicial con celdas cuya velocidad eran 180 y 270 m/s, celdas azules y rojas respectivamente. Se intentó recuperar el modelo inicial para celdas de 250, 350 y 450 metros por lado. Cuando se utilizaron celdas de 250 metros por lado no hubo una buena recuperación del modelo inicial (figura 4.13). También se realizó para celdas de 450 metros (figura 4.14), y para celdas de 350 metros por lado (figura 4.15), si bien el tamaño de 450 m también permite la recuperación adecuada del modelo, se adoptará el tamaño de 350 m de lado ya que es el tamaño que ofrece la mejor resolución. Cabe mencionar que entre más rayos tengamos, más información tenemos del medio y por lo tanto mejor mapeada estará el área.

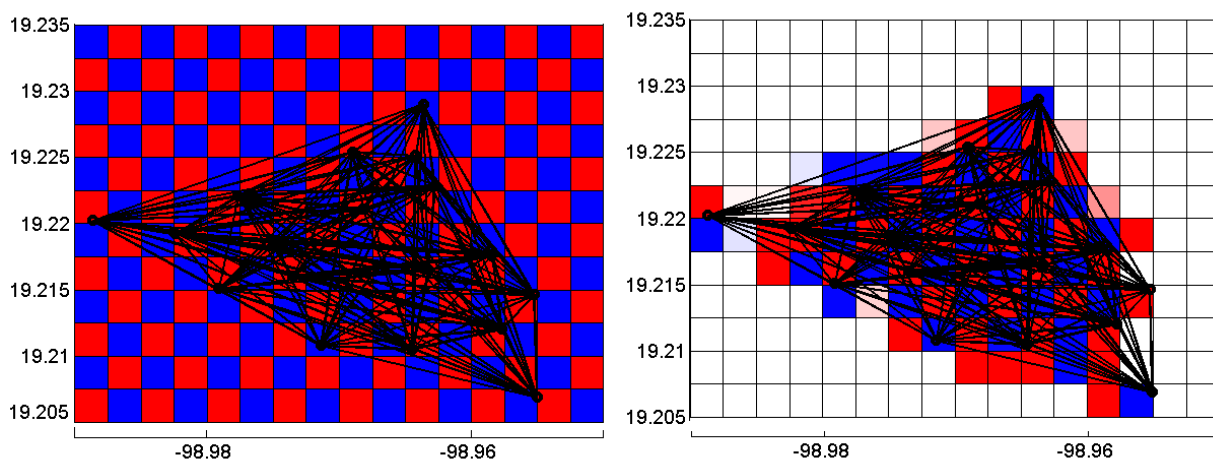


Figura 4.13 Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 250 metros por lado.

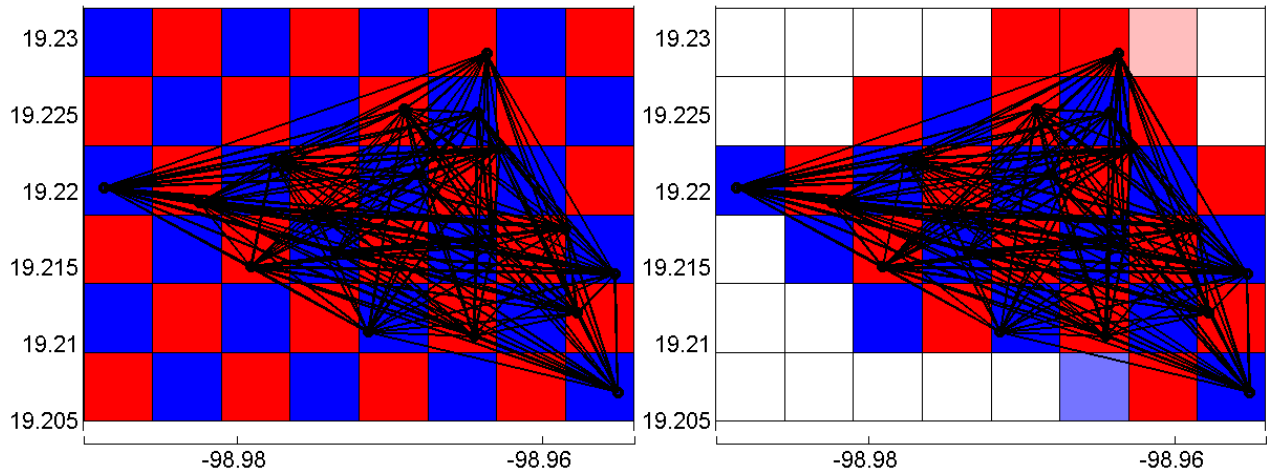


Figura 4.14 Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 450 metros por lado.

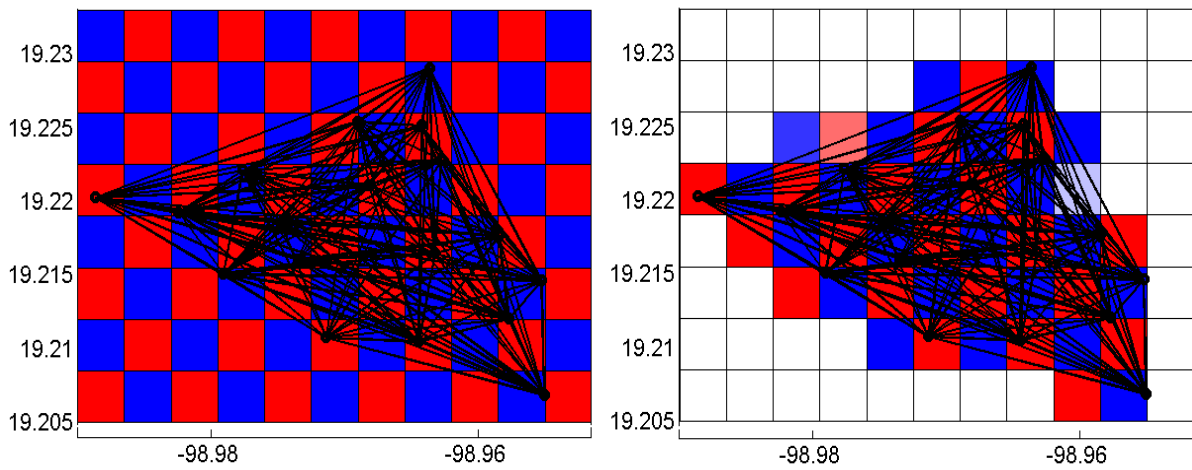


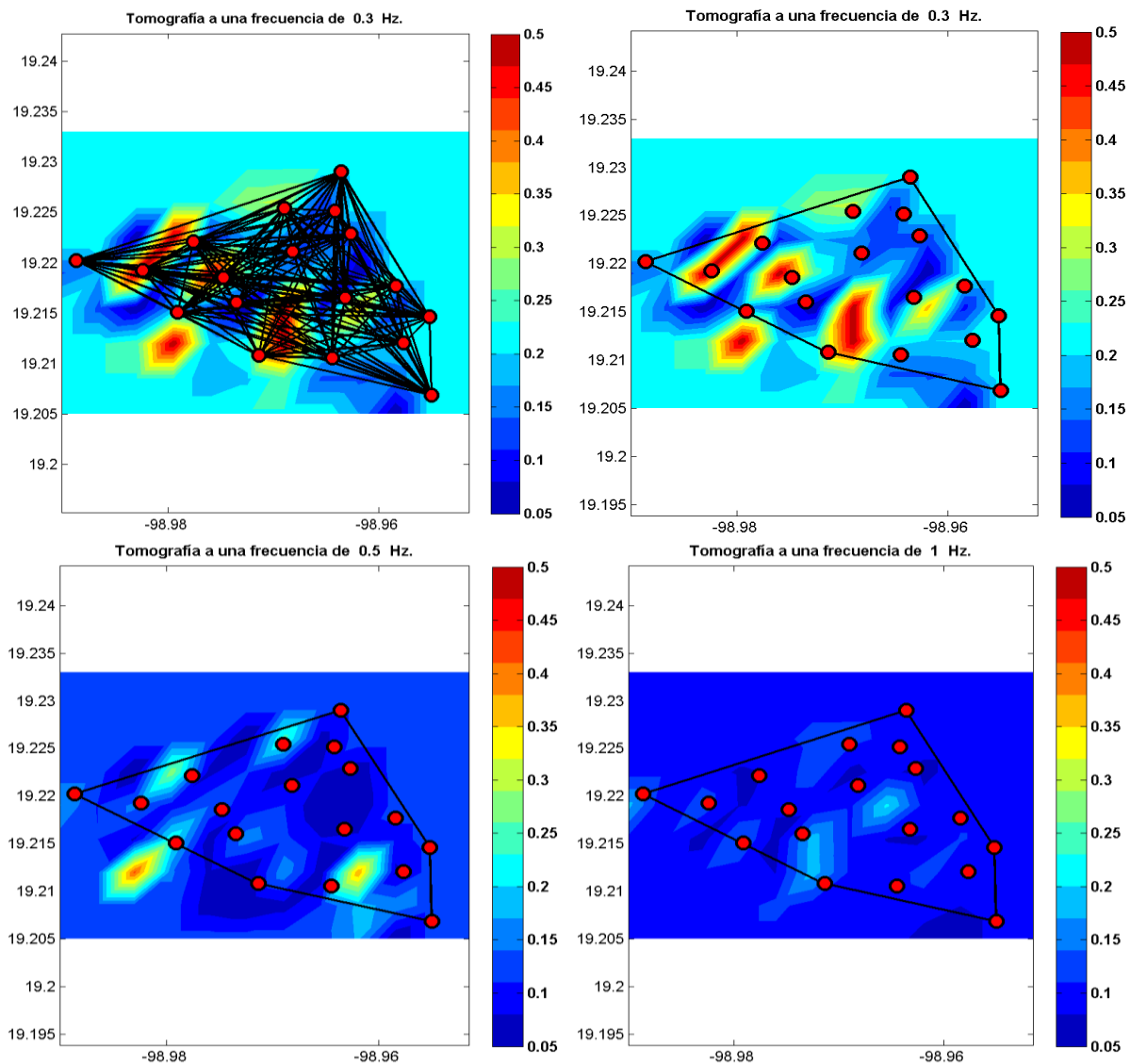
Figura 4.15 Prueba del tablero de ajedrez para celdas de 350 metros por lado.

4.7.- Imágenes tomográficas obtenidas

Una vez definida la parametrización del medio y calculados los tiempos de viaje con las velocidades de grupo estimadas, se obtuvieron las aproximaciones tomográficas a partir de la inversión de los tiempos de viaje. En esta parte se llevó a cabo la obtención de imágenes tomográficas para un rango de frecuencias de 0.3 a 3.5 Hz (figuras 4.16 y 4.17). En las

tomografías se pueden observar zonas de muy alta o muy baja velocidad de grupo en donde las zonas cálidas muestra velocidades altas y en las zonas más oscuras la respuesta de velocidades es más baja. Se muestra ejemplos en la siguientes bajo ciertas frecuencias, se logra observar que hacia la parte del S-W se presentan anomalías con velocidades altas en las frecuencias bajas, mientras las frecuencias van aumentando las anomalías de las velocidades de esa zona van disminuyendo.

En las siguientes figuras (4.16 y 4.17) en la tomografía superior izquierda se muestran todas las trayectorias usadas junto con la tomografía a una frecuencia de 0.3 Hz. Con fines de claridad, en las otras tomografías se omitieron las trayectorias.



F Figura 4.16 Muestra la Tomografía de la componente Radial en $f= 0.3$ a 1 Hz.

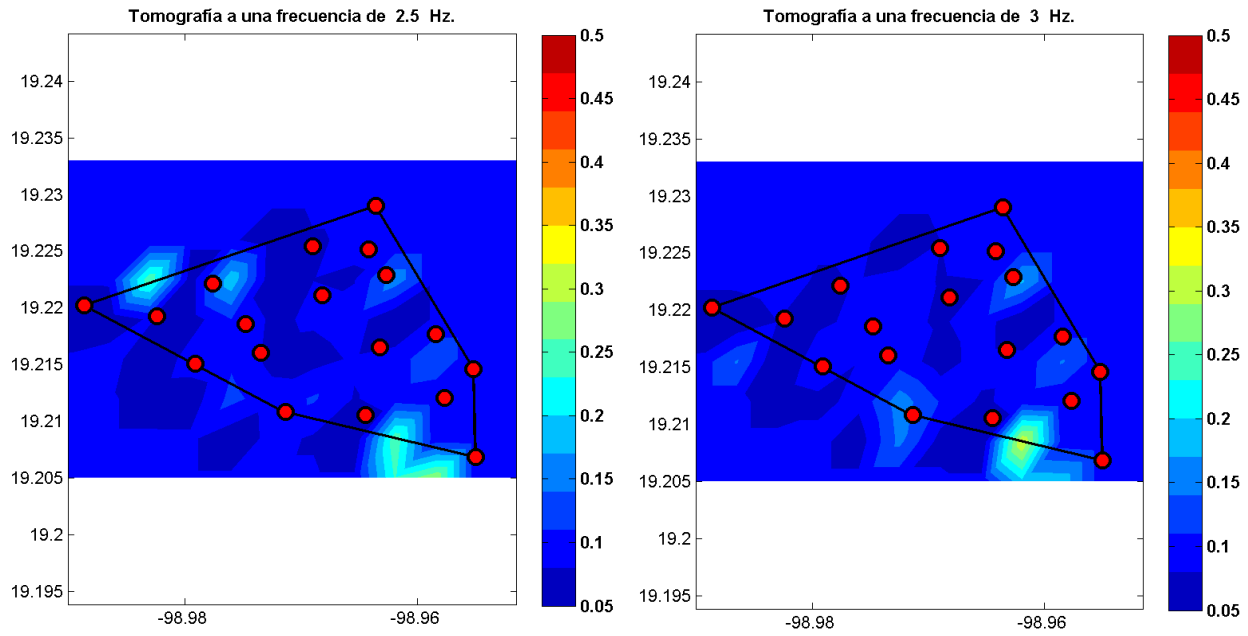


Figura 4.17 Muestra la Tomografía de la componente Radial en

5.- RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

5.1 Resultados de los cocientes espectrales H/V

En la siguiente tabla se muestra las características de cada punto:

Estaciones	Frecuencia característica (Hz)		Periodo(s)	
	f0_1	f0_2	T1	T2
E1	0.3	1.4	3.3	0.7
E2	0.3	0.3	3.3	3.3
E3	0.3	0.3	3.3	3.3
E4	0.4	0.77	2.5	1.3
E5	0.3	1.14	3.3	0.9
E6	0.28	1.2	3.6	0.8
E7	0.3	0.3	3.3	3.3
E8	0.3	0.3	3.3	3.3
E9	0.3	0.5	3.3	2
E10	0.3	0.4	3.3	2.5
E11	0.25	0.5	4	2
E12	0.25	5.6	4	0.2
E13	0.26	10	3.8	0.1
E14	0.3	0.65	3.3	1.5
E15	0.3	0.56	3.3	1.8
E16	0.25	0.65	4	1.5
E17	0.3	0.8	3.3	1.3
E18	0.3	0.7	3.3	1.4

Tabla 2 Resumen de las 18 estaciones, donde se muestra la frecuencia característica (f0), así como su periodo fundamental(T)

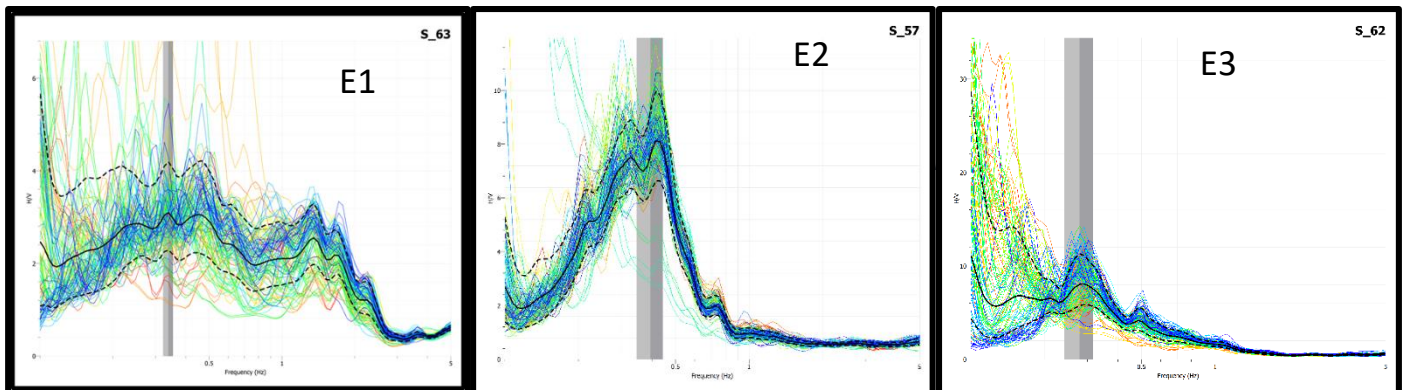


Figura 5.1 Cocientes espectrales de los puntos 1, 2,3 con sus respectivas frecuencias característica.

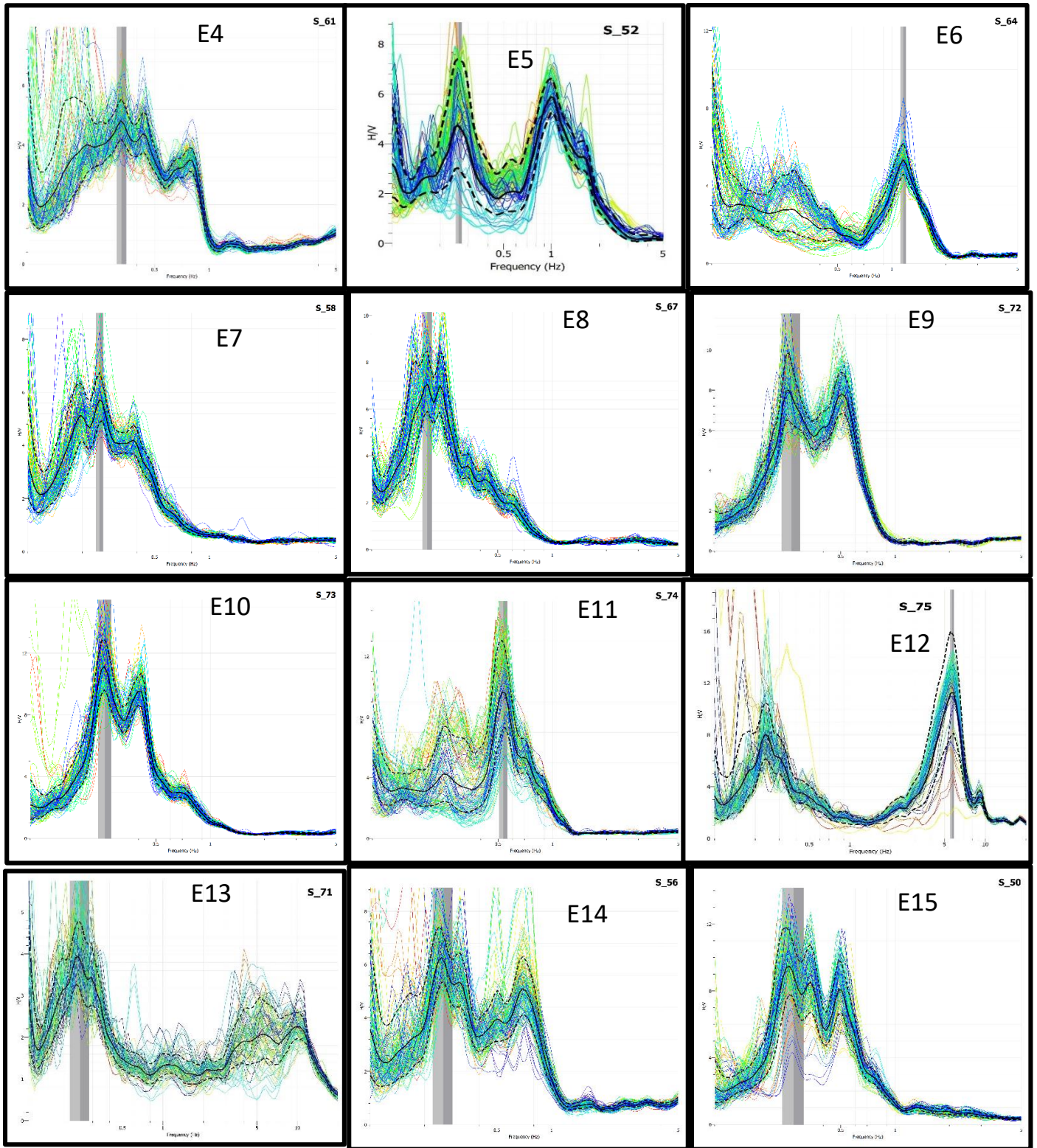


Figura 5.2 Cocientes espectrales de los puntos 4-15, con sus respectivas frecuencias característica.

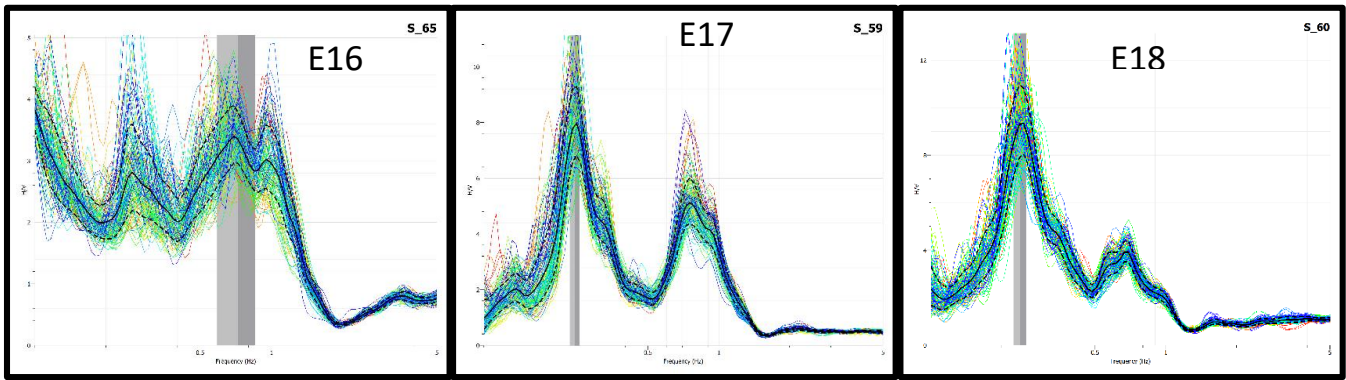


Figura 5.3 Cocientes espectrales de los puntos 16,17 y 18 con sus respectivas frecuencias característica

Para cada estación se obtuvo una curva de cociente espectral, en algunas estaciones se observan que resaltan dos amplitudes muy trascendentes en ciertas frecuencias. A excepción de las estaciones, E2, E3, E7, E8. Con base en las frecuencias de resonancia experimentales identificadas mediante la técnica del cociente espectral H/V de los 18 registros de vibración ambiental se realizó un mapa de isoperiodos.

En la figura 5.4 se muestra un mapa de isoperiodos, el cual se elaboró tomando en cuenta las frecuencias más bajas y periodos más altos, donde sobre sale una de las amplitudes representativa que muestra la curva del cociente espectral para cada estación y con ello observar el comportamiento del efecto de sitio que tiene el área. Los colores más cálidos representan periodos más largos y los más fuertes periodos más cortos, en la parte más hacia el norte predomina periodos que van de 2.9 a 3.2 Hz.

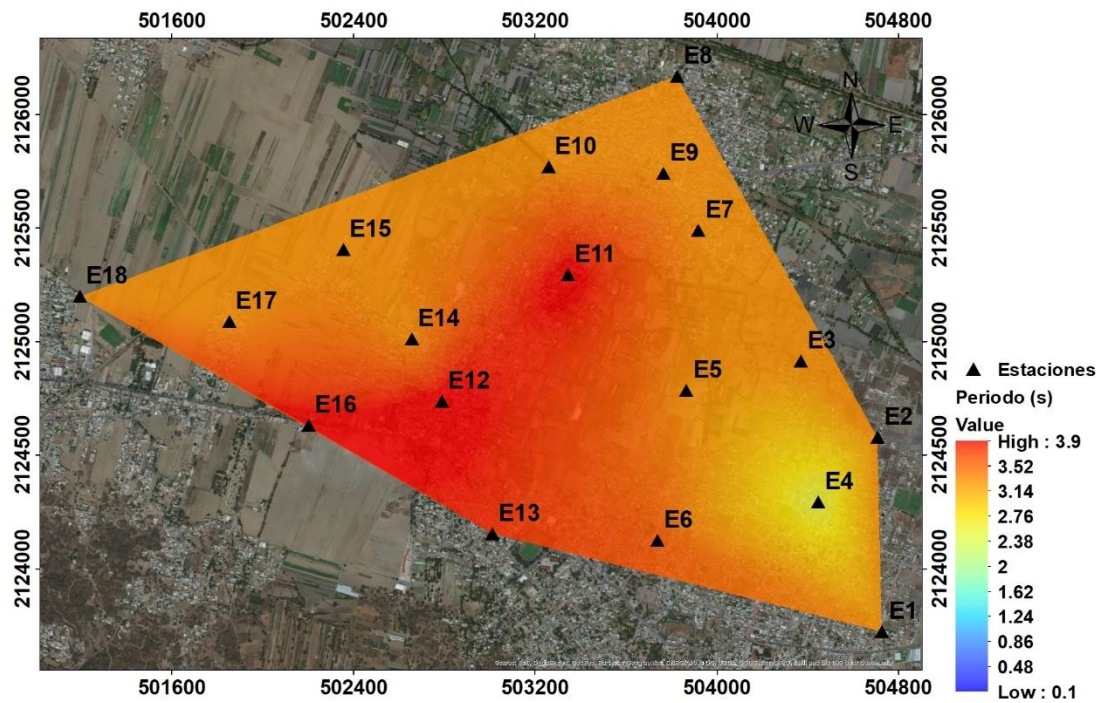


Figura 5.4 Mapa de isoperiodos donde se tomó frecuencias más bajas para resaltar periodos más altos, en el área de estudio ubicada en el sur de la subcuenca de chalco.

En la figura 5.5 se muestra un mapa de isoperiodos, el cual se elaboró tomando en cuenta las frecuencias más altas resaltando los periodos más bajos. Los colores más cálidos representan periodos más grandes y los colores más fuertes periodos más cortos, en la parte más hacia el norte predomina periodos que van de 2.3 a 3.9 Hz. En la parte Sur-Oeste, los periodos van de 1.2 a 2 segundos, y en la parte más hacia el sur van de 1 a 0.1 segundos.

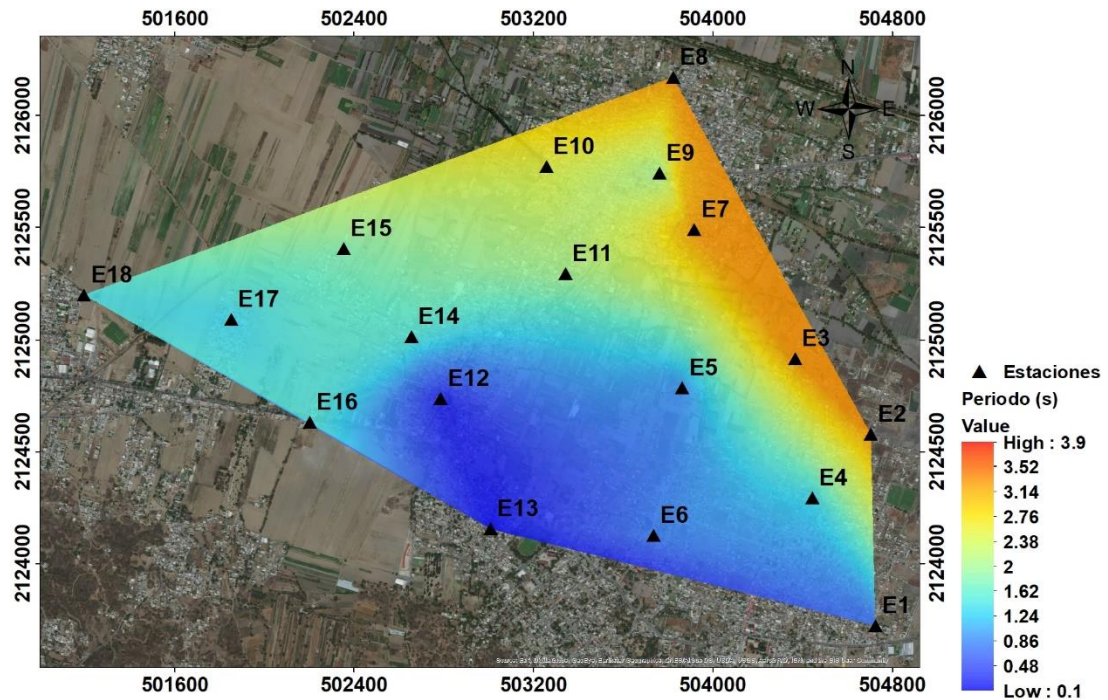


Figura 5.5 Mapa de isoperiodos donde se tomó frecuencias más altas para resaltar periodos más bajos, en el área de estudio ubicada en el sur de la subcuenca de Chalco

5.2 Picado de las curvas de velocidad de grupo

Con el picado de las curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh, fueron calculados los tiempos de viaje para cada frecuencia dentro de un rango de 0.3-3.5 Hz. Se obtuvieron un total de 130 curvas. En algunas no fue posible visualizar bien la dispersión, por lo que no fueron valoradas. Las 130 curvas picadas se muestran en la figura 5.6. Las velocidades de grupo de estas curvas oscilan entre 50 y 500 (m/s).

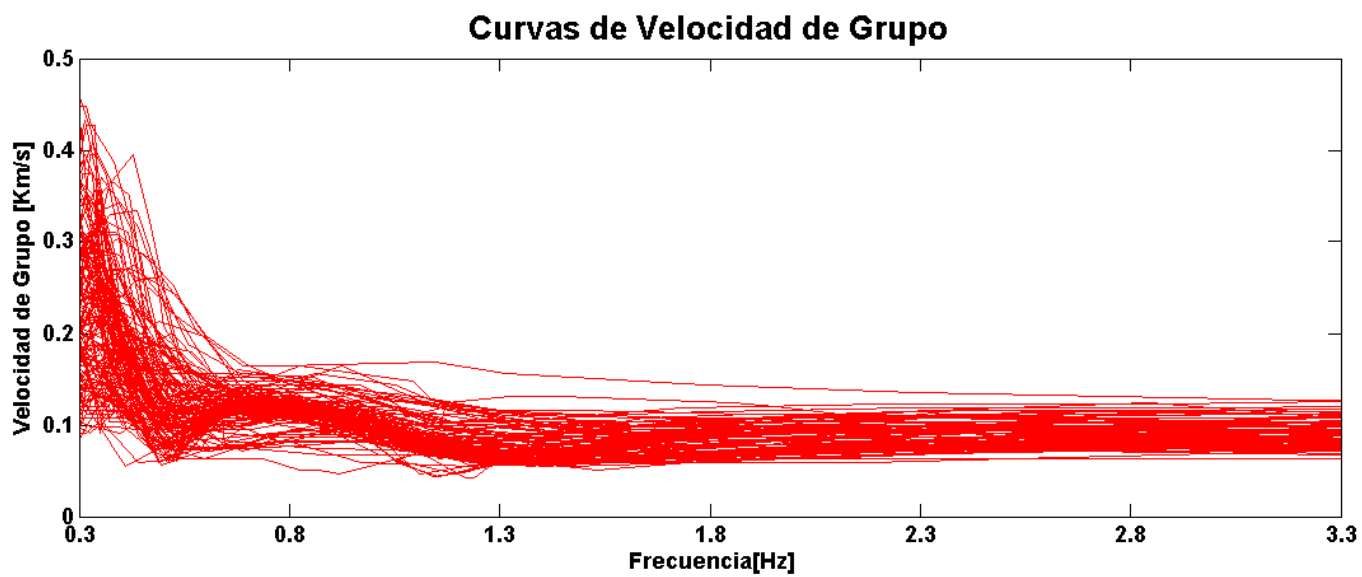


Figura 5.6 muestra la representación de las 130 curvas de dispersión de velocidad de grupo, recuperadas del análisis de la función de Green. Que van de 0.3 a 3.3 Hz

5.3.-Inversión de las curvas de dispersión y el cociente H/V.

Con las tomografías obtenidas, de cada celda se extrajo la información que contiene el rango de frecuencia con su respectiva velocidad de grupo de ondas Rayleigh. Con ello se estimaron las curvas de dispersión puntuales. En total se tomaron 29 celdas, ya que los rayos que pasaban en otras celdas no eran los suficientes para obtener una buena resolución de las velocidades de grupo. Las distribuciones de las celdas se muestran en la figura 5.7, de las cuales solo tomaron 29, dichas celdas fueron C14, C22, C23, C30, C31, C32, C33, C40, C41, C42, C47, C48, C49, C50, C51, C57, C58, C59, C60, C61, C64, C65, C66, C67, C69, C75, C76, C83, C84.

Para la obtención de los perfiles de velocidades a profundidad, se realizó una inversión. Para este siguiente método, la zona de estudio se propuso seccionarlo en tres áreas como se muestra en la figura 5.8. Cada zona tendrá un modelo inicial, es decir, un punto semilla. Esta se obtendrá de la inversión conjunta entre el cociente espectral H/V y la curva de dispersión. Esto nos permitirá mitigar el problema de la no unicidad. Todas las inversiones fueron realizadas con el software HV-Inv (García-Jeréz y Piña-Flores, 2018), usando el método de Monte Carlo y Simplex DowHill. La inversión conjunta para la zona A se tomó la celda 23 y la estación 17, observando también el comportamiento del mapa de isoperiodos (figura 5.4 y figura 5.5), se visualiza que, para la parte de la sección A del área marcada con un recuadro naranja, la frecuencia tiene un intervalo similar. Para la zona B, el cual está enmarcado con un recuadro de color rojo, tiene similitud en los intervalos de frecuencias, por lo que se tomó la celda 60 y estación 9. Para la zona C enmarcada de color amarillo, se realizó una inversión conjunta entre la celda 83 y la estación 4.

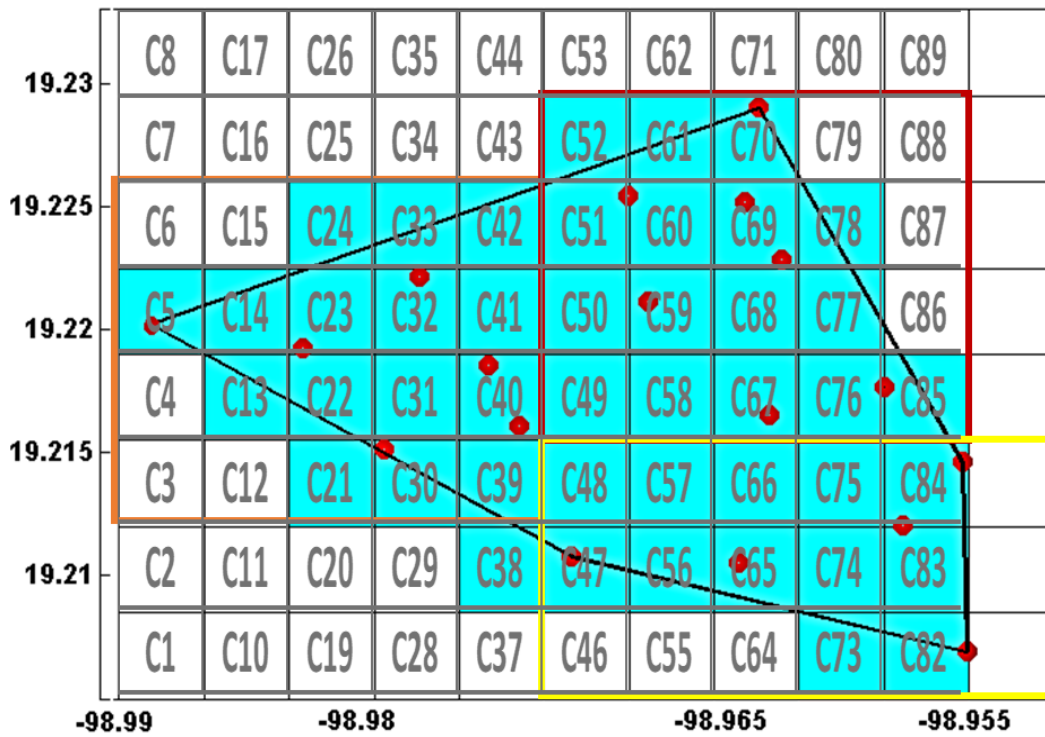


Figura 5.7 Muestra la distribución de las celdas en el área de estudio.

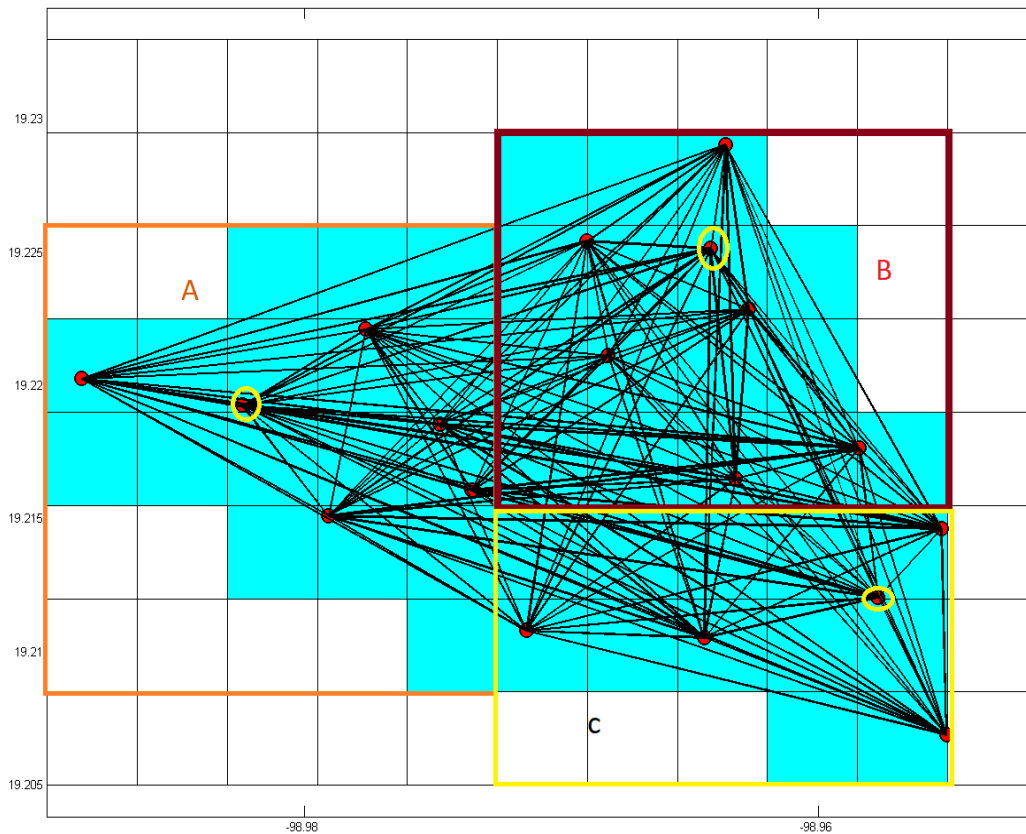


Figura 5.8 Inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo referidas a un punto de atribución.

En la figura 5.9 se observan la curva de velocidad y la curva del cociente espectral con lo que se connota que la línea de color negro indica el modelo observado, la línea de color rojo nos indica el modelo con mejor ajuste. Posteriormente al invertir conjuntamente dichas curvas en el software mencionado anteriormente, se visualiza un modelo de perfil 1-D, de 3 capas y un semiespacio. Se llega a una profundidad de 800 metros y una velocidad de 1200 m/s.

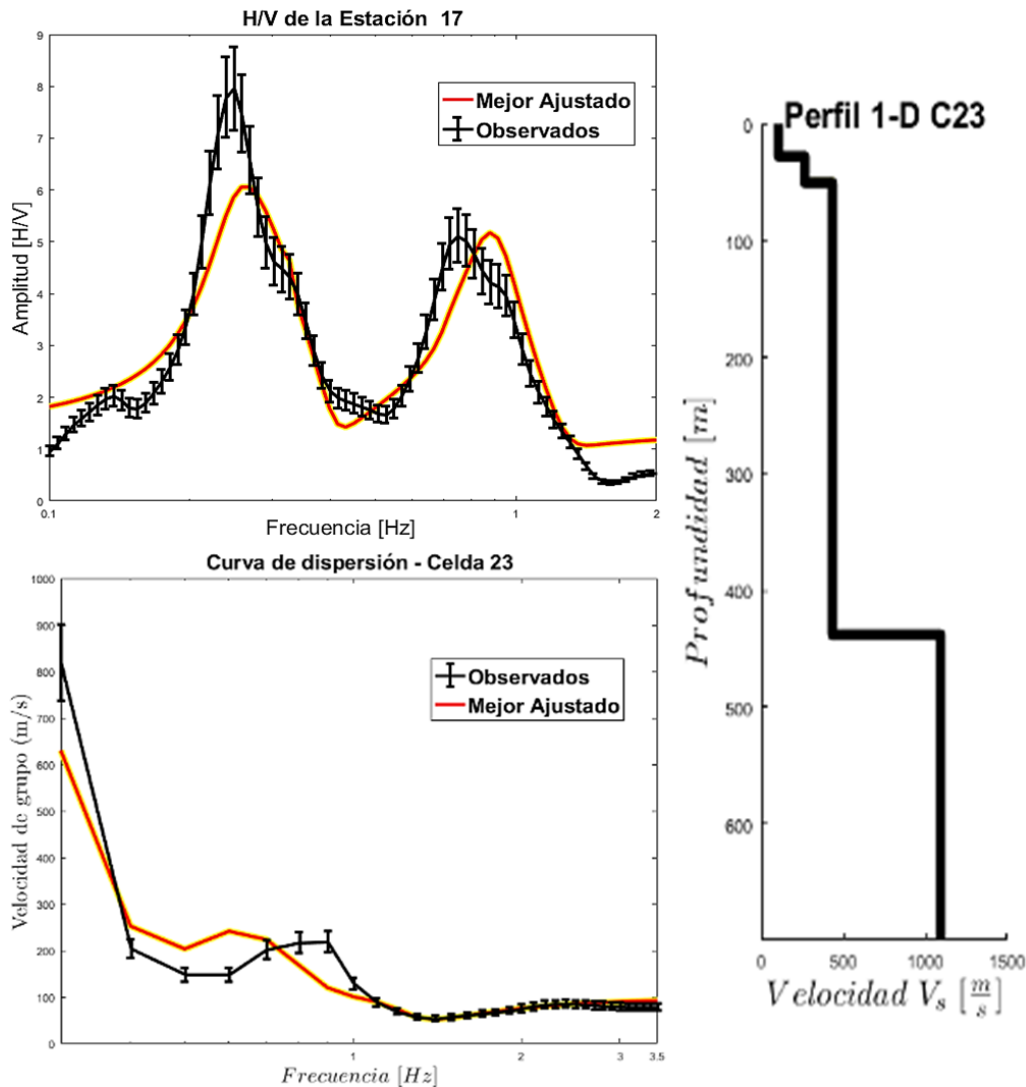


Figura 5.9 Inversión conjunta de la curva de dispersión recuperada en la celda 23 y el cociente espectral de la estación 17. La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. La línea roja representa el mejor ajuste del cociente espectral. En el lado derecho se observa el perfil a profundidad del Modelo 1D.

En la figura 5.10 se observan la curva de velocidad y la curva del cociente espectral con lo que se connota que la línea de color negro indica el modelo observado, la línea de color rojo nos indica el modelo con mejor ajuste. Posteriormente al invertir conjuntamente dichas curvas en el software mencionado anteriormente, se visualiza un modelo de perfil 1-D de 3 capas y un semiespacio. Se llega a una profundidad de 500 metros y una velocidad de 1200 m/s.

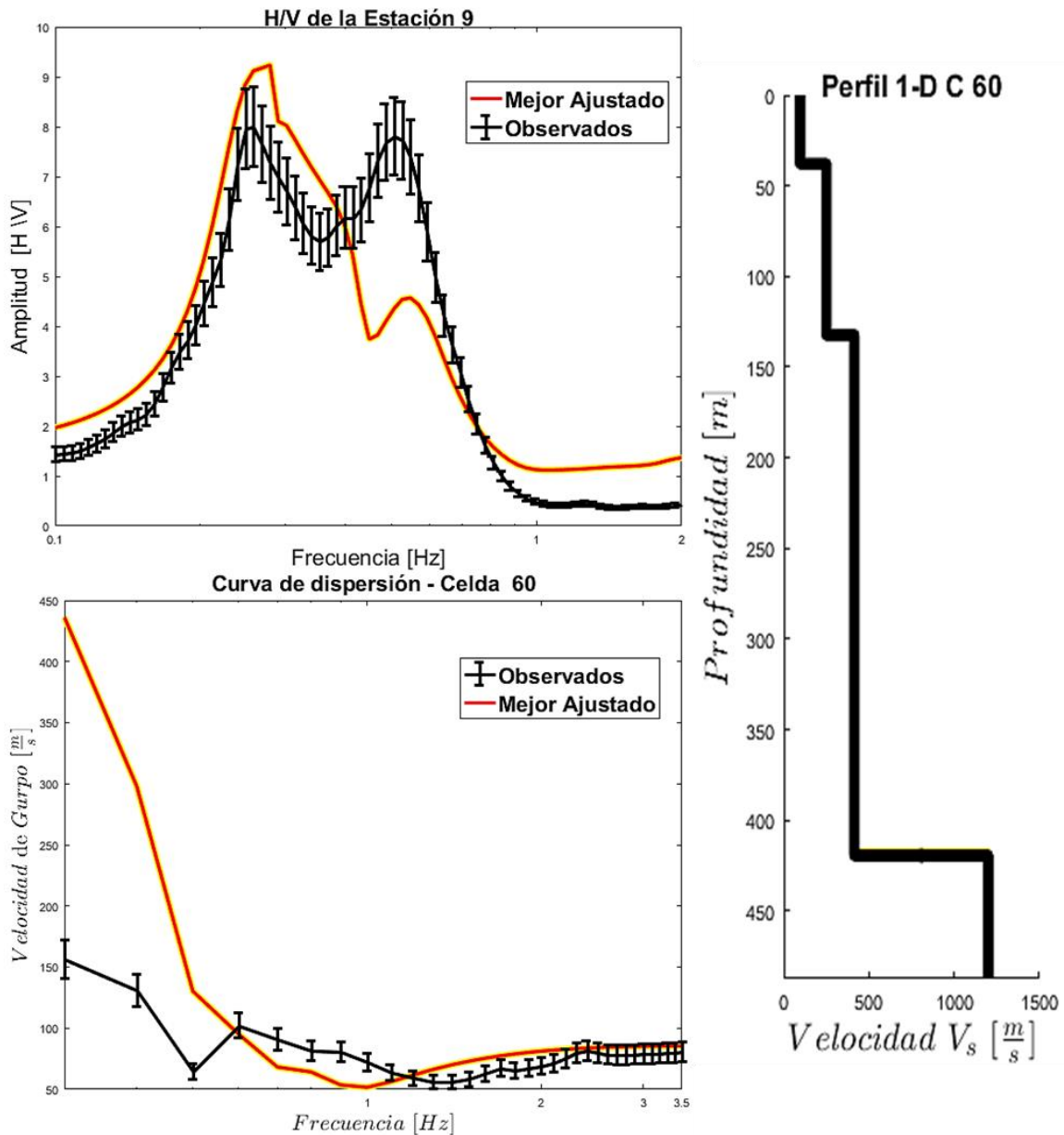


Figura 5.10 Inversión conjunta de la curva de dispersión recuperada en la celda 60 y el cociente espectral de la estación 9. La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. La línea roja representa el mejor ajuste del cociente espectral. En el lado derecho se observa el perfil a profundidad del Modelo 1D.

En la figura 5.11 se observan la curva de velocidad y la curva del cociente espectral con lo que se connota que la línea de color negro indica el modelo observado, la línea de color rojo nos indica el modelo con mejor ajuste. Posteriormente al invertir conjuntamente dichas curvas en el software mencionado anteriormente, se visualiza un modelo de perfil 1-D de 3 capas y un semiespacio. Se llega a una profundidad de 900 metros y una velocidad de 1200 m/s.

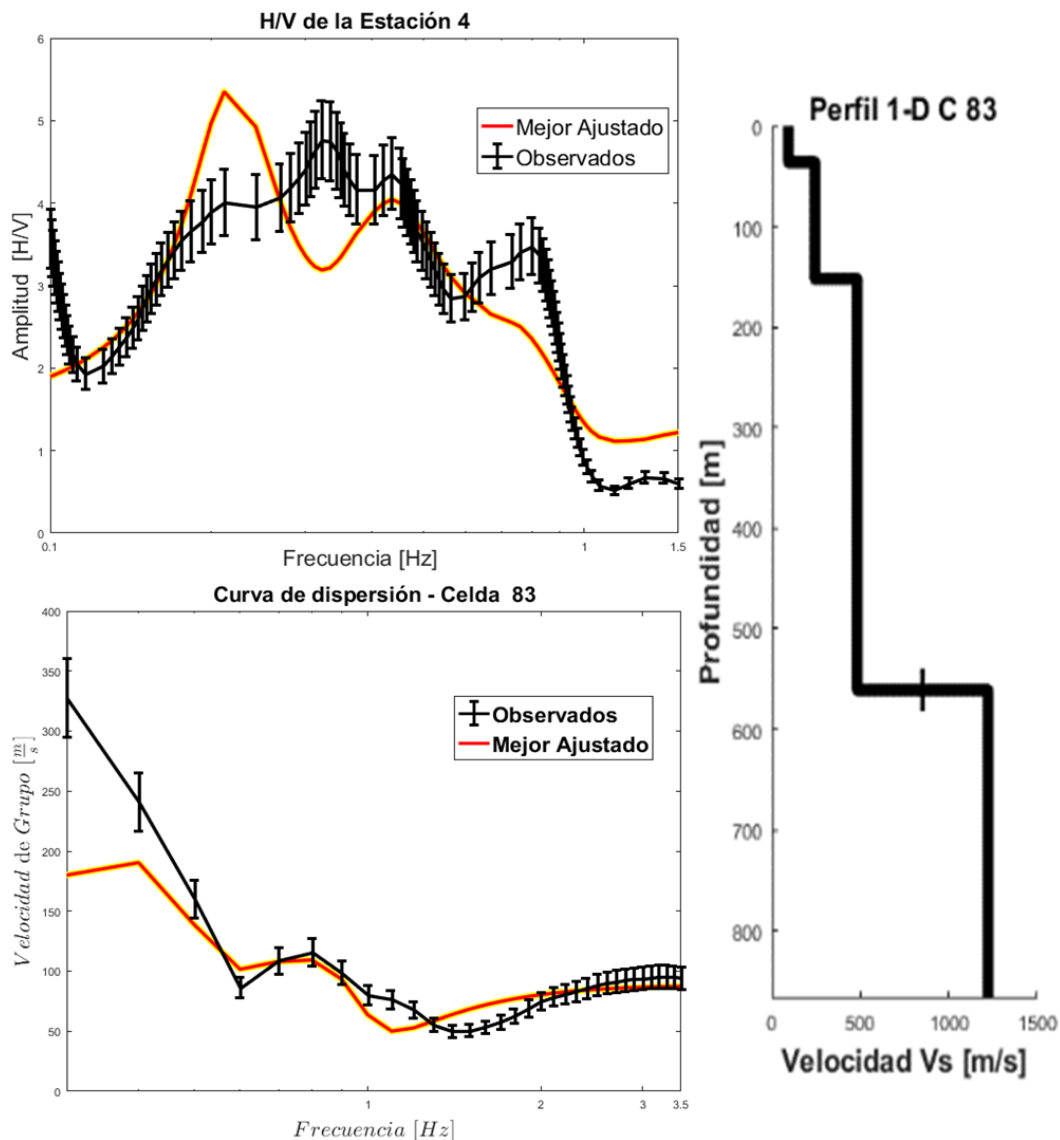


Figura 5.11 Inversión conjunta de la curva de dispersión recuperada en la celda 83 y el cociente espectral de la estación 4. La línea roja representa el mejor ajuste de la curva de dispersión. La línea roja representa el mejor ajuste del cociente espectral. En el lado derecho se observa el perfil a profundidad del Modelo 1D.

Como resultado de la inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de grupo se obtuvieron 3 modelos 1D de velocidad de onda de corte contra profundidad. Los datos para cada perfil de velocidad se muestran en la siguiente tabla:

Para el primer perfil se tiene que un alcance de profundidad a 800 metros y una velocidad máxima 1200 m/s. Para el segundo perfil se tiene que la profundidad también de 800 metros y una velocidad de onda de corte de 1200 m/s. Para el tercer perfil se tiene una profundidad de 650 metros con una velocidad de 1200 m/s.

En las siguientes tablas se muestran un resumen de los modelos iniciales, el proceso de estos modelos iniciales se construyó a partir de la de la inversión conjunta de la curva del cociente espectral y la curva de velocidad de grupo. La modificación iterativa de los parámetros del modelo se obtuvo hasta alcanzar el mejor ajuste entre la curva observada de los espectros de amplitud H/V y la curva observada de la velocidad de grupo. En donde se presentan espesores, densidades y velocidades de onda P y S para cada una de las capas que conforman el modelo estratificado.

Zona A Celda 23 y Estación 17					
Capa	Espesor	Profundidad	Vp	Vs	Densidad
I	27.77	27.77	159	106	900
II	21.18	48.95	479.4	265	1100
III	389.1	438.05	787.5	435.3	1200
Semiespacio	0	800	2484	1093	2300

Tabla 3 Síntesis de parámetros utilizados en la generación de modelos iniciales estratificados.

Zona B Celda 60 y Estación 9					
Capa	Espesor	Profundidad	Vp	Vs	Densidad
I	37.99	37.99	144	95.99	860
II	94.9	132.89	600	250.3	1200
III	284.5	417.39	900	411.3	1500
Semiespacio	0	500	2800	1200	1600

Tabla 4 Síntesis de parámetros utilizados en la generación de modelos iniciales estratificados.

Zona C Celda 83 y Estación 4					
Capa	Espesor	Profundidad	Vp	Vs	Densidad
I	36.36	36.36	170.3	95.27	1273
II	119.1	155.46	418.8	244.7	1260
III	422.6	578.06	724.1	482.3	1730
Semiespacio	0	900	2066	1221	2752

Tabla 5 Síntesis de parámetros utilizados en la generación de modelos iniciales estratificados.

5.4.-Perfil de Velocidades.

En la figura 5.12 y 5.13 se presentan algunos ejemplos de los mejores ajustes y modelos 1D obtenidos al invertir las curvas de dispersión de velocidad de grupo recuperadas de las celdas 30,41. Las otras inversiones de curva de velocidad se muestran en el Anexo 3 correspondiente a este trabajo.

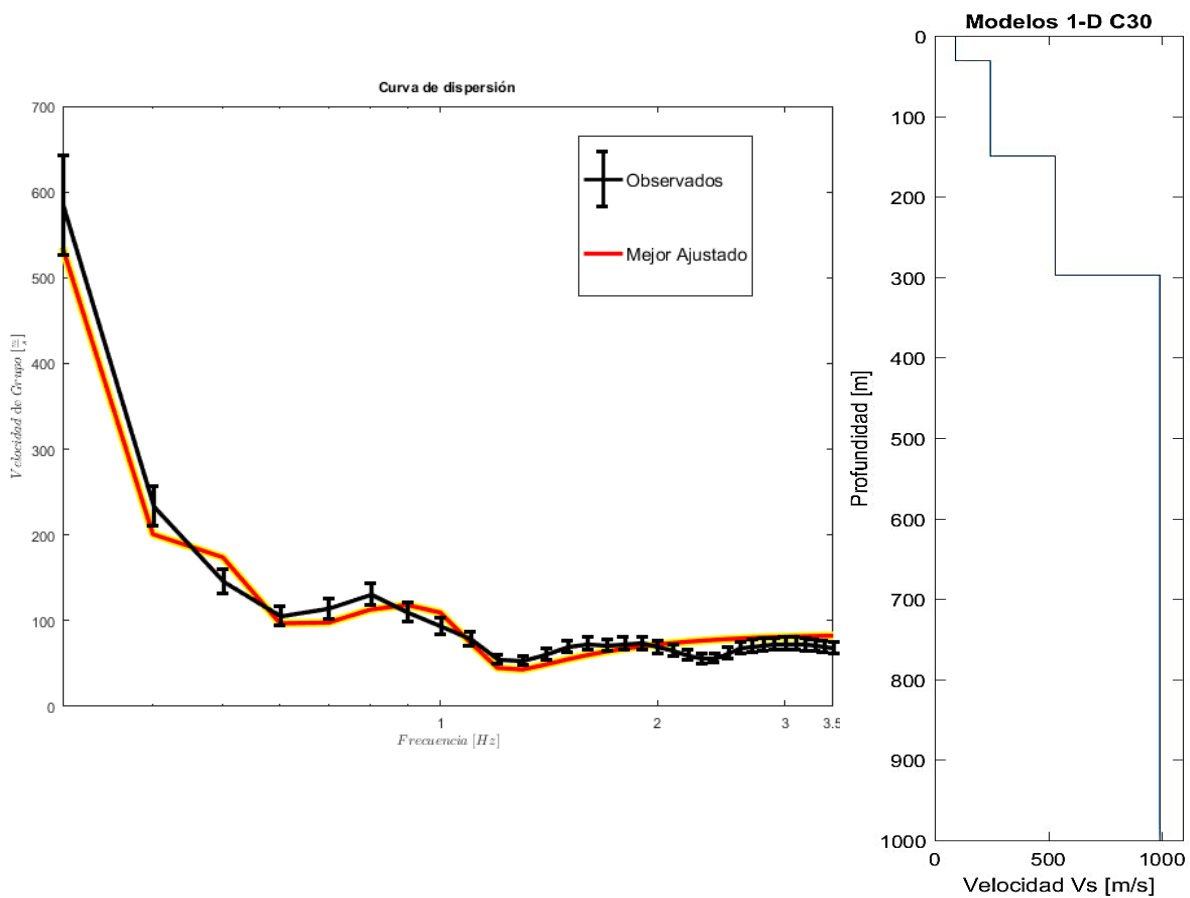


Figura 5.12 Mejores ajustes resultado de la inversión de las curvas de velocidad de grupo para la celda 30, con su perfil de velocidad de onda de corte.

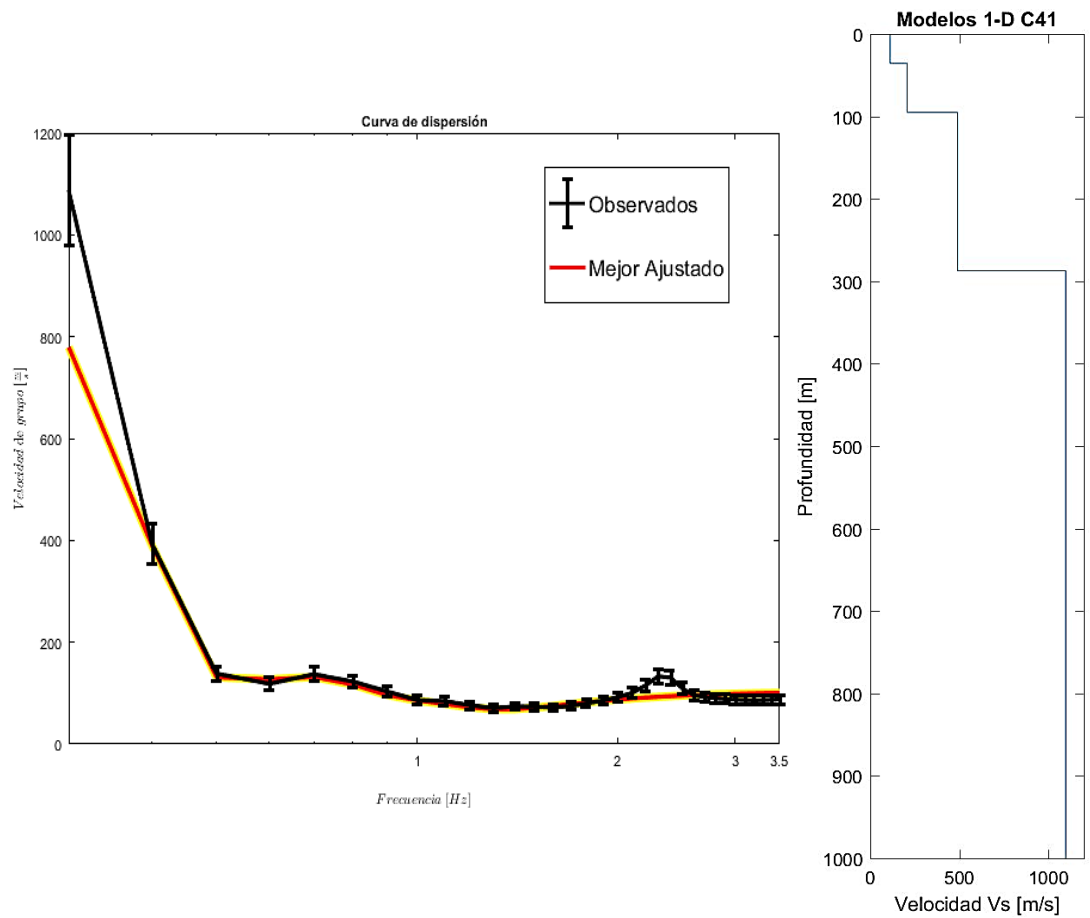


Figura 5.13 Mejores ajustes resultado de la inversión de las curvas de velocidad de grupo para la celda 41, con su perfil de velocidad de onda de corte.

5.5.-Modelo 3-D

A continuación, se muestra el modelo 3-D de la zona de estudio, este modelo se obtuvo en el software Voxler, Para la obtención del modelo 3D se interpolaron los 29 perfiles de velocidades de onda de corte. Mostrando así una mejor visualización del comportamiento de las ondas de corte.

Para la capa más somera (Figura 5.14), para la cual se tienen espesores que van de 10 a 45 metros, se observa velocidades de 53 a 138 m/s, por lo que se puede considerar que existe un material de suelo blando. Podría mencionarse que posiblemente el material que existe, es de arcilla lacustre más fina.

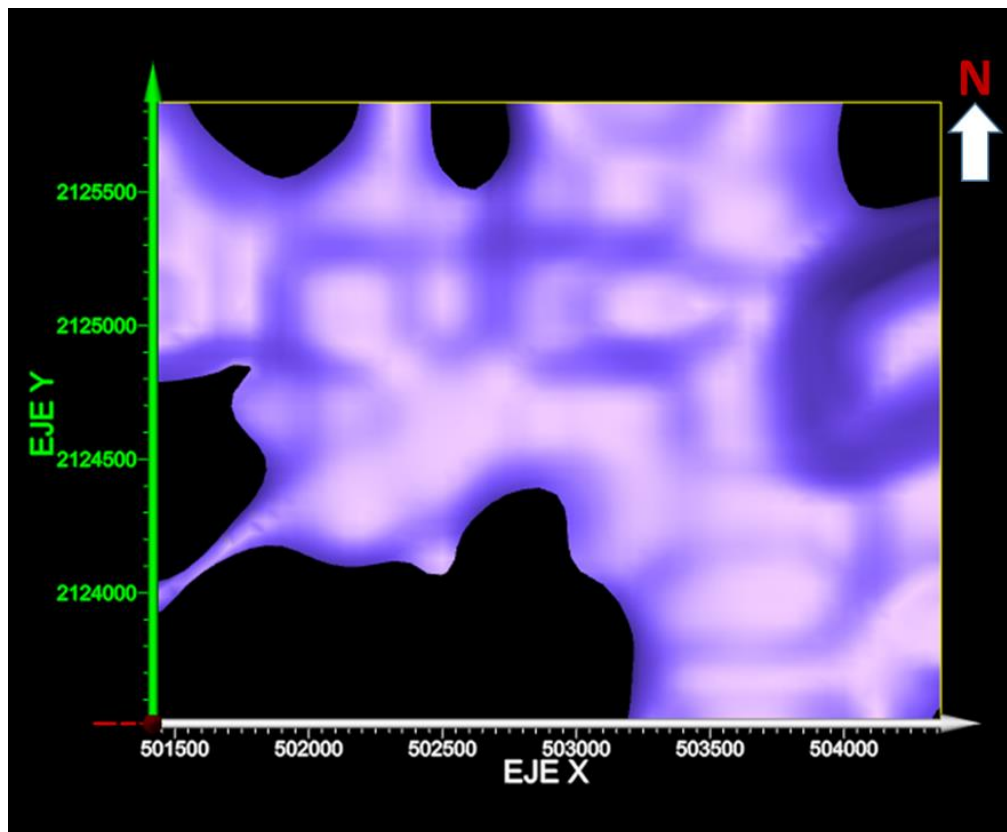


Figura 5.14 Muestra figura de una isosuperficie muestra la capa de velocidades de 53 a 138 m/s.

Para la segunda capa (Figura 5.15) se tienen espesores que oscilan de 21 a 266 metros con velocidades de onda cortante que van de 130 – 363 m/s. En esta capa podría considerarse arcilla lacustre con intercalaciones de roca más dura, ya que al contraste de cambio litológico entre capa es gradual, La profundidad en que oscila la segunda capa es de 306 metros.

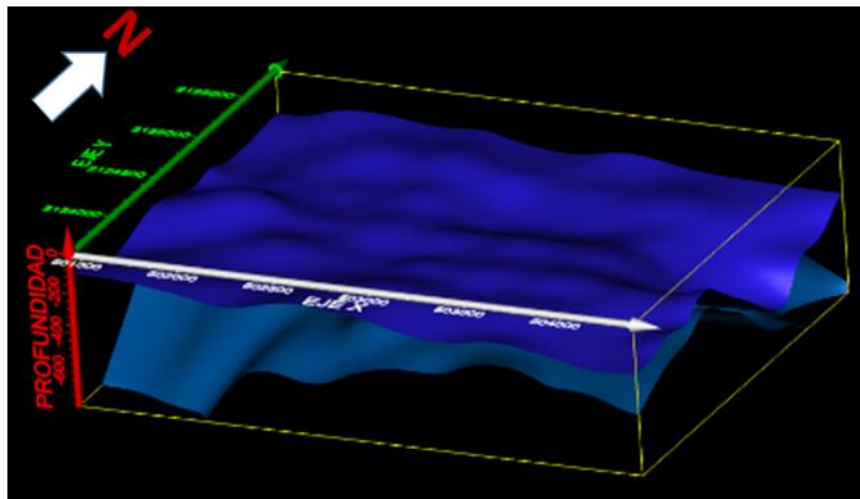


Figura 5.15 Perspectiva 3-D de isosuperficie mostrando la capa que tiene velocidades de 130 a 363 m/s.

En la tercera capa (Figura 5.16) se tienen espesores de 80 a 616 m, con velocidades de onda cortante de 152 a 984 m/s por lo que se podría considerar que el material que puede existir es material volcánico granular. La profundidad a la que llega la tercera capa oscila entre 200 y 772 metros.

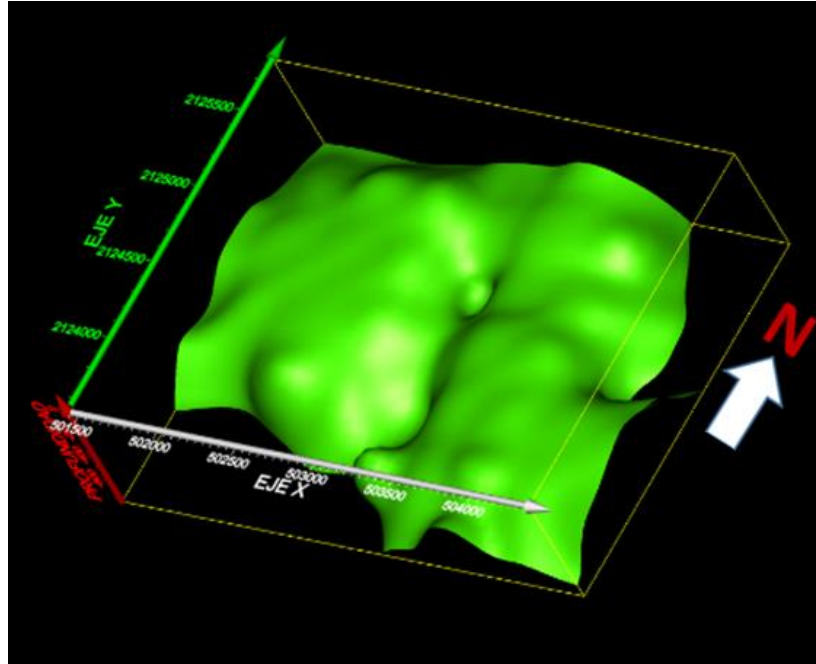


Figura 5.16 Perspectiva 3-D de isosuperficie mostrando la capa que tiene velocidades de 152 a 984 m/s.

Finalmente, en la Figura 5.17 se muestra el modelo de velocidades 3-D completo, vista lateral donde se observa que los colores más cálidos representan velocidades bajas y los colores más fuertes velocidades altas.

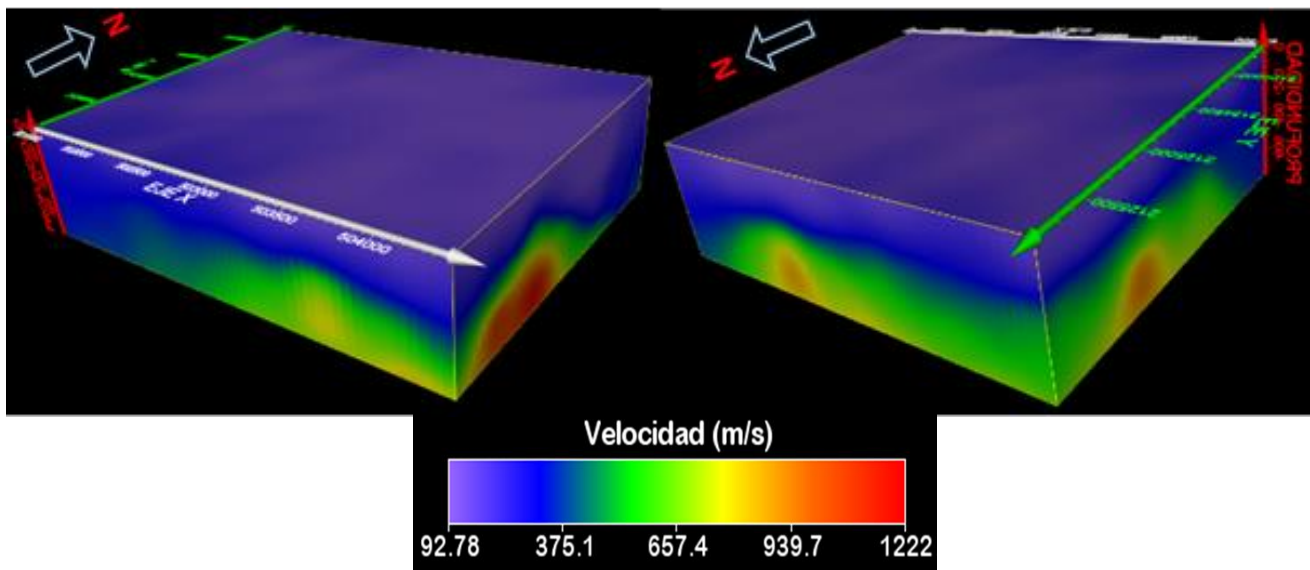


Figura 5.17 modelo 3-D de la zona de estudio en donde se muestra el modelo de velocidades, vista lateral E-O y NE, donde se observa que los colores más cálidos representan velocidades bajas y los colores más fuertes velocidades altas.

5.6.-Discusion.

Se elaboraron dos mapas de isoperiodos, ya que, al observar el comportamiento de las curvas de los cocientes espectrales, se muestra que prevalecen dos amplitudes dominantes. En un mapa se resaltan frecuencias bajas es decir periodos altos. Tiene un comportamiento en donde se contempla que en su mayoría tiene valores en el intervalo de 2.4 a 3.9 segundos. En el siguiente mapa se muestran periodos más bajos, se nota que los periodos van aumentando conforme van hacia el norte, con lo que se tiene que para la zona más hacia el sur tenemos periodos bajos que oscilan de 0.1 a 1.2 segundos. En la parte central se tiene intervalos de periodos de 1.6 a 2.7 segundos. Para la zona norte se resaltan periodos más altos de 3 a 3.9 segundos. Por lo general los cambios de periodo se correlacionan con el grosor de los estratos. Por lo que posiblemente se tengan dos periodos dominantes en la zona de estudio, lo que nos podría estar indicando que existen dos paquetes de espesores de la estructura del suelo que están vibrando a diferentes periodos. Esto podría servirnos para darnos una idea de la profundidad a la que se podría contemplar las partes más someras y profundas de la estructura del suelo.

En el caso de la figura 5.18, se muestra el tren de ondas obtenida de una correlación de las estaciones E15-E17. Su comportamiento indica que el tren de ondas de la velocidad de grupo tiene a un comportamiento dispersivo bien definido en la parte causal la cual oscila en un rango de 0.4 a 3.2 Hz. Estas fases aparecen marcadas con una línea de color amarilla en la gráfica central de la figura 5.18. Estas estaciones se encuentran a una distancia de 593 metros, por lo que, la velocidad de grupo correspondiente está representada en la curva de color verde en el histograma de dispersión en la parte causal. Se observa que, para una frecuencia de 0.3 Hz se tiene una velocidad de 350 m/s y su comportamiento va disminuyendo conforme la frecuencia va aumentado por lo que para 3Hz su velocidad llega a 200 m/s. Cabe mencionar que esta curva de velocidad de grupo se aplicó para la componente radial ya que nuestro enfoque es analizar el comportamiento de las velocidades de ondas de Rayleigh. Esto es debido a que las ondas de Rayleigh son el resultado de interferencias constructivas de ondas P y SV por lo que pueden ser observadas tanto en la componente vertical como en la radial. Como hemos mostrado, la componente radial muestra una mejor definición de la curva de dispersión. El picado de la curva se ha hecho de manera tal que bajo ese comportamiento se observa el modo fundamental de la curva.

En general, se observa que las curvas de velocidad de grupo en su modo fundamental, se encuentran definidas entre 0.3 Hz y 3.5 Hz y entre el rango de velocidades de 200 a 1000 m/s.

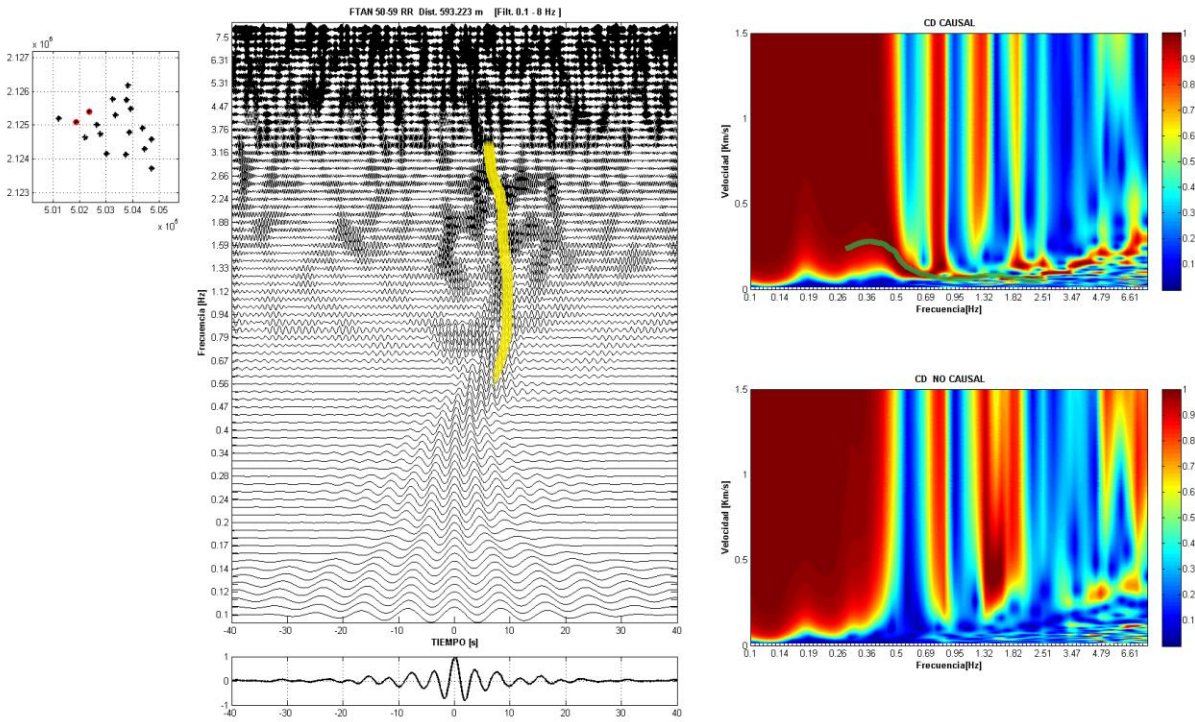


Figura 5.18 representa el tren de ondas de la estación E15 y E17, de la componente radial, con una distancia de 593 metros, la velocidad de grupo tiene a un comportamiento en la parte causal la cual oscila en un rango de 0.4 a 3.2 Hz

Los perfiles de velocidad de onda de corte para la zona A muestra 3 capas y el semi-espacio. Como resultado de la inversión de las curvas de dispersión de velocidad de grupo se obtuvieron 10 modelos 1D de velocidad de onda de corte versus profundidad para la zona A que está ubicada más hacia la parte N-W. Estos modelos se muestran del lado izquierdo en la figura 5.19 y en la Tabla 2. También fue calculado un modelo 1D promediando de manera simple los espesores y velocidades de onda de corte obtenidas de los 10 modelos 1D, que se puede observar de lado derecho de la figura 5.19.

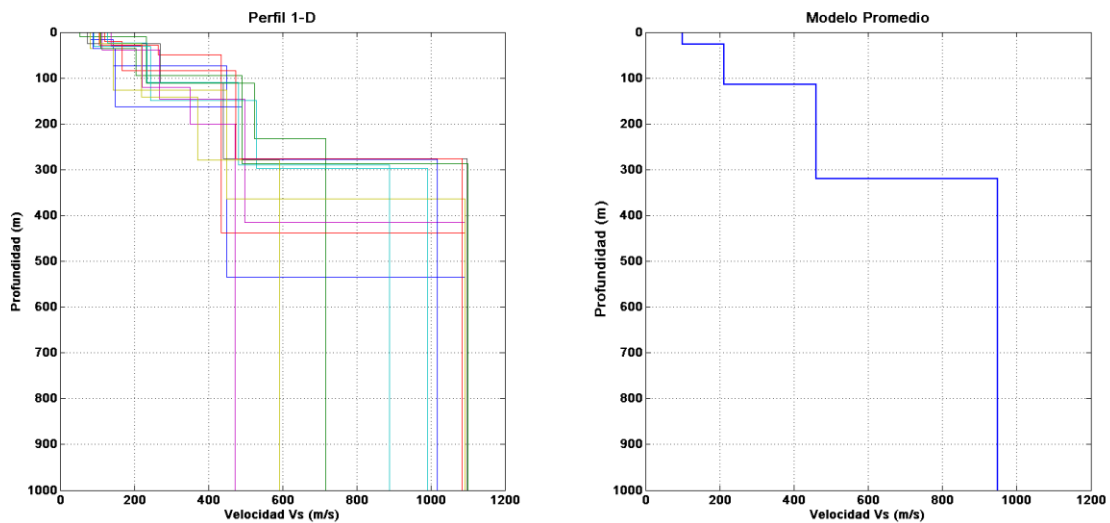


Figura 5.19 Muestra los perfiles de velocidad de la zona A con su respectivo perfil promedio.

La tabla siguiente muestra las características y variaciones de los modelos resultantes. Estos modelos 1D presentan espesores muy bajos en las primeras 2 capas. En la tercera capa es posible observar que el espesor aumenta, siendo significativamente mayor.

Capa	Espesor (m)	Velocidad de onda de corte V_s [m/s]	Espesor promedio [m]	V_s promedio [m/s]
1	10 - 38	53-138	27	99
2	21 - 128	142 - 270	86	213
3	80- 462	350-530	207	460
Semiespacio	-	472-1100	-	950

Tabla 6 Muestra el resultado de las velocidades V_s . Y el espesor para cada capa

Para la zona B que está ubicada más hacia la parte N. Estos modelos se muestran de lado izquierdo en la figura 5.20 y en la Tabla 3. También fue calculado un modelo 1D promediando de manera simple los espesores y velocidades de onda de corte obtenidas de los 9 modelos 1D, que se puede observar de lado derecho de la figura 5.20.

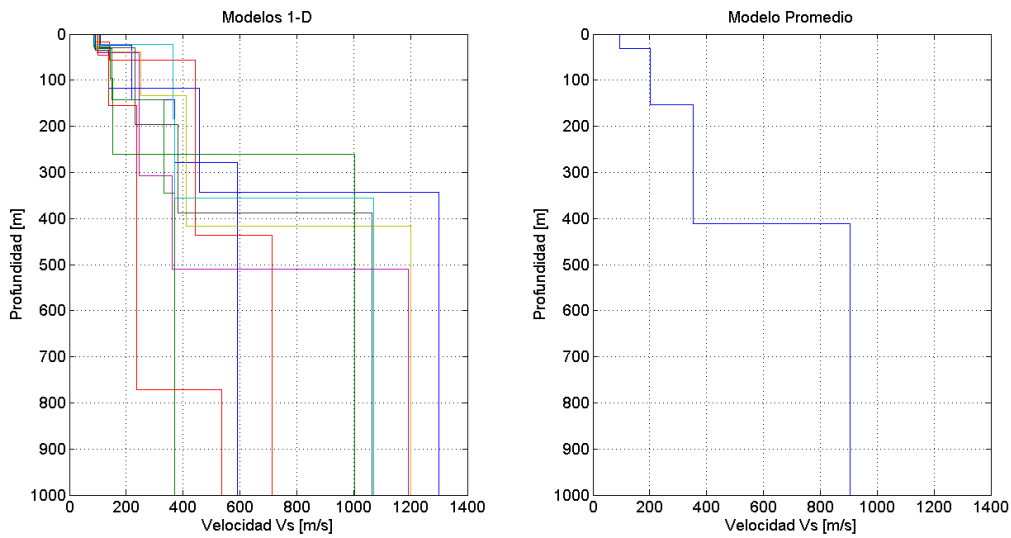


Figura 5.20 Muestra los perfiles de velocidad de la zona B con su respectivo perfil promedio.

Capa	Espesor (m)	Velocidad de onda de corte Vs [m/s]	Espesor promedio [m]	Vs promedio [m/s]
1	17 – 45	86 - 110	31	95
2	39-266	138 - 363	123	201
3	137 - 380	152 - 458	257	360
semiespacio	0	370 - 1300	0	982

Tabla 7 Muestra el resultado de las velocidades Vs. Y el espesor para cada capa

Para la zona C que está ubicada más hacia la parte S-E. Estos modelos se muestran de lado izquierdo en la figura 5.21 y en la Tabla 4. También fue calculado un modelo 1D promediando de manera simple los espesores y velocidades de onda de corte obtenidas de los 6 modelos 1D, que se puede observar de lado derecho de la figura 5.21.

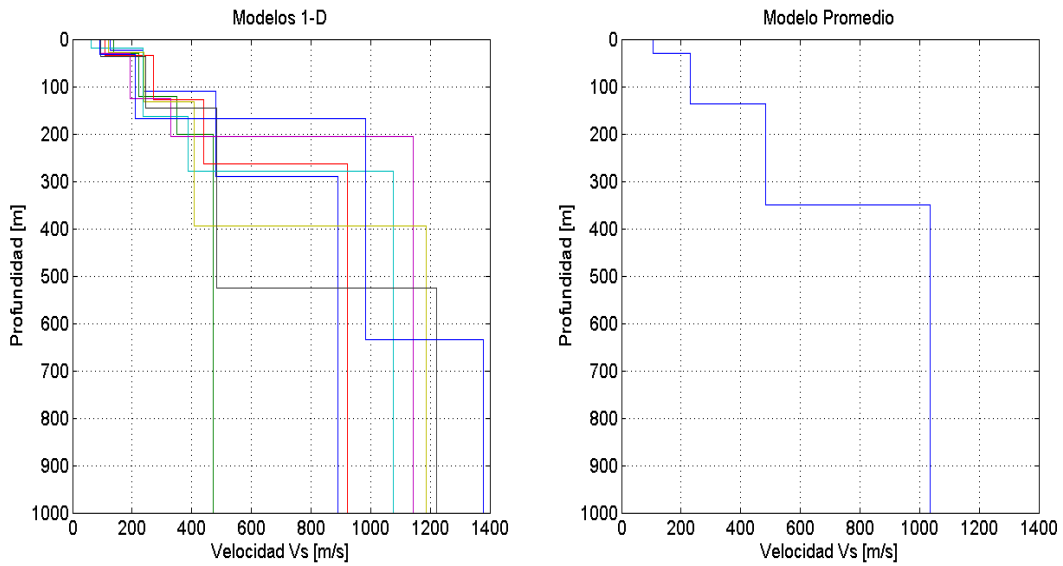


Figura 5.21 Muestra los perfiles de velocidad de la zona C con su respectivo perfil promedio

Capa	Espesor(m)	Velocidad de onda de corte Vs [m/s]	Espesor promedio [m]	Vs promedio [m/s]
1	20-35	63-137	29	104
2	85-143	120-254	107	231
3	81-470	330-992	213	482
semiespacio	0	989-1378	0	1194

Tabla 8 Muestra el resultado de las velocidades Vs. Y el espesor para cada capa

Se presenta un mapa (Figura 5.22) para observar el comportamiento de la parte superficial de la estructura del suelo en la zona de estudio. Por lo que se tomó las dos primeras capas de los perfiles de velocidades. En donde se muestra que los colores más fuertes representan profundidades más bajas, en la parte norte-oeste las profundidades oscilan de 49 a 120 metros. En la parte Norte-Este las profundidades oscilan de 230 a 300 metros y hacia el Sur, las profundidades oscilan entre 177-230 metros.

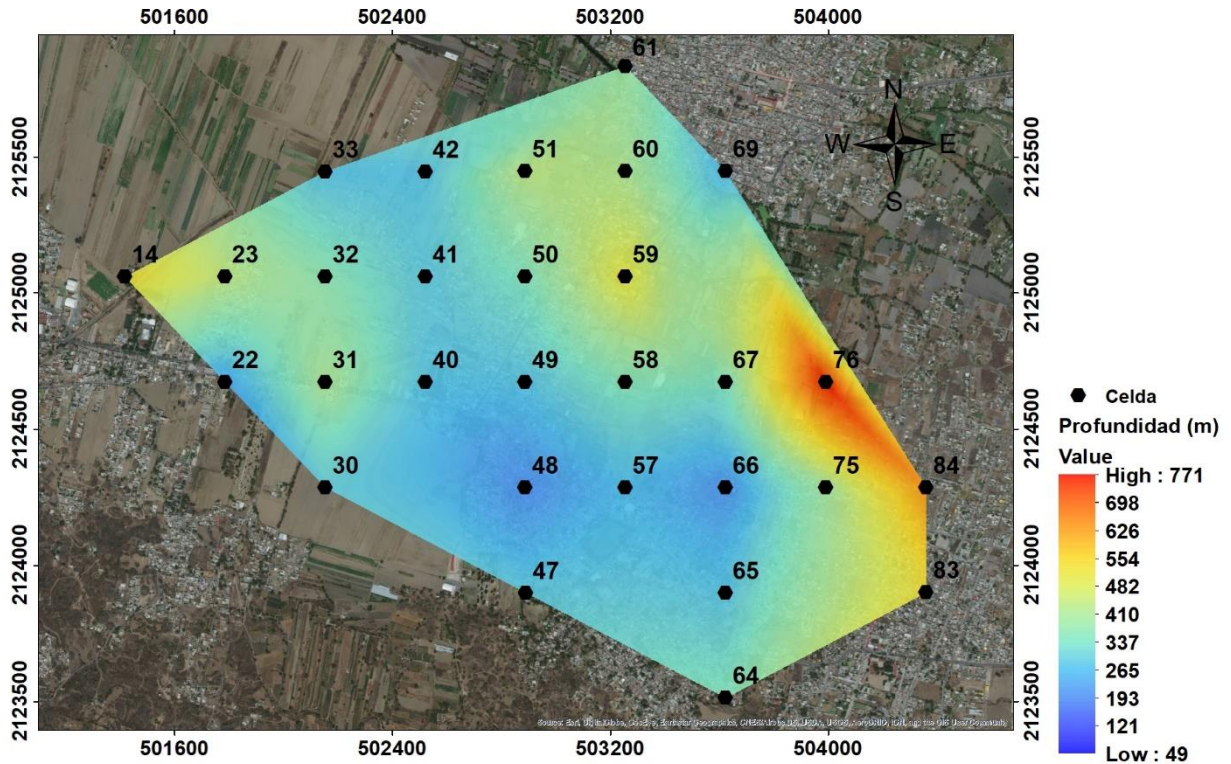


Figura 5.23 Mapa donde se muestra la distribución de la profundidad alcanzada, con respecto a la tercera capa y la interfaz del semi-espacio.

En los perfiles mostrados y al observar espesor de sedimentos asociados a la frecuencia de resonancia se puede contemplar que la vibración ambiental para la que se encuentra más hacia N-E, tiene un periodo de dominante que oscila entre 2 y 3.3 segundos (figura 5.5) con lo que se puede contemplar que los espesores en esta parte de la zona de estudio son mayores, por lo cual tiene una mayor profundidad.

Los espesores en el medio se comportan de diferente manera, sobre todo en la parte central de la zona de estudio, los espesores oscilan entre los 314 a 400 metros de profundidad, Posiblemente se encuentre material volcánico granular, este análisis se realiza a través de la ecuación (18) (Franklin et al., 2006).

$$f_0 = \frac{\beta}{4H} \quad (18)$$

En donde la frecuencia característica se concibe como el inverso del periodo por lo cual la ecuación (19) queda como:

$$T = \frac{4H}{\beta} \quad (19)$$

En donde los periodos fundamentales oscilan alrededor de 1 a 2.3 segundos.

6.- CONCLUSIONES

Se aplicó la técnica de cocientes espectrales H/V, con lo que se logró observar un comportamiento del cociente espectral, con periodos fundamentales no mayores a 5 segundos. Dadas las observaciones hechas en este trabajo, se muestra que con registros de 3 horas es posible calcular una forma estable del cociente espectral. La forma del cociente espectral es relevante si se busca invertir el cociente HVNSR bajo la suposición de los microtemores como un campo difuso.

En la mayoría de las curvas de los cocientes espectrales se observó el comportamiento de 2 picos. Lo que puede estar indicando que existen dos paquetes de espesores de la estructura del suelo que están vibrando a diferentes periodos. Esto puede proyectarse en capas resonantes a diferente profundidad.

La correlación cruzada de ruido sísmico resulta un método útil para estimar las características dispersivas de la subcuenca de Chalco, mediante la obtención de curvas de dispersión en velocidad de grupo. Cabe mencionar que se llegó a observar una mejor dispersión en la componente radial que en las componentes verticales, como se muestra en el apartado 4.4.1 Las curvas de dispersión mostraron un comportamiento en su modo fundamental en un rango de 0.3 a 3.5 Hz con velocidades de grupo 80 a 500 m/s.

Se empleó la inversión conjunta de la curva de dispersión de velocidad de grupo con el cociente espectral H/V para mitigar el problema de la no unicidad. Se realizaron tres modelos de inversión conjunta, con los cuales se tomó como punto semilla o modelos iniciales para la obtención de las otras inversiones de las celdas cercanas a dichos puntos.

Al invertir las curvas de velocidad de grupos se lograron obtener 29 modelos 1-D de onda cortante. Éstos muestran un resultado de tres estratos sobre un semiespacio cuya velocidad de onda de corte varía de los 96 a los 1000 m/s, con los que se alcanzó una profundidad de investigación de hasta 800 metros.

7.-REFERENCIAS

- Anculle, G. M., (2006). *ONDAS SUPERFICIALES. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 81-88.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O., (2013). *New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34–49.
- Atakan, K., (2009). *The Need for Standardized Approach for Estimating the Local Site Effects Based on Ambient Noise Recordings*, en Mucciarelli, M., Herak, M., y Cassidy, J., eds., *Increasing Seismic Safety by Combining Engineering Technologies and Seismological Data*, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security, p. 3-12.
- Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L.F., (2008). *Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements*, *Geophysical Journal International*, v. 176 (3), p. 925-937.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M. & Yang, Y., (2007). *Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broadband surface wave dispersion measurements. Geophysical Journal International* 169(3):1239-1260.
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Nercessian, A. & Ferrazzini, V., (2007) *3-D Surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. Geophysical Research Letters*.
- Campillo, M., & Paul, A., (2003). *Long-range correlations in the diffuse seismic coda. Science*, 299, 547-549.
- Campillo, M., & Paul, A., (2003). *Long-Range Correlations in the Difusse Seismic Coda. Science* 299, 547-549. doi:10.1126/science.1078551
- Campos-Enríquez, J.O., Delgado-Rodríguez, O., Chavez-Segura, R., (1997). *The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data, Geophysics*, v. 62 (1), p. 23-35.
- Clayton, R.W., RE. Comer., (1984). *A tomographic analysis of mantle heterogeneities. Terra Cognita*, 4, 282-283.
- Cserna, Z., de la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., MitreSalazar, L.M., Mota-Palomino, R., (1988), *Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 104, 71 p.

Franklin, R., Caselles, J.O., Canas, J.A., (2006). *Estimación de la respuesta de sitio mediante el método de cociente espectral aplicado a ruido ambiental: aplicación a la Ciutat Vella de Valencia*, *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería*, v. 22 (2), p. 169-191.

García-Jerez, A. y J. Piña-Flores., (2018), *A software for inversion of H/V spectral ratios of ambient noise based on the Diffuse Field Approximation*, <https://w3.ual.es/GruposInv/hv-inv/>, Release 2.5 (September 1, 2018).

García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., (2008), *El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25 (1), 158–178.

Goldstein, P., A. Snoke., (2005), "SAC Availability for the IRIS Community", *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*.

Hannemann, K., Papazachos, C., Ohrnberger, M., Savvaidis, A., Anthymidis, M. & Lontsi, A. M., (2014) *Three-dimensional shallow structure from high-frequency ambient noise tomography: New results for the Mygdonia basin-Euroseistest area, northern Greece*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*

Jens Havskov, L. O., (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Netherlands: Springer Science & Business Media.

Lozano-García, M.S., Ortega-Guerrero, B., (1998), *Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins: Review of Palaeobotany and Palynology*, 99, 77–93.

Nakamura, Y., (1989). "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground Surface". *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, Vol. 30 (1), pp. 25-33.

Nakamura, Y., (2008). *On the H/V spectrum*, *The 14Th World Conference on Earthquake Engineering*. Beigin, China.

Ortiz-Zamora, D., y Ortega-Guerrero, A., (2007). *Origen y evolución de un nuevo lago en la planicie de Chalco: implicaciones de peligro por subsidencia e inundación de áreas urbanas en Valle de Chalco (Estado de México) y Tláhuac (Distrito Federal)*, *Boletín del Instituto de Geografía (UNAM)*, núm. 64, p. 26-42.

Pérez-Cruz, G.A., (1988), *Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería*, 83 p.

Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D. & Strollo, A., (2009) *Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography*. *Geophysical Journal International*

Piña-Flores, J., (2015). *Cálculo e Inversión de cociente H/V a partir de ruido ambiental. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, México.*

Piña-Flores, J., Pertou, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J., & Sánchez-Sesma, F., (2017). *The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). Geophys. J. Int. 208, 577-588. doi:10.1093/gji/ggw416*

Shapiro, N. M., Ritzwoller, M. H. & Bensen, G. D., (2006) *Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise. Geophysical Research Letters.*

Shuangxi, Z., (2011). *Effective Dispersion Curve and Pseudo Multimode Dispersion Curves for Rayleigh Wave. Journal of Earth Science, Vol. 22, No.2, 226-230. doi:10.1007/s12583-011-0175-8.*

Stehly, L., M. Campillo, y N. M. Shapiro. «A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. » *Journal of Geophysical Research* 111 (2006): B10306/1-12.

Stein, S., and M. Wysession., (2003), *Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, Blackwell, Malden, Mass.*

Seth Stein, M. W., (2009). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Malden: Mass.*

Tilmann, F. J., H. M. Benz, K. F. Priestley, and P. G. Okubo., (2001), *P wave velocity structure of the uppermost mantle beneath Hawaii from travel time tomography, Geophys. J. Int., 146, 594-606.*

Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., (1989). *Geología de la Cuenca de México, Geofísica Internacional, v. 28 (2), p. 133-190.*

Vergara-Huerta, F., (2015). *Modelo de velocidad sísmica en la subcuenca de Chalco, Edo. de México, mediante análisis de cocientes H/V de vibraciones ambientales, [Tesis Maestría] Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).*

Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., & Bonnefoy-Claudet, S., (2008). *Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. Journal of Seismology, 12, 1-19.*

Yao, H., Van Der Hilst, R. D. & De Hoop, M. V., (2006) *Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps. Geophysical Journal International 166(2):732-744.*

ANEXOS.

8.- ANEXO 1

Se presenta las imágenes de los diagramas de dispersión de la componente radial

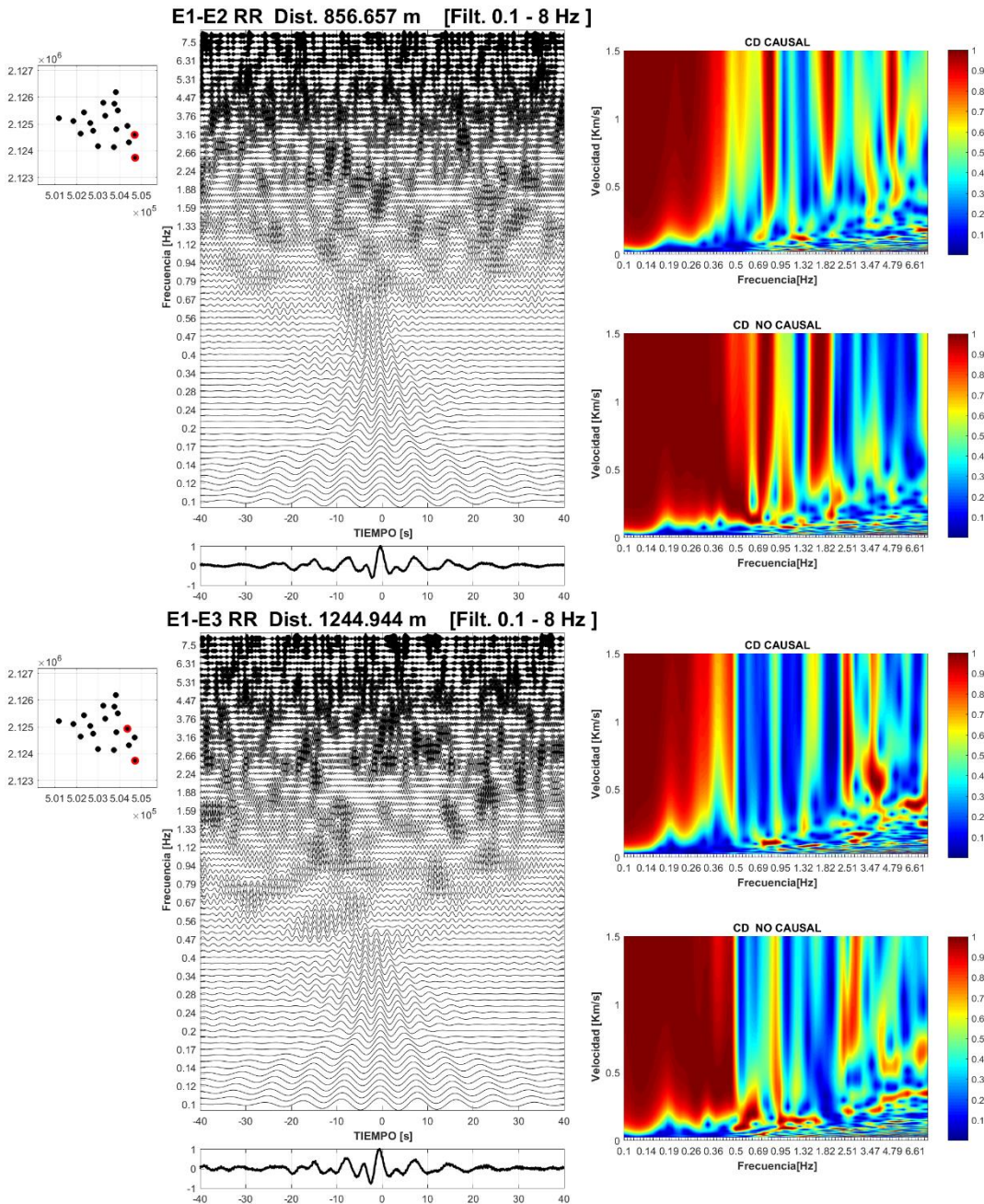


Figura 8. 1 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E1-E2 (856 m.) y de las estaciones E1-E3(1244 m.)

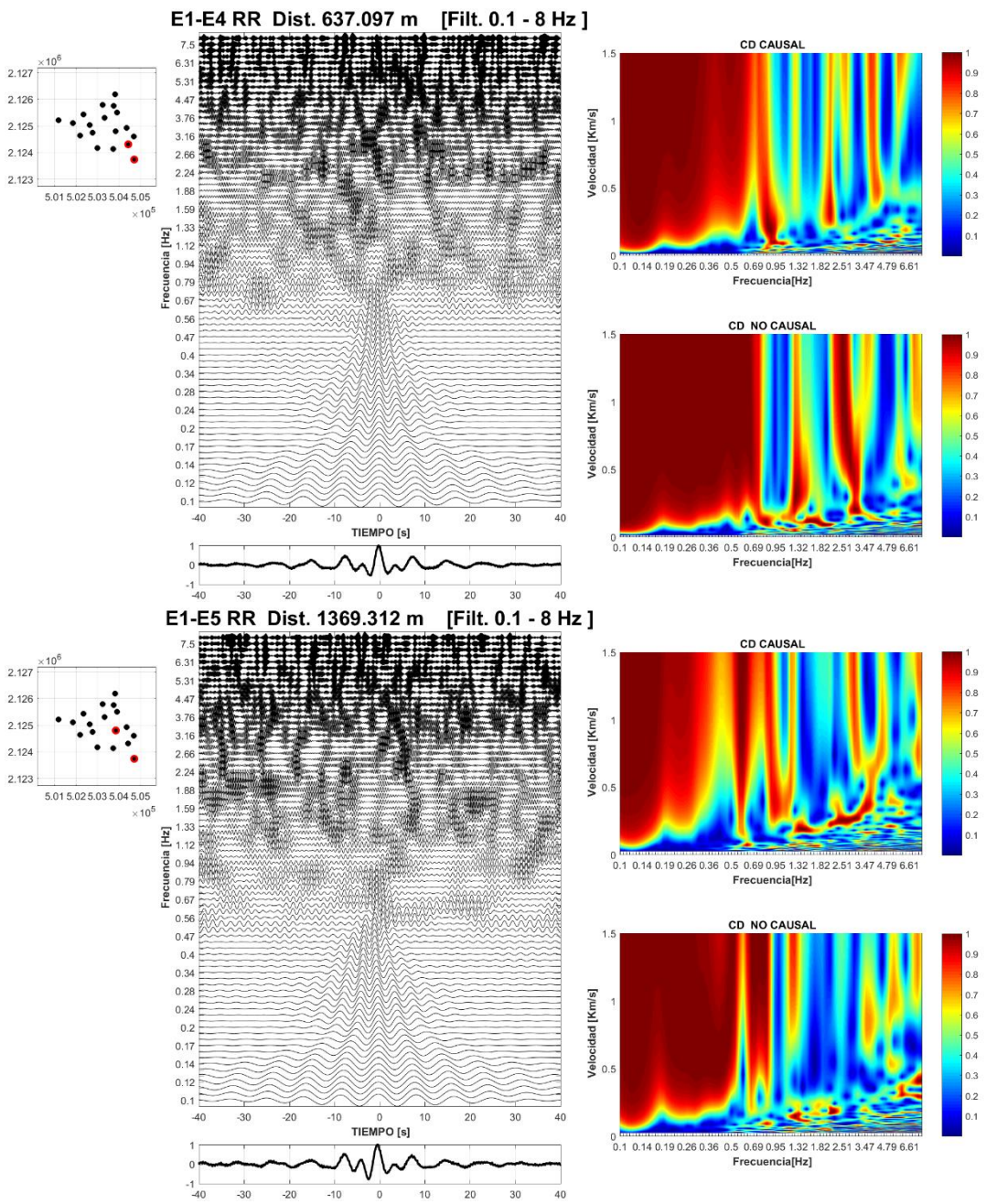


Figura 8. 2 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E1-E4 (637 m.) y de las estaciones E1-E5(1369 m.)

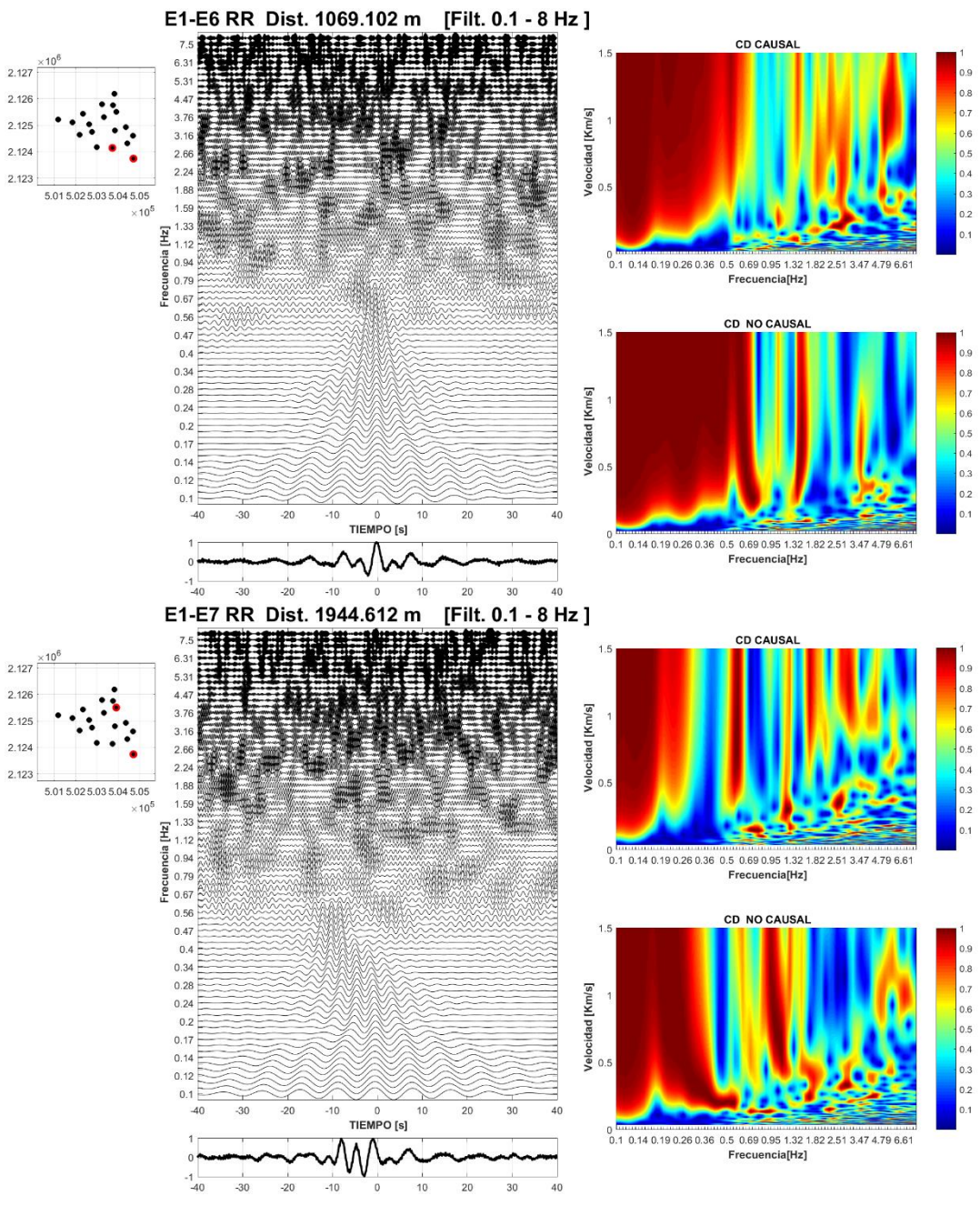


Figura 8. 3 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E1-E6 (1069 m.) y de las estaciones E1-E7(1944 m.)

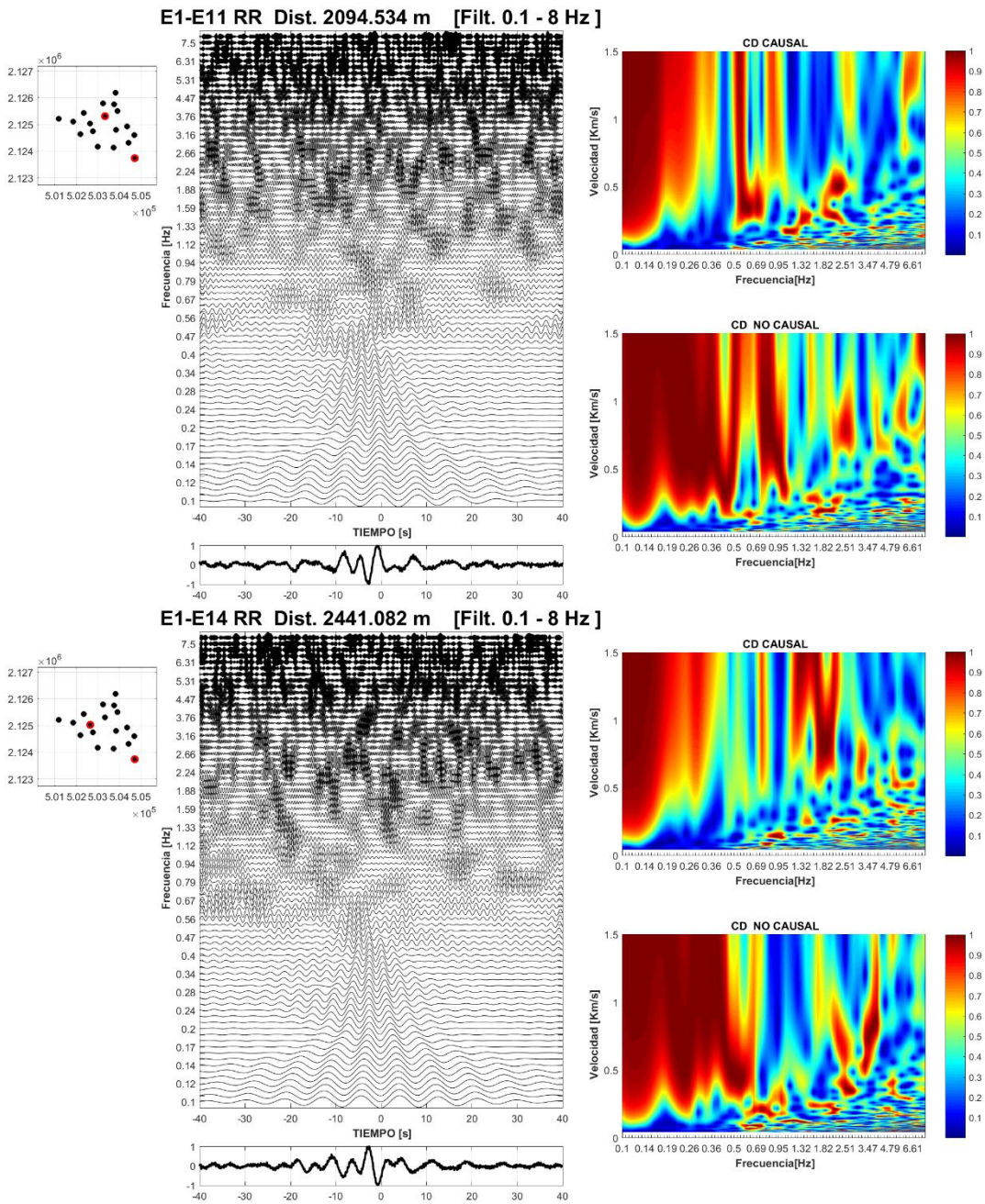


Figura 8. 4 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E1-E11 (2094 m.) y de las estaciones E1-E14(2441 m.)

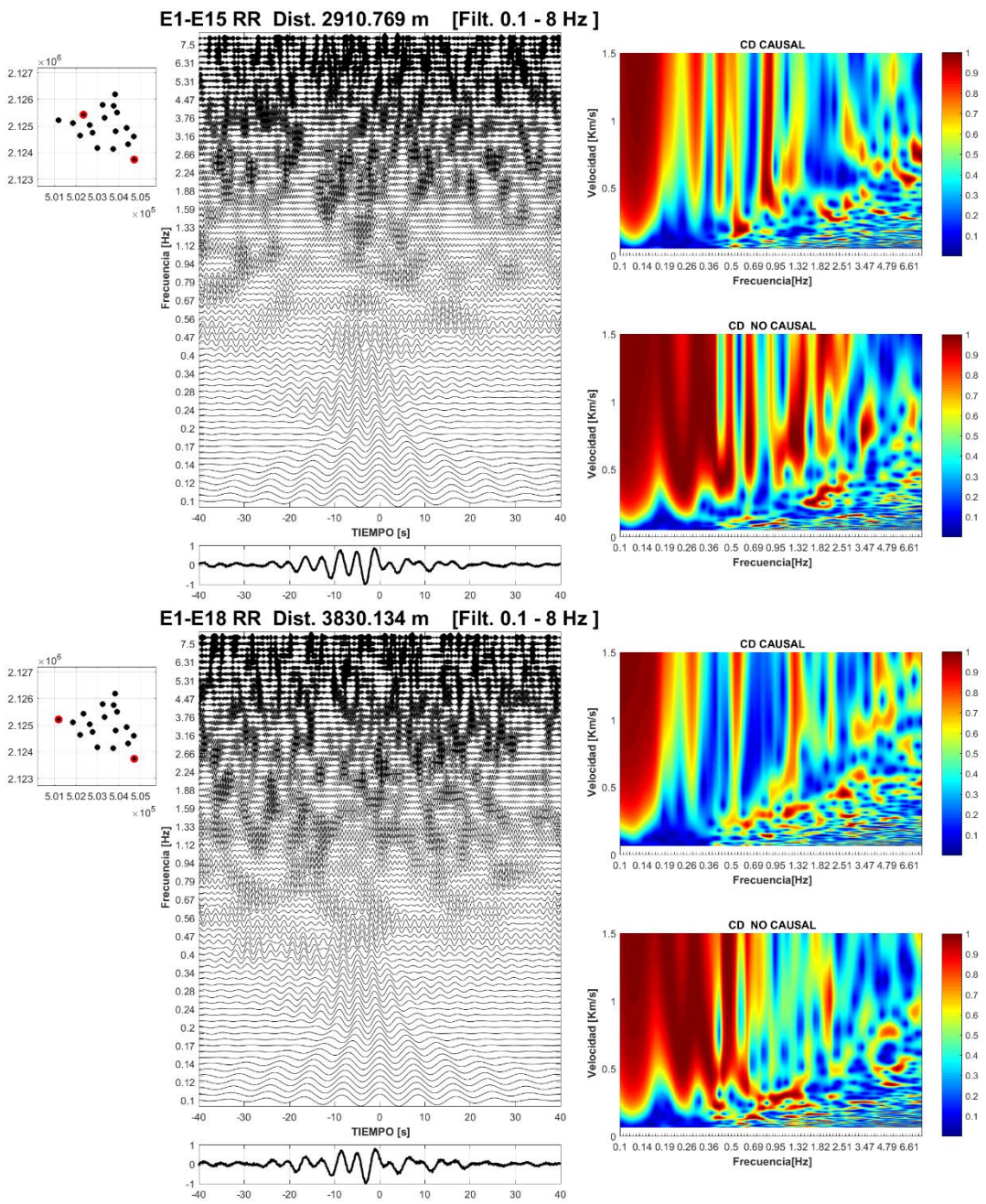


Figura 8. 5 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E1-E2 (2910 m.) y de las estaciones E1-E3(3830 m.)

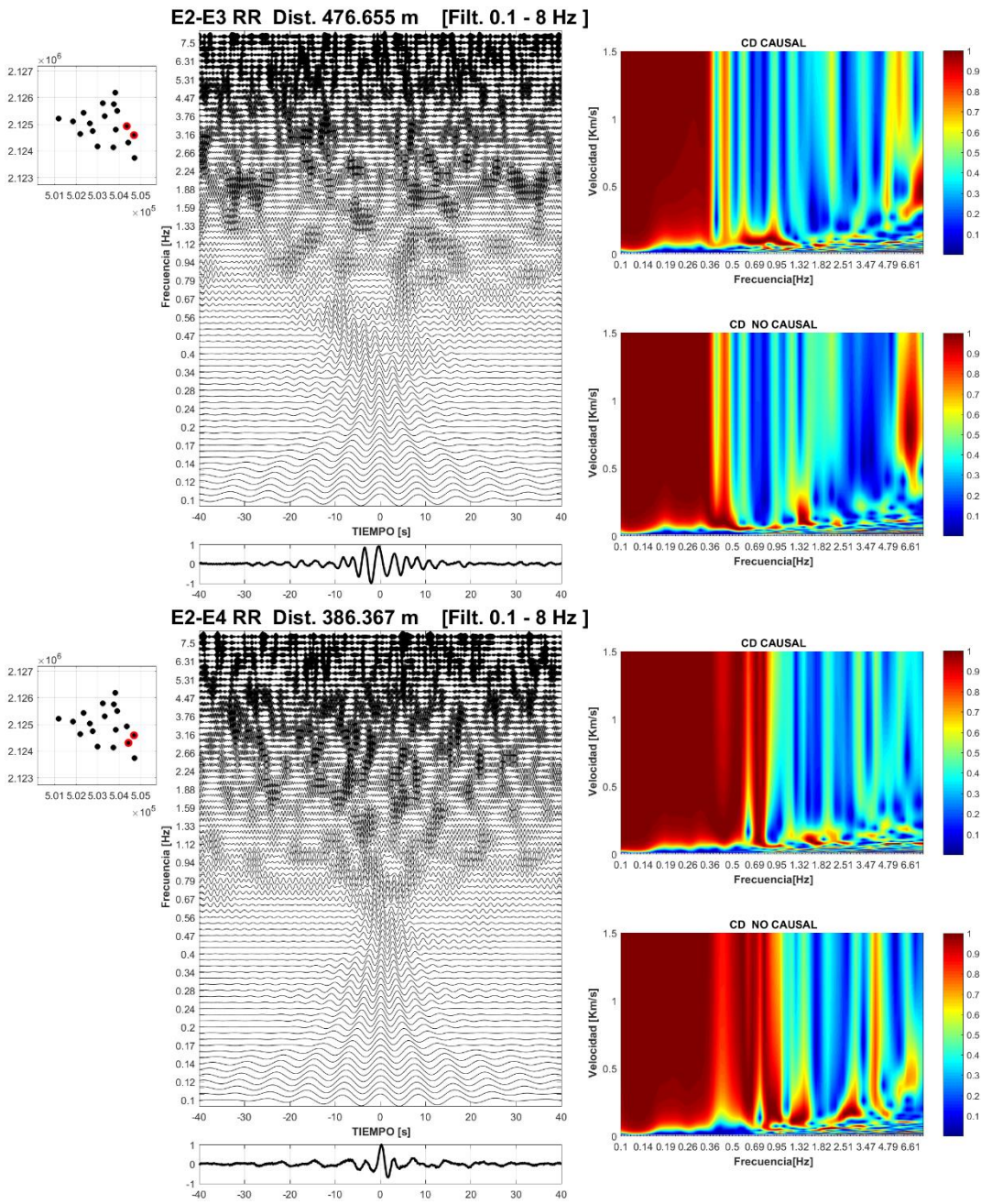


Figura 8. 6 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E2-E3 (476 m.) y de las estaciones E2-E4(386 m.)

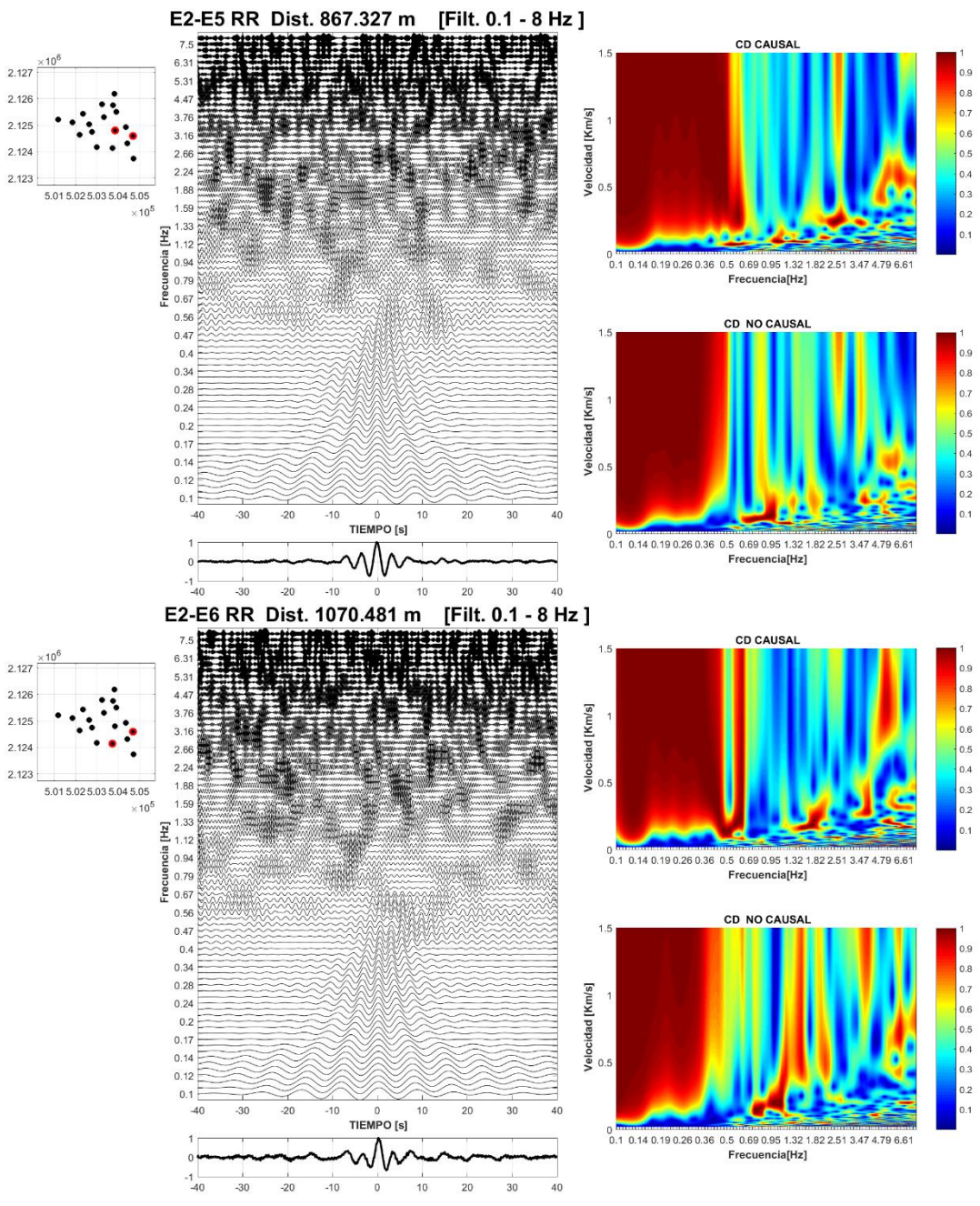


Figura 8. 7 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E2-E5 (867 m.) y de las estaciones E2-E6(1070 m.)

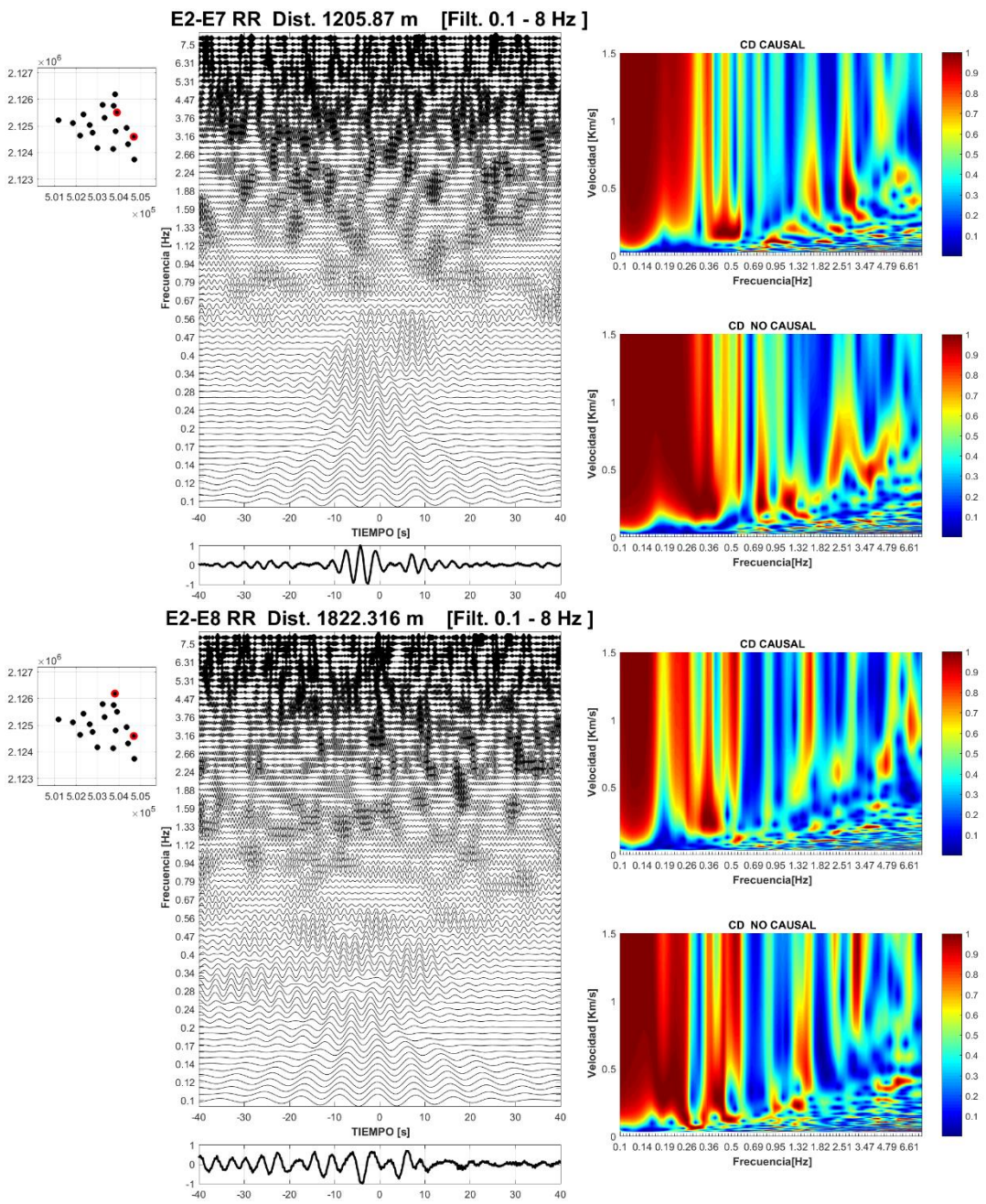


Figura 8. 8 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E2-E7 (1205 m.) y de las estaciones E2-E8(1822 m.)

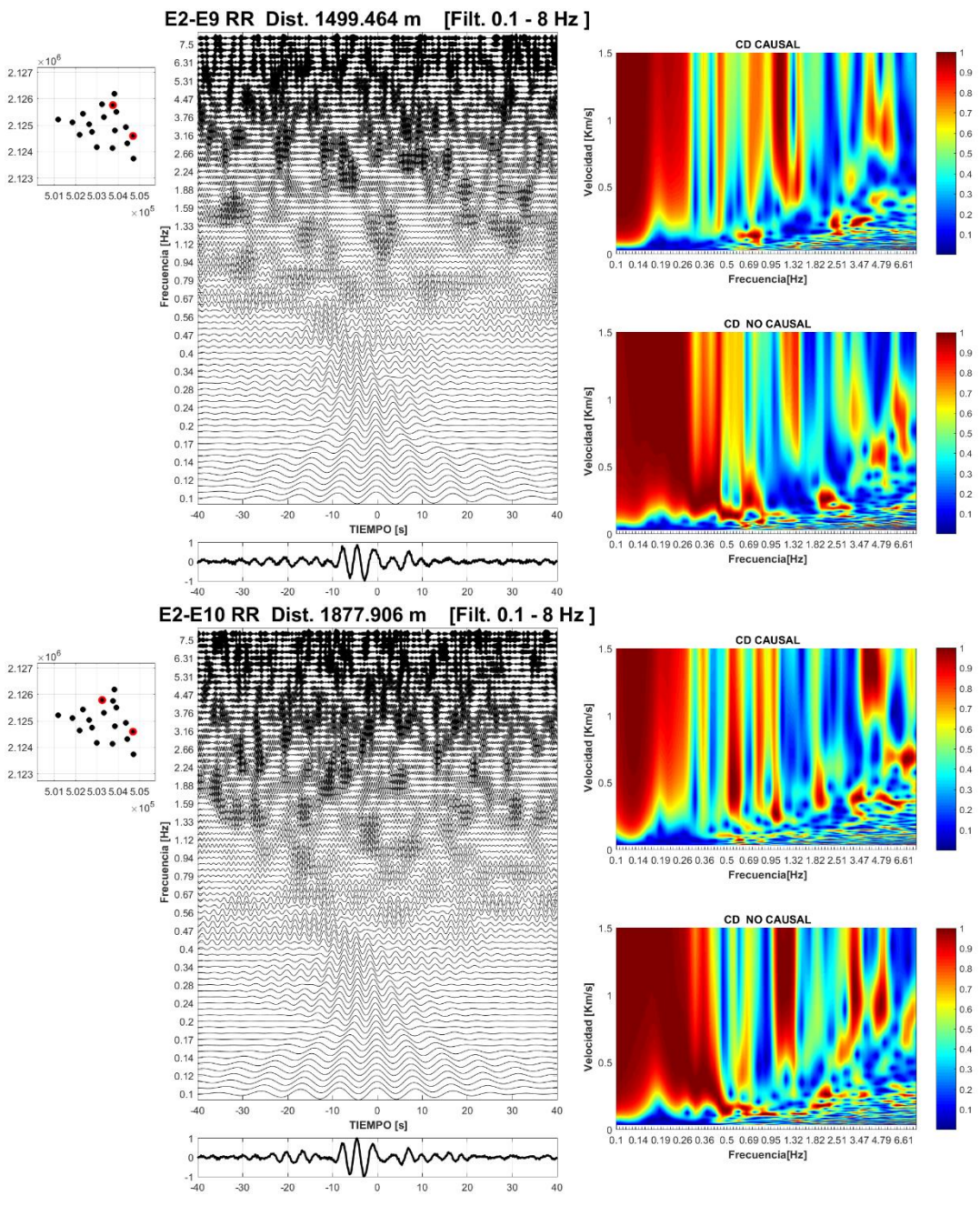


Figura 8.9 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E2-E9 (1499 m.) y de las estaciones E2-E10(1877 m.)

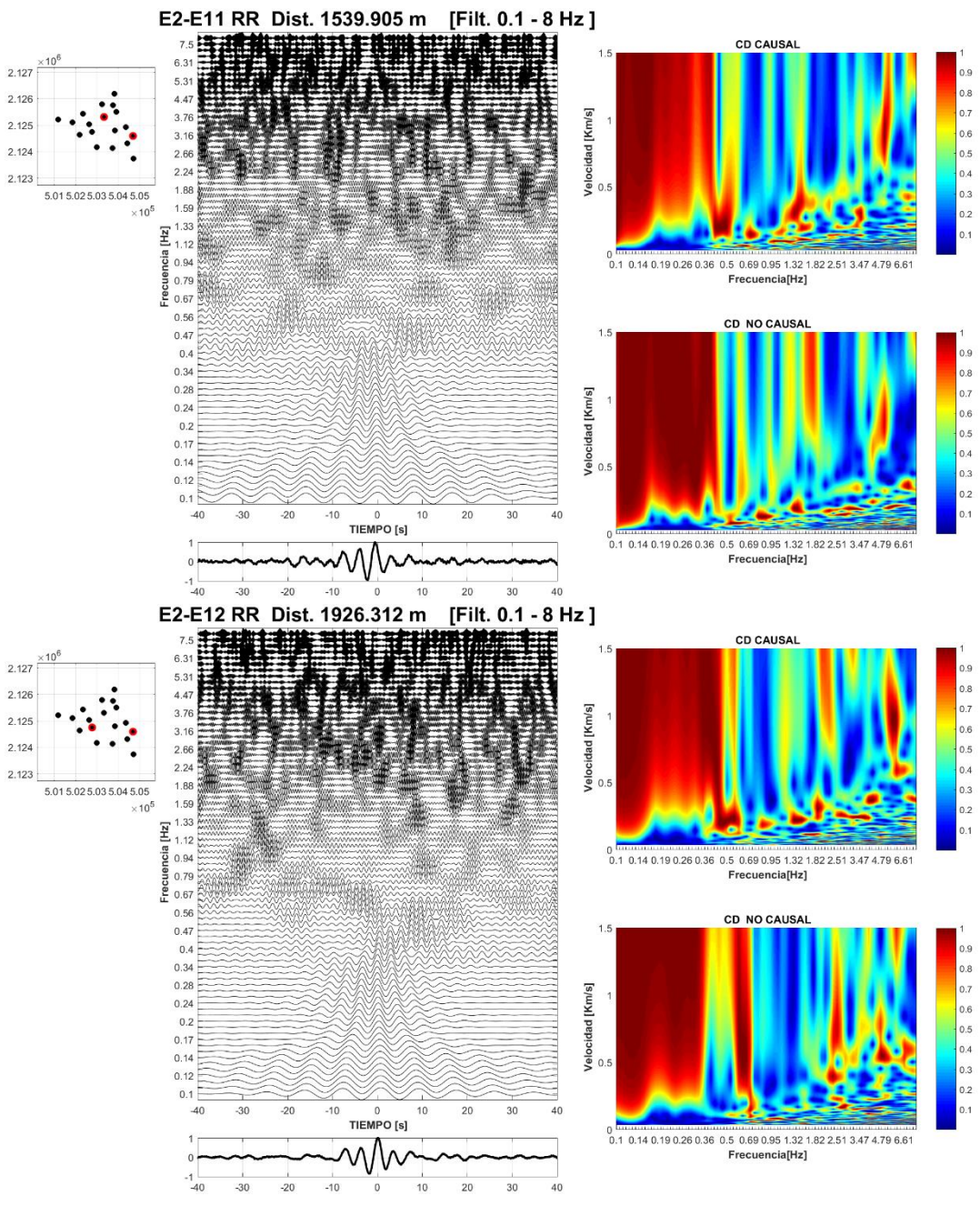


Figura 8. 10 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E2-E11 (1539 m.) y de las estaciones E2-E12(1926 m.)

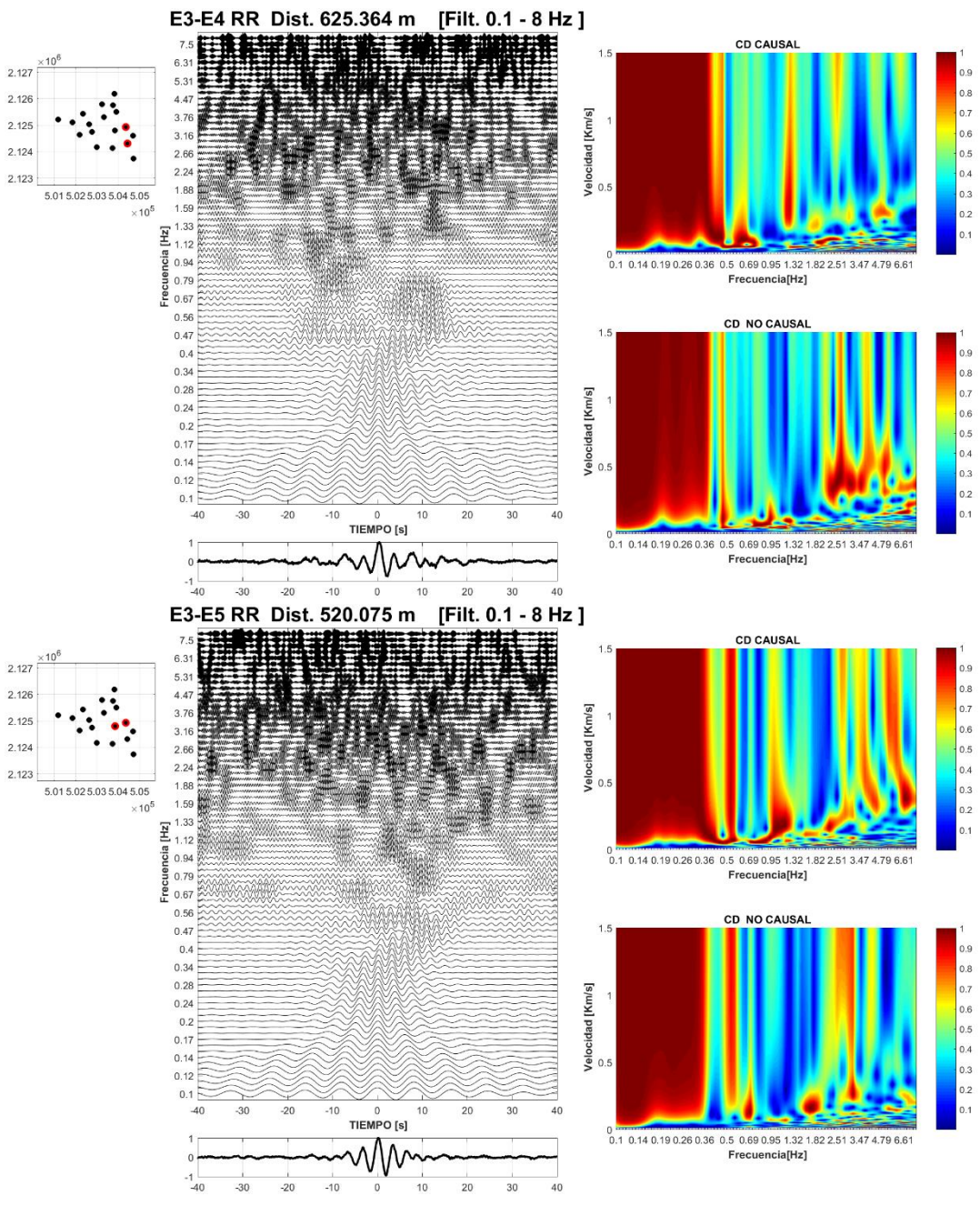


Figura 8. 11 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E3-E4 (625 m.) y de las estaciones E3-E5(520 m.)

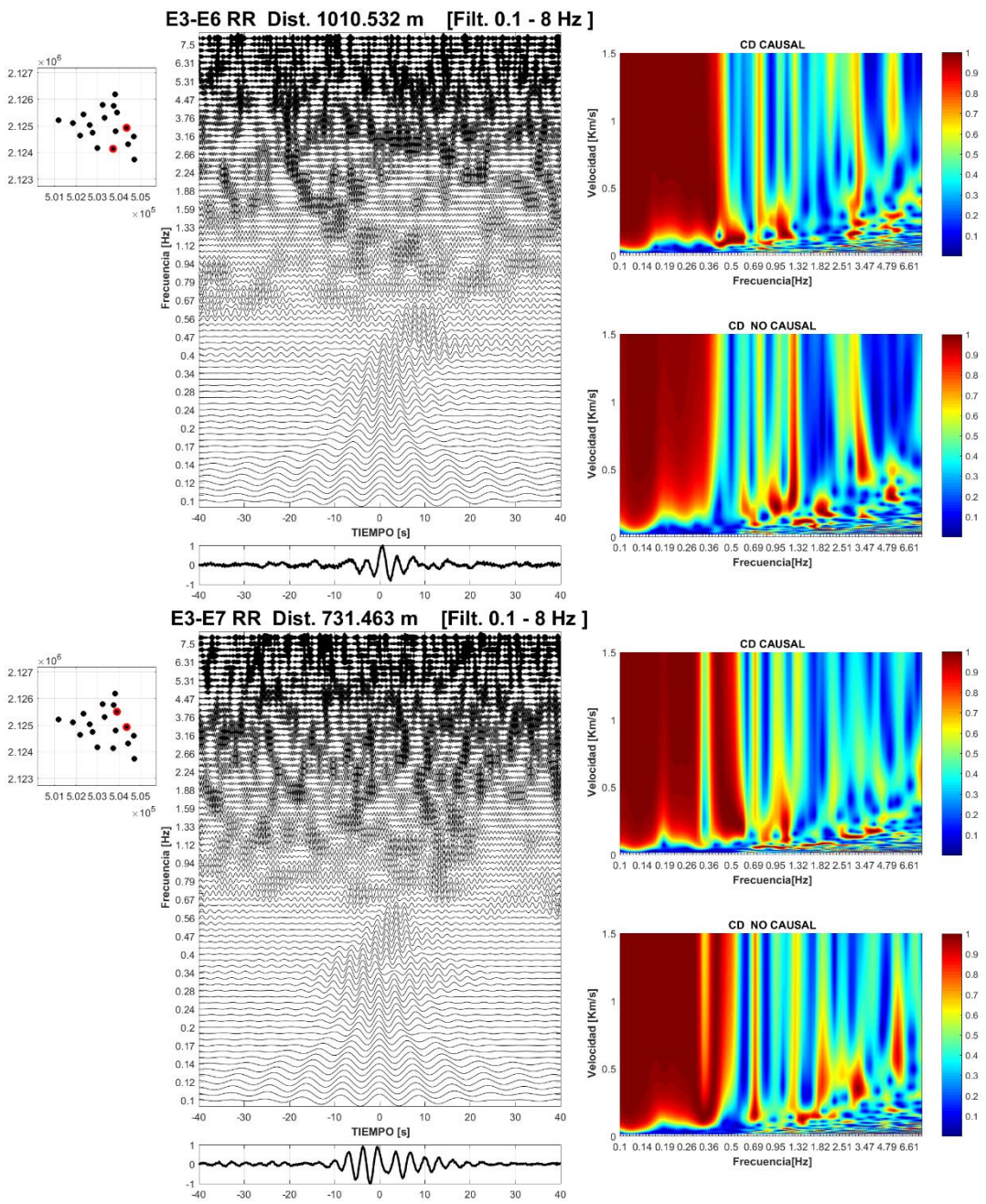


Figura 8. 12 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E3-E6 (625 m.) y de las estaciones E3-E7(731 m.)

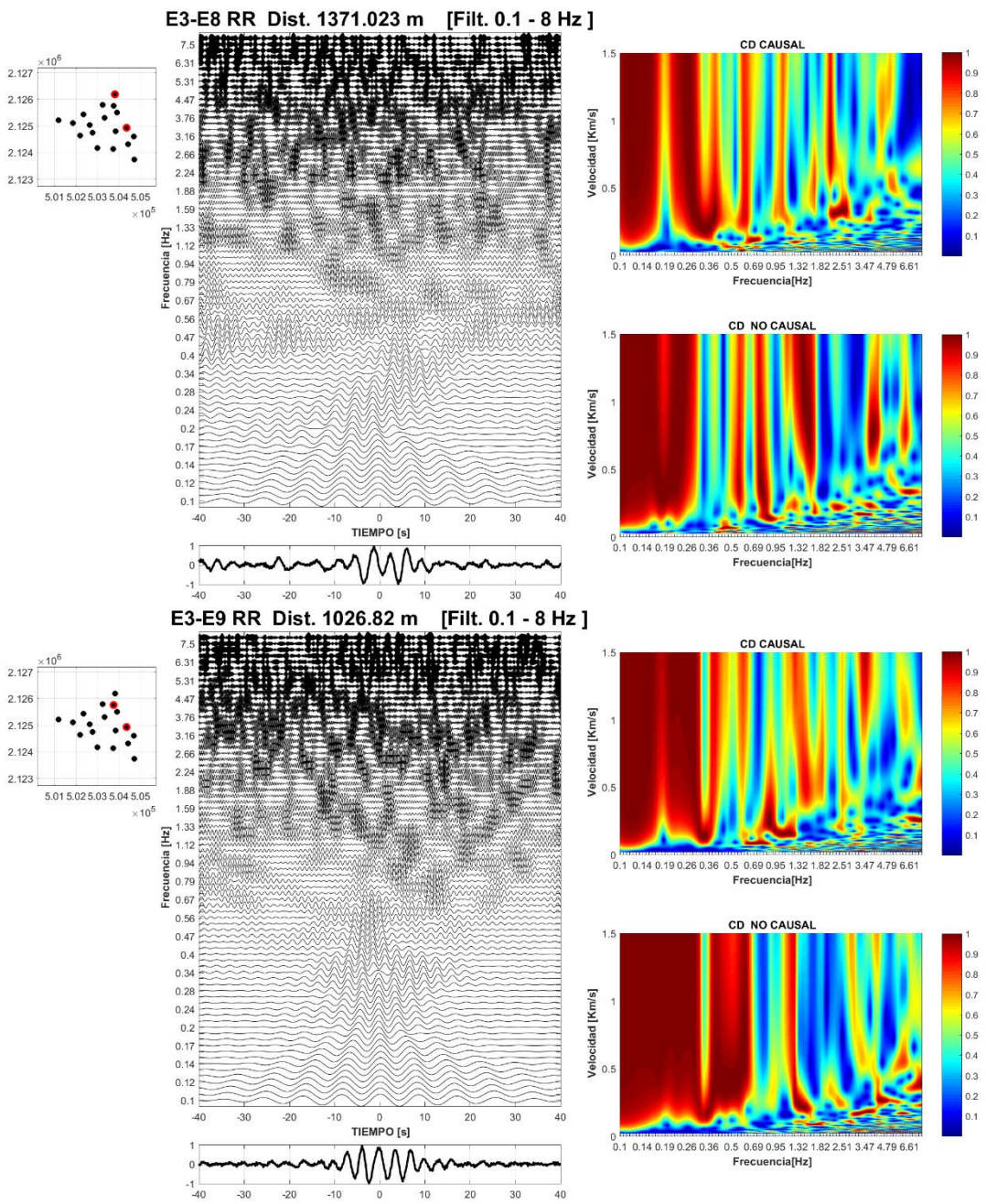


Figura 8. 13 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E3-E8 (1371 m.) y de las estaciones E3-E9(1026 m.)

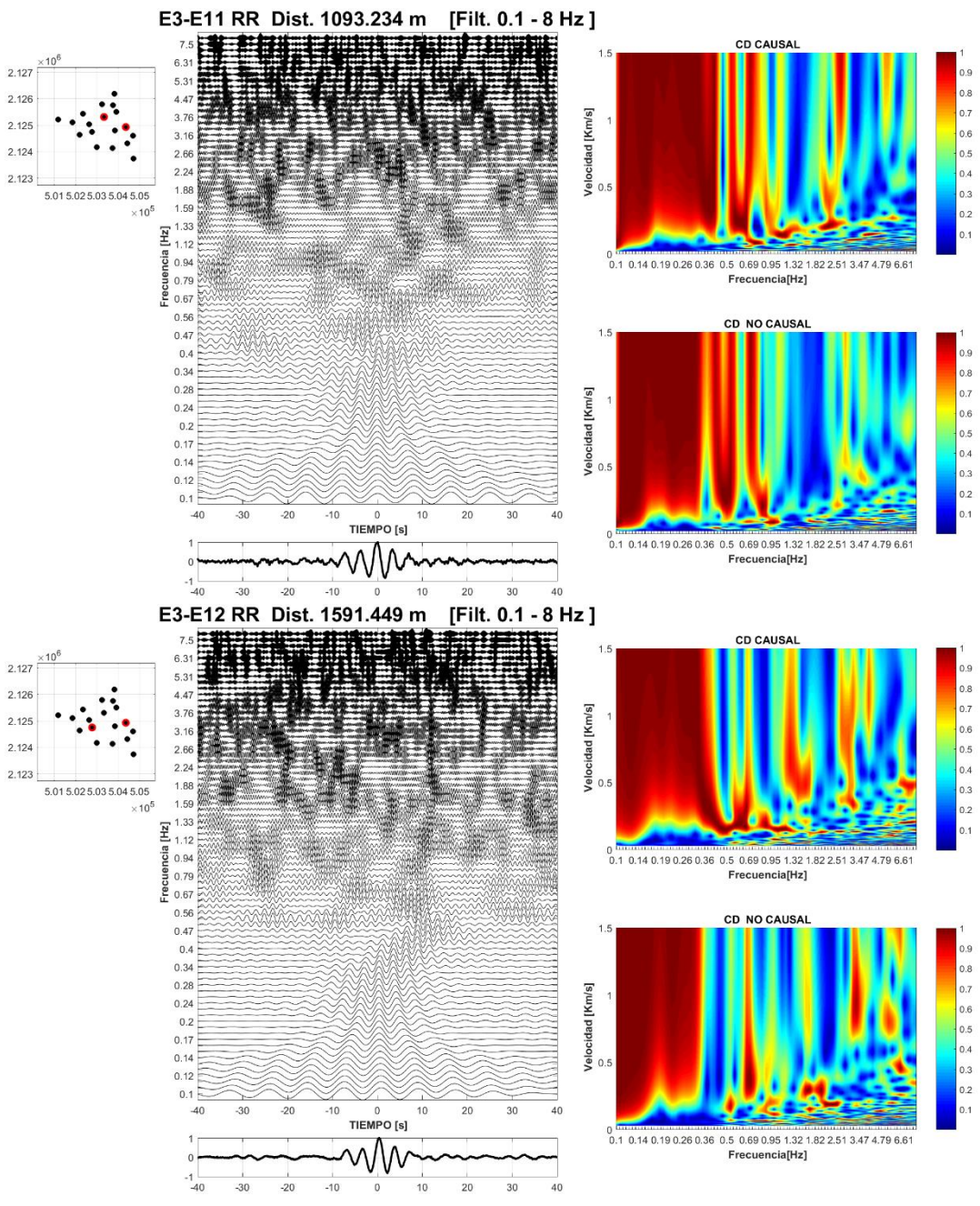


Figura 8. 14 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E3-E11 (1093 m.) y de las estaciones E3-E12(1591 m.)

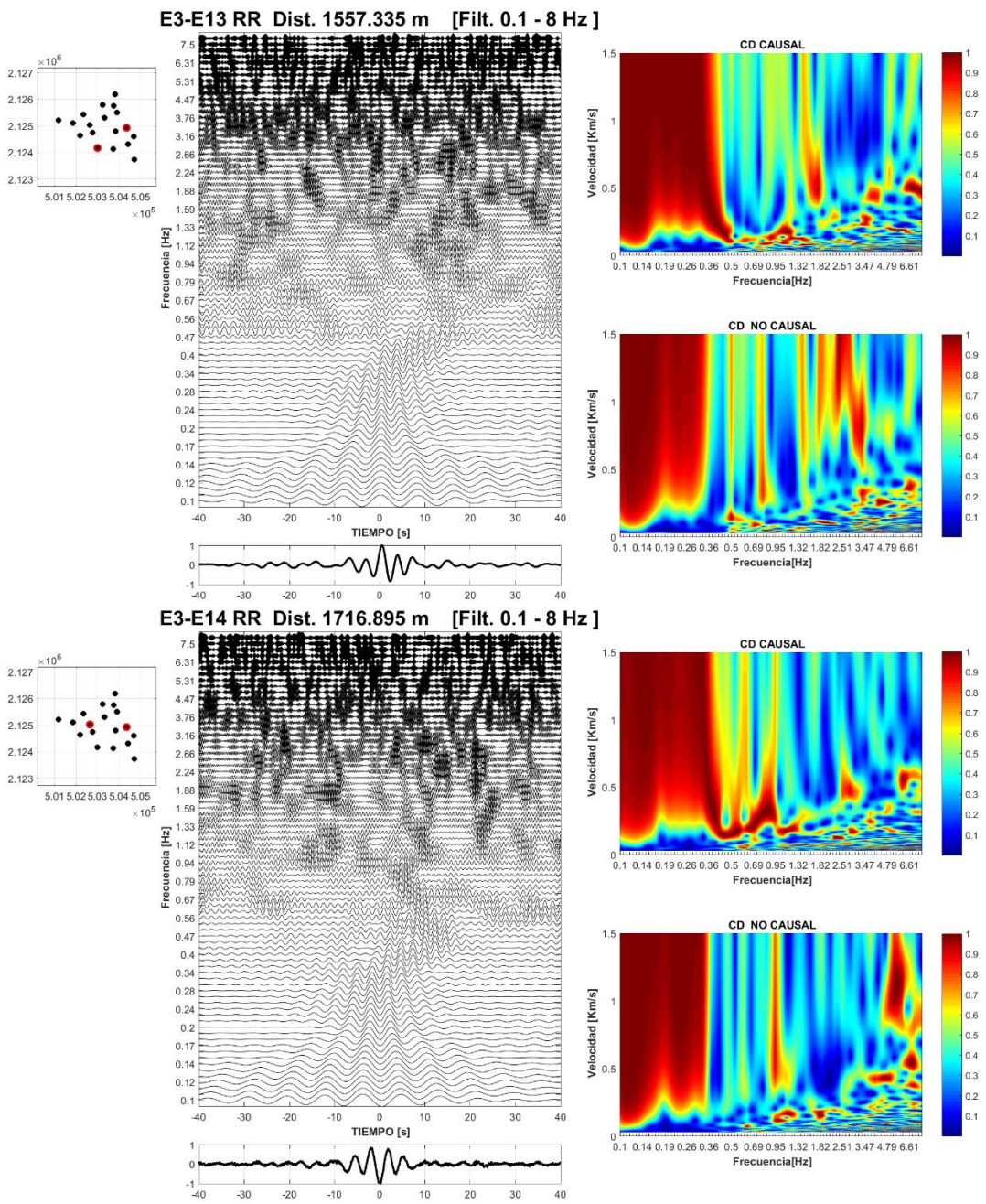


Figura 8. 15 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E3-E13 (1557 m.) y de las estaciones E3-E14(1716 m.)

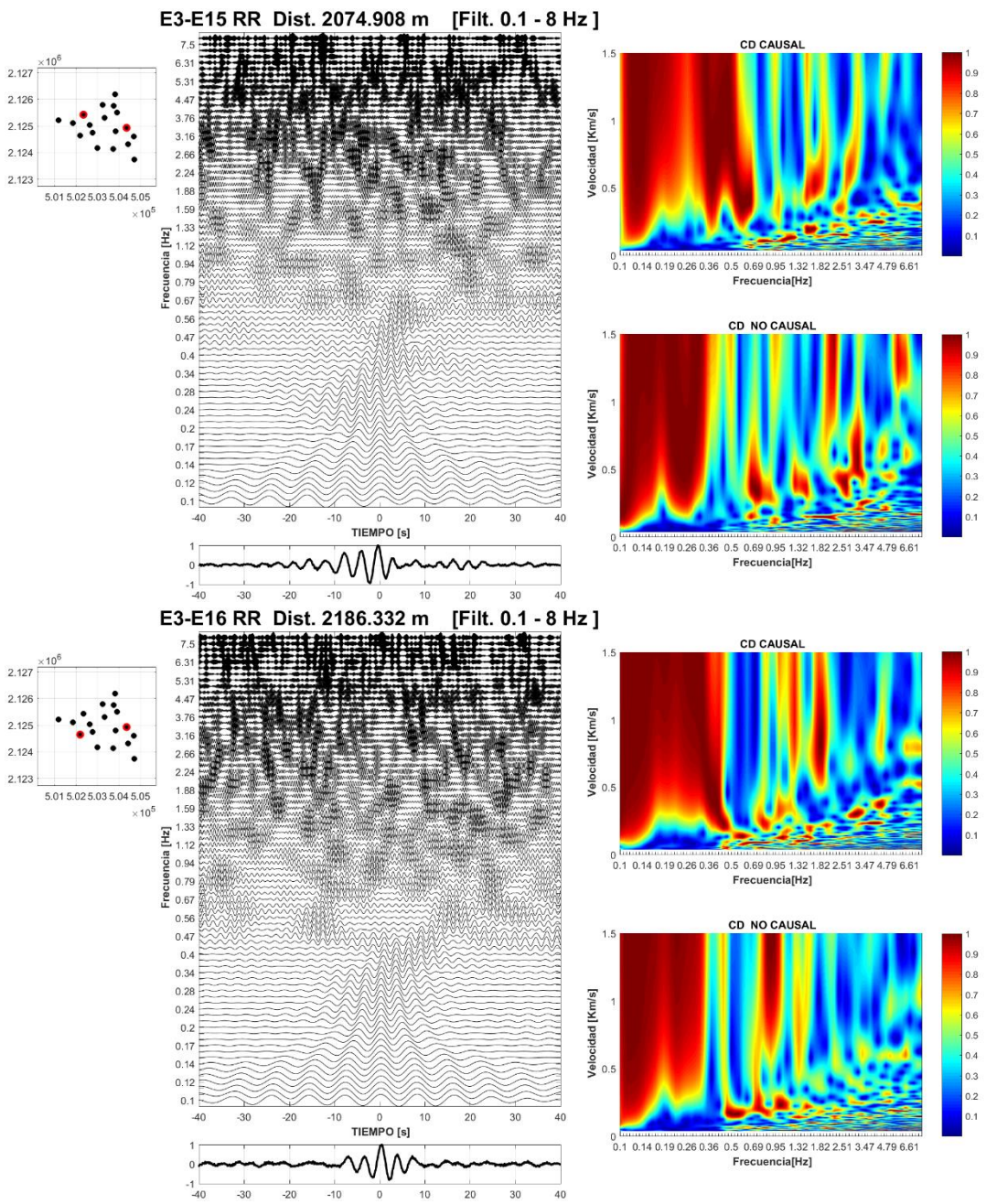


Figura 8. 16 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E3-E15 (2074 m.) y de las estaciones E3-E16(2186 m.)

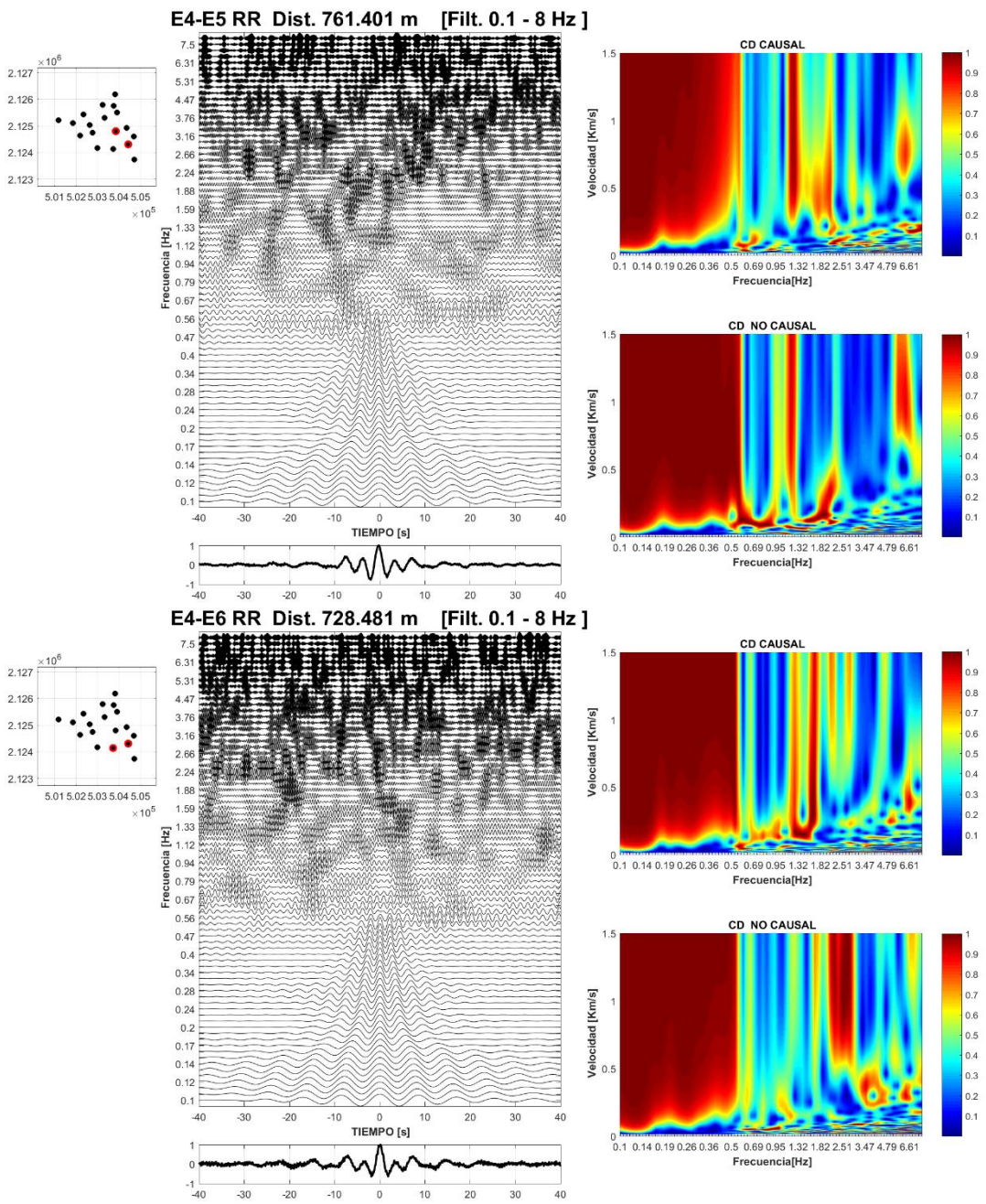


Figura 8. 17 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E4-E5 (761 m.) y de las estaciones E4-E6(728 m.)

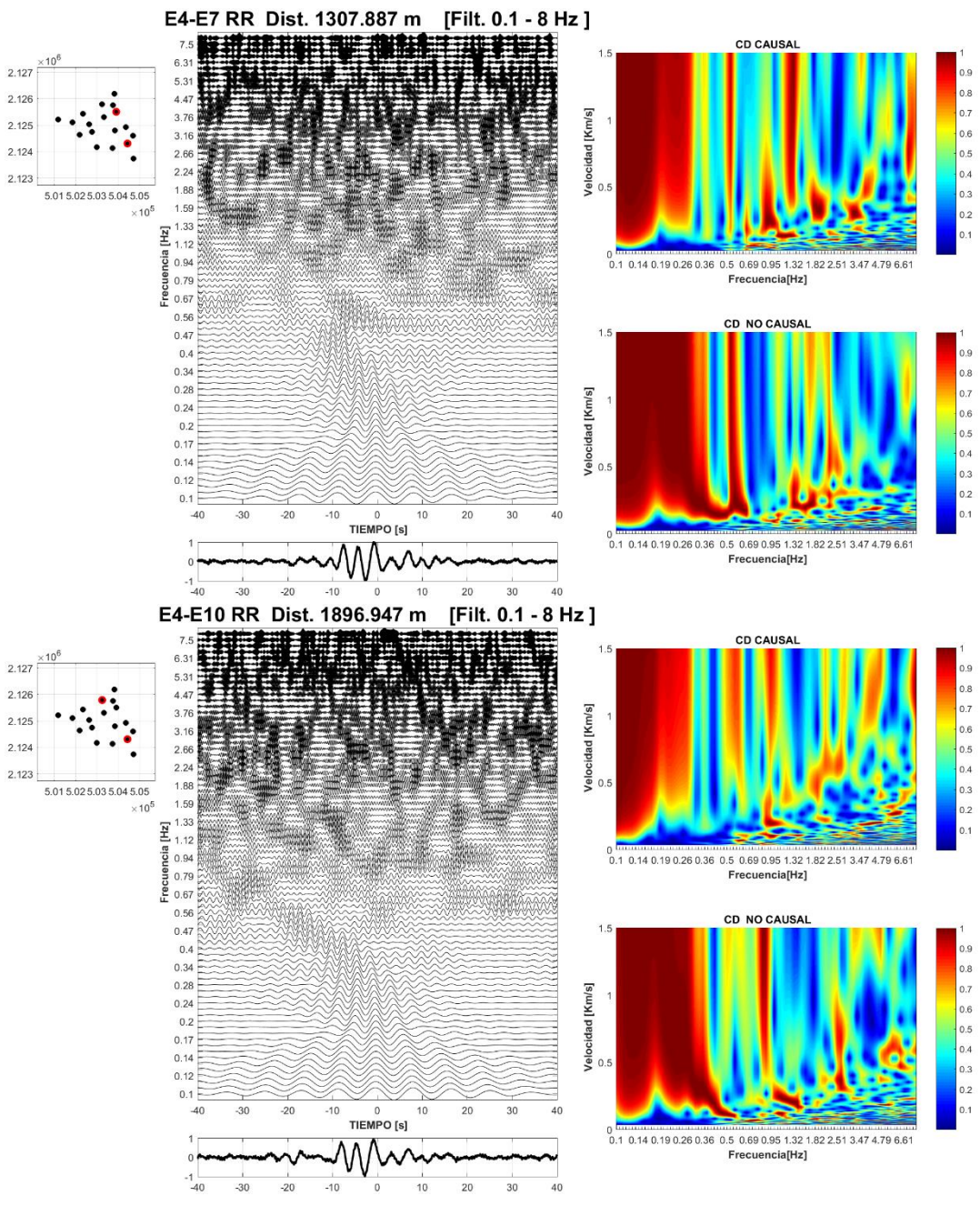


Figura 8. 18 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E4-E7 (1307 m.) y de las estaciones E4-E10(1896 m.)

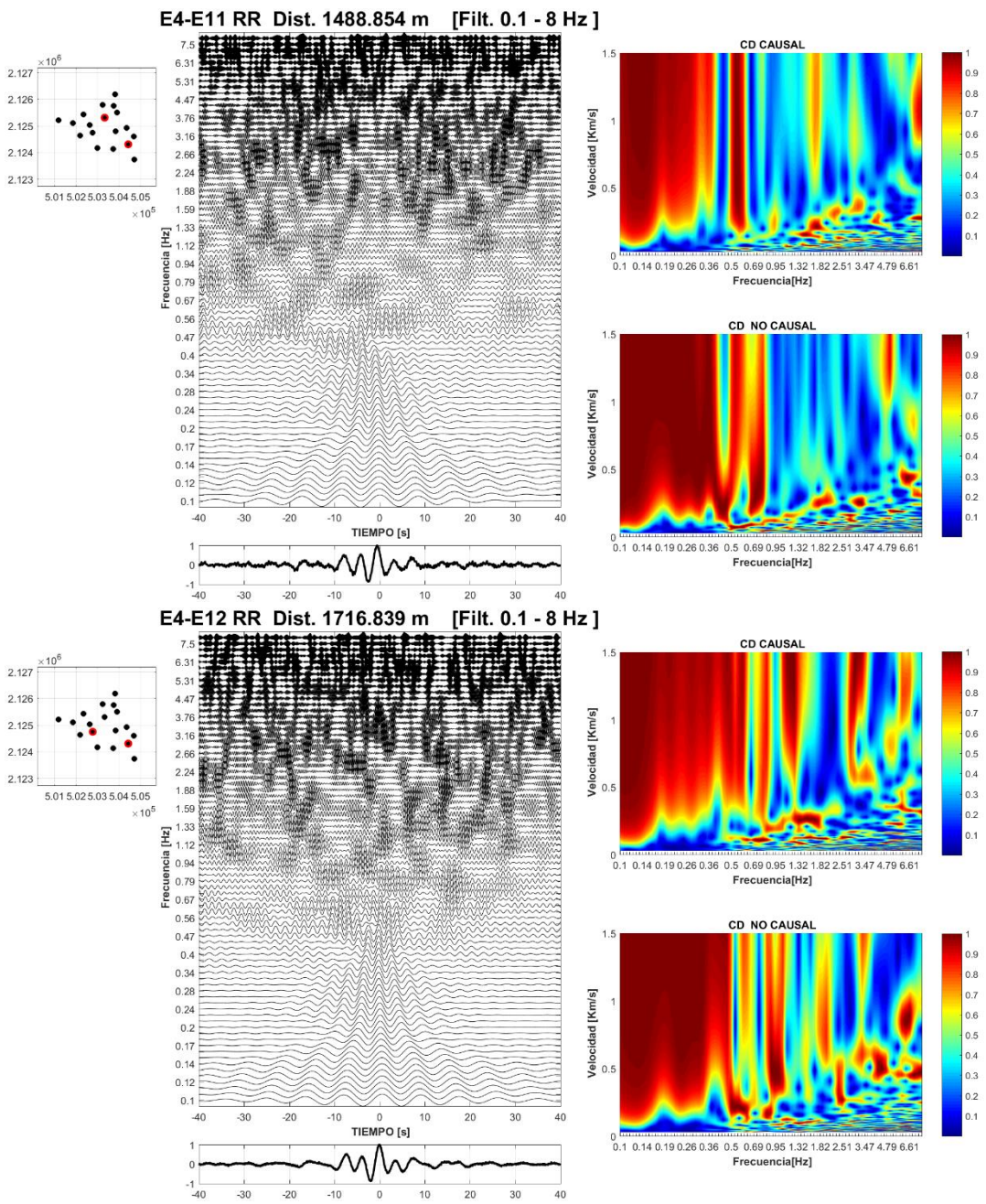


Figura 8. 19 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E4-E11 (1488 m.) y de las estaciones E4-E12(1716 m.)

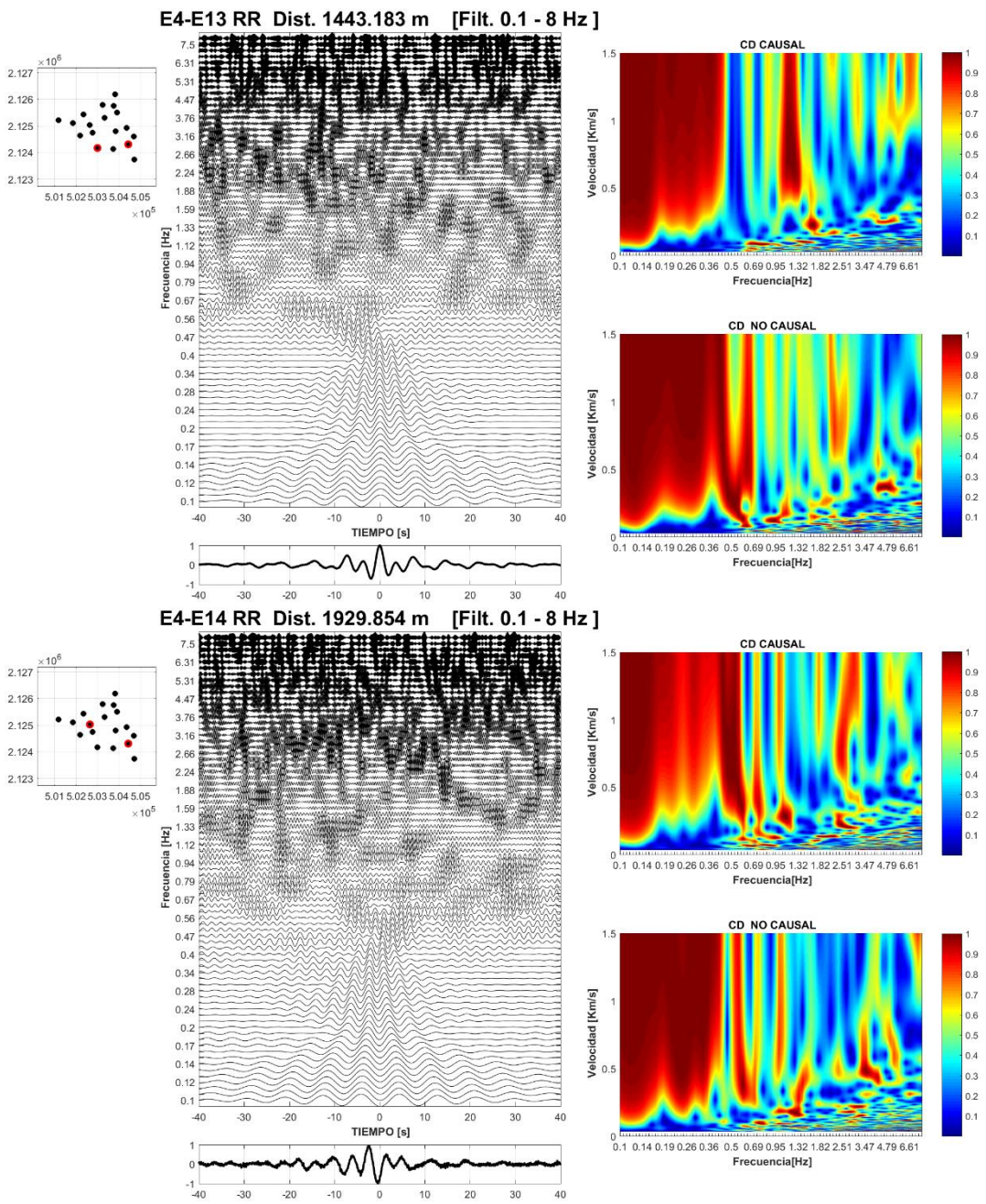


Figura 8. 20 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E4-E13 (1443 m.) y de las estaciones E4-E14(1929 m.)

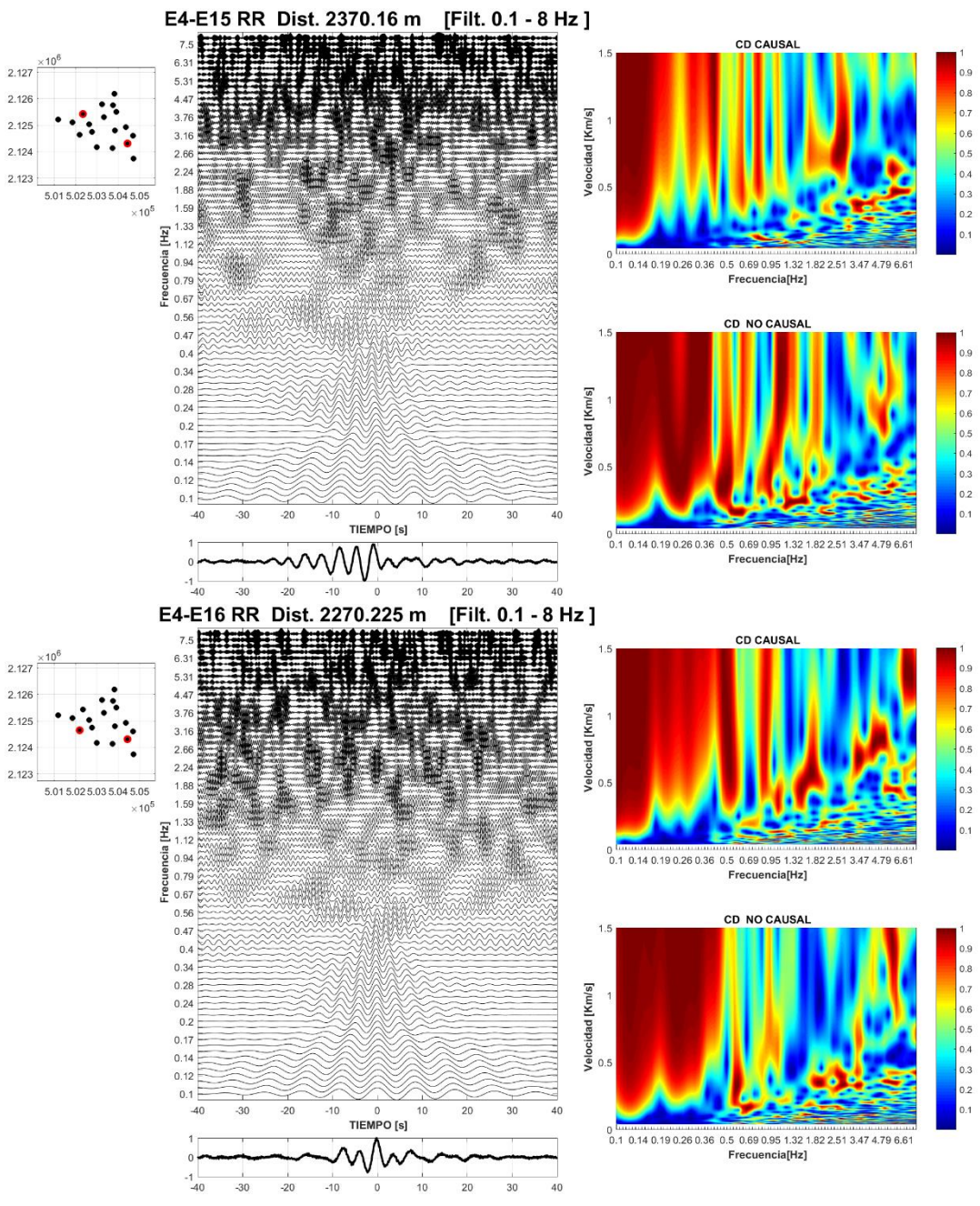


Figura 8. 21 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E4-E15 (2370 m.) y de las estaciones E4-E16(2270 m.)

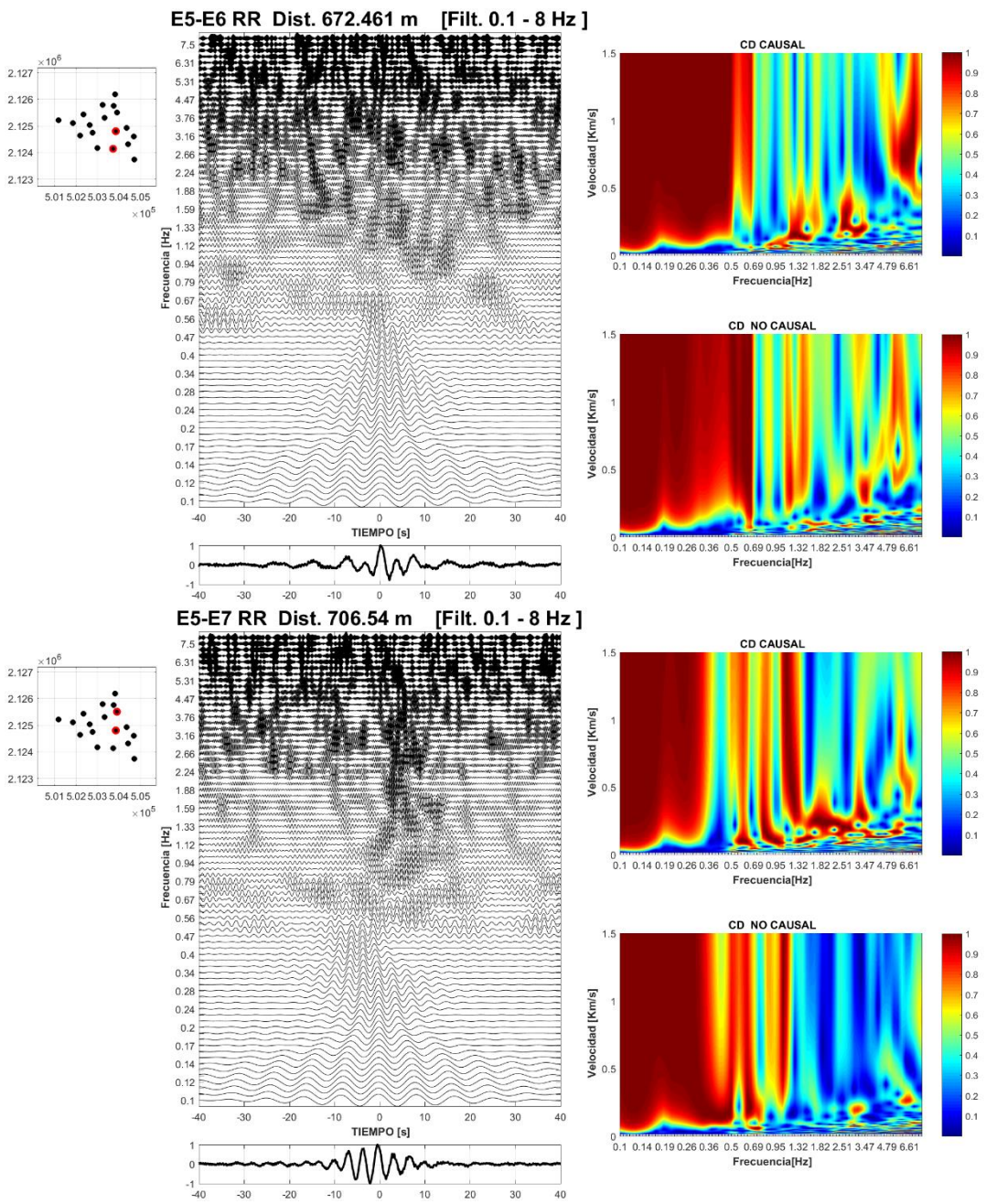


Figura 8. 22 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E5-E6 (672 m.) y de las estaciones E5-E7(706 m.)

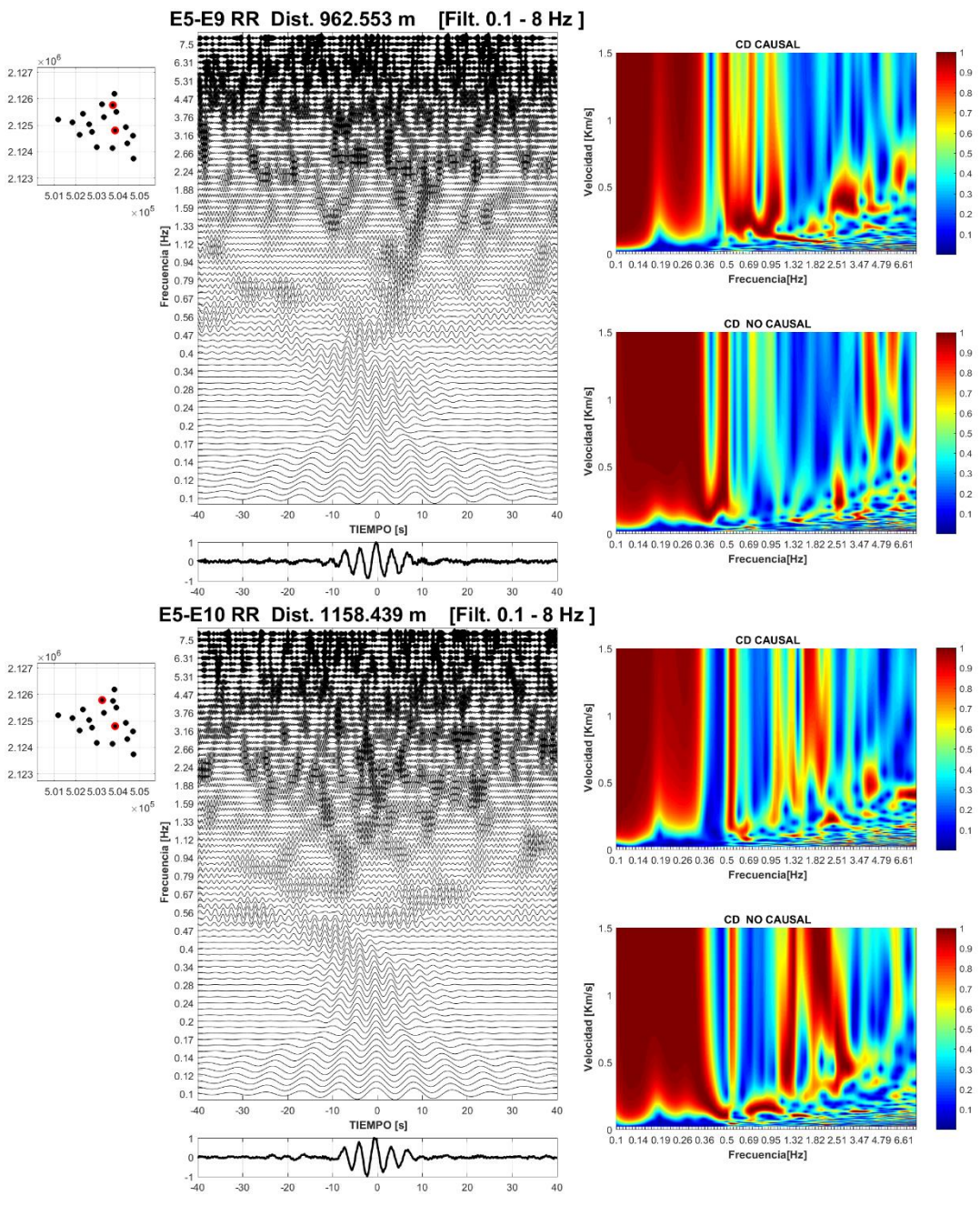


Figura 8. 23 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E5-E9 (962 m.) y de las estaciones E5-E10(1158 m.)

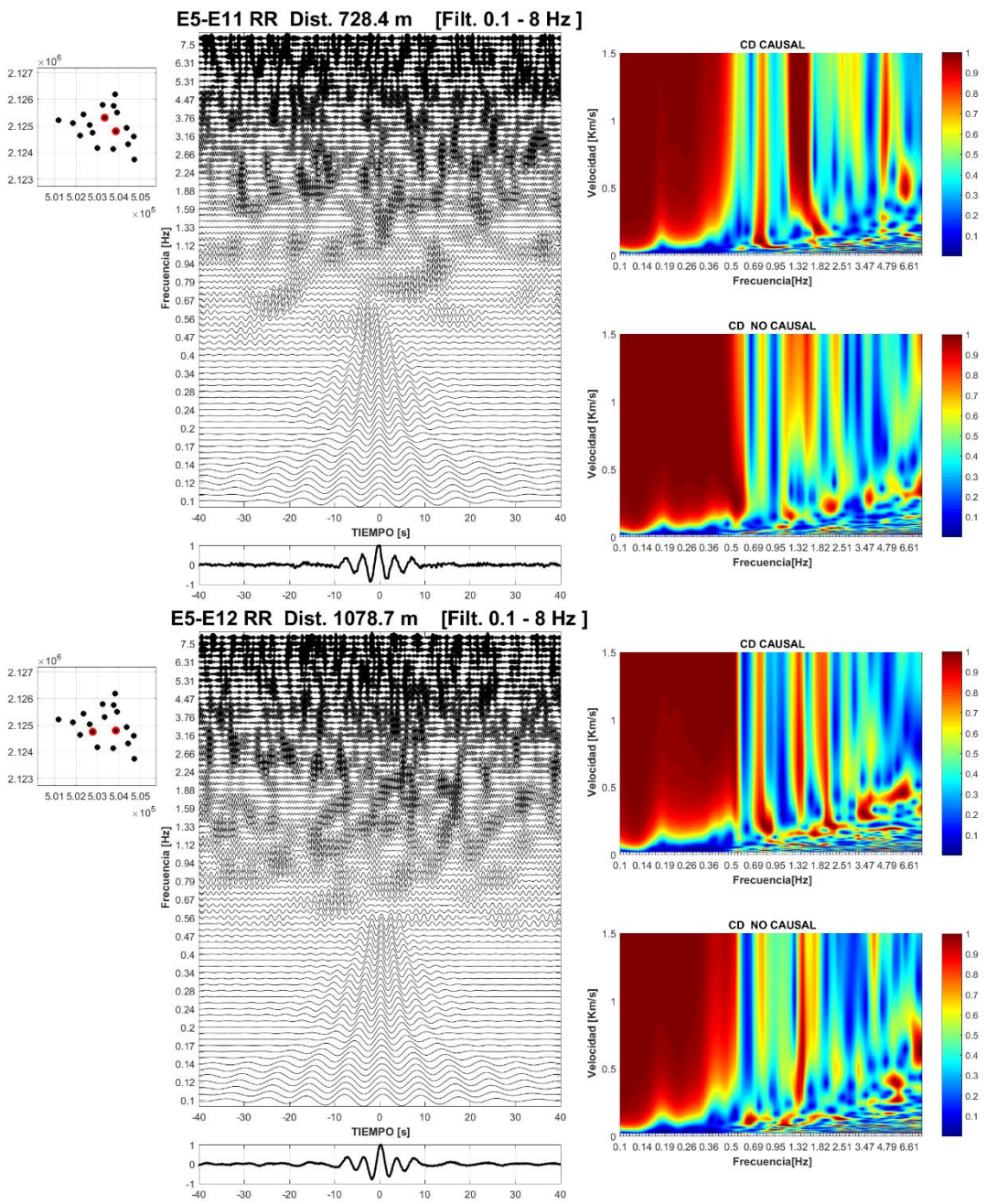


Figura 8. 24 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E5-E11 (728 m.) y de las estaciones E5-E12(1078 m.)

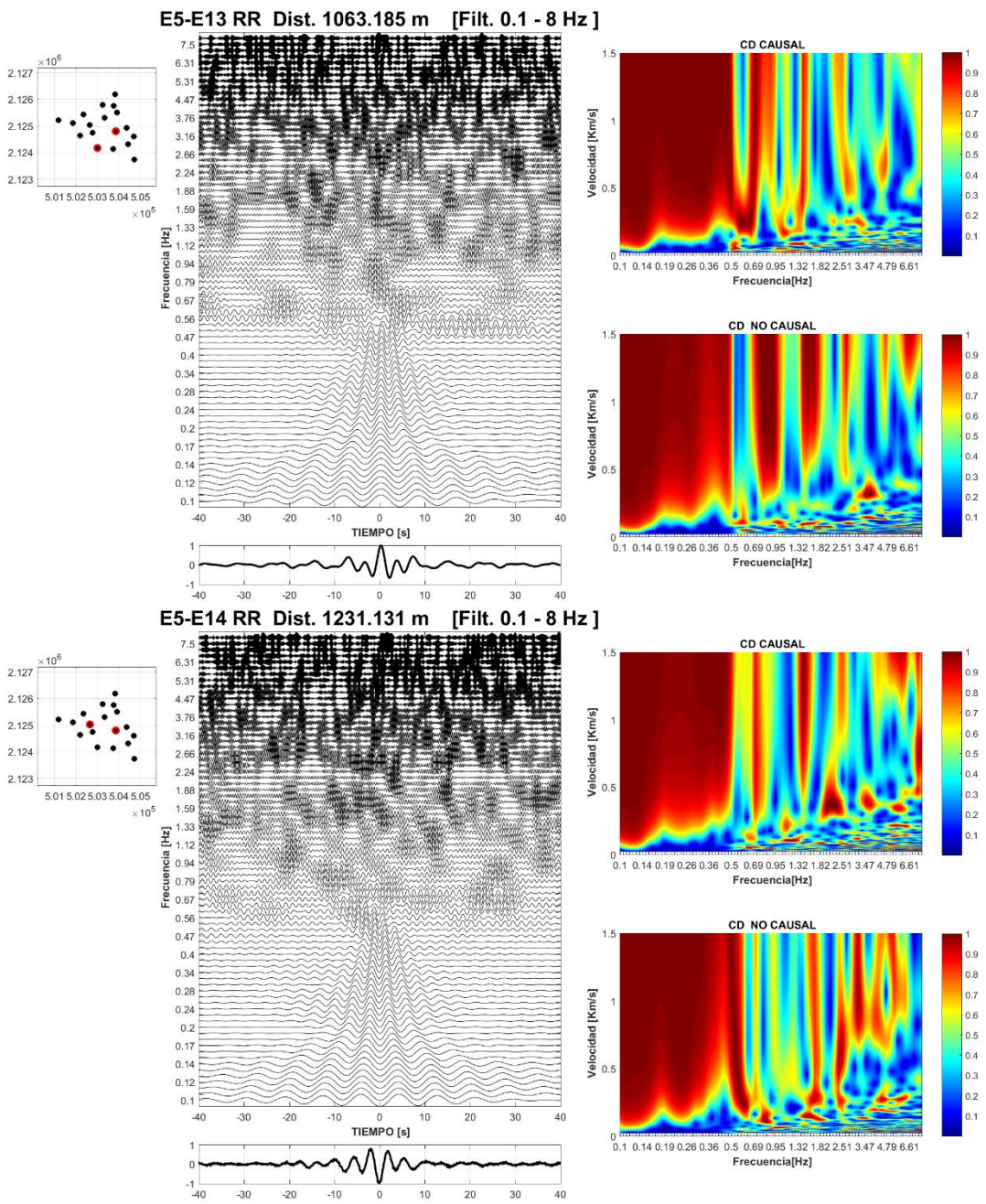


Figura 8. 25 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E5-E13 (1063 m.) y de las estaciones E5-E14(1231 m.)

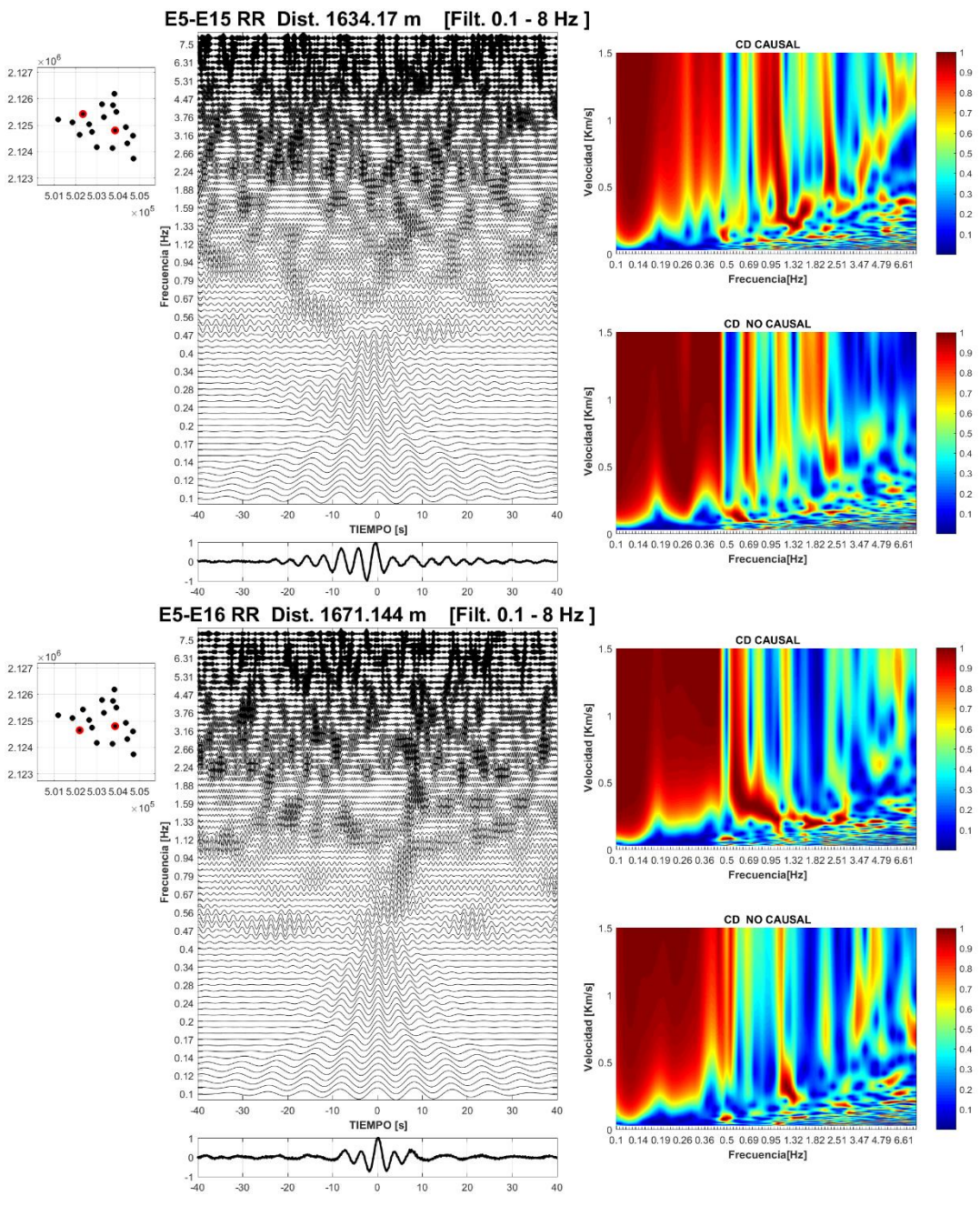


Figura 8. 26 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E5-E15 (1634 m.) y de las estaciones E5-E16(1671m.)

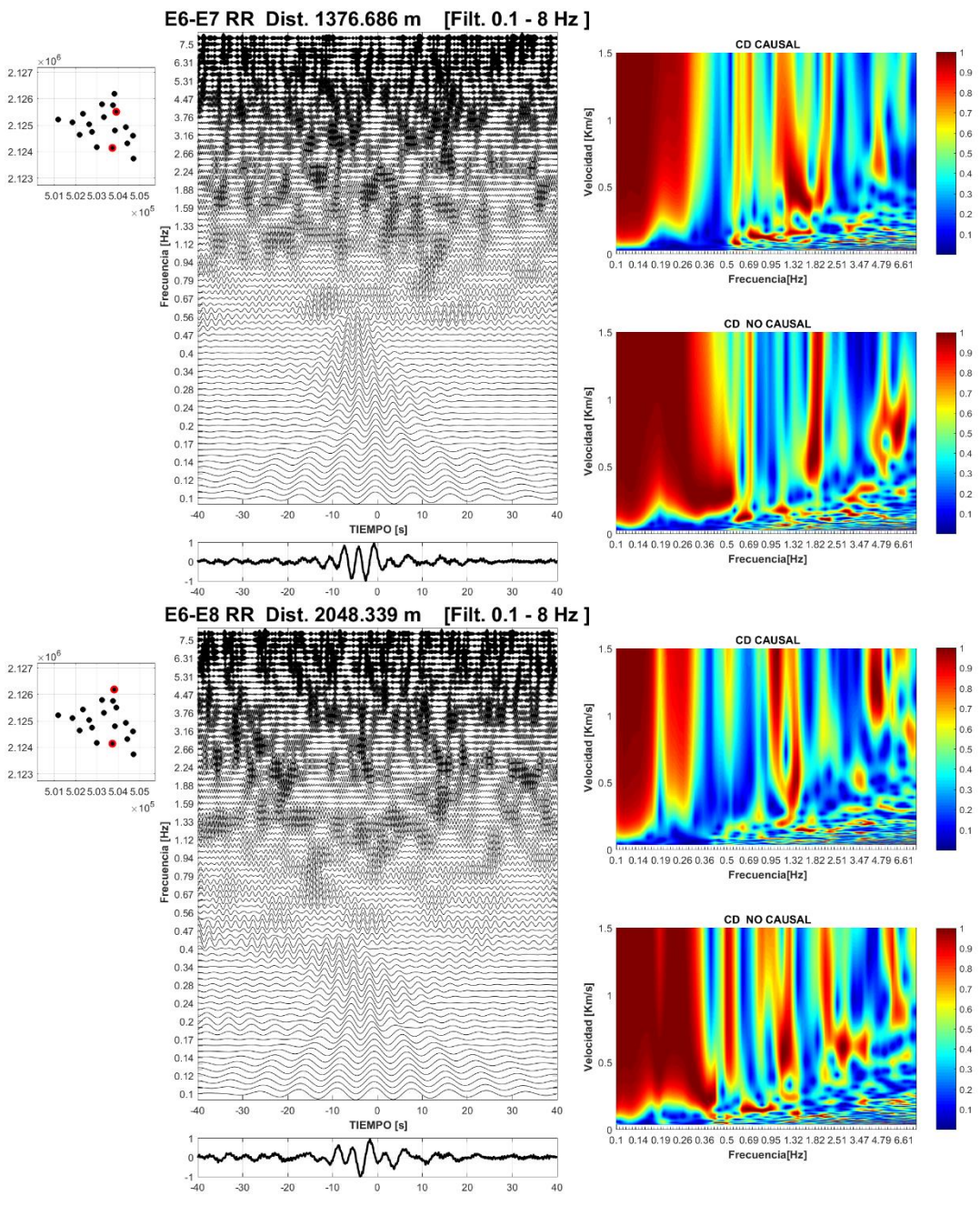


Figura 8. 27 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E6-E7 (1376 m.) y de las estaciones E6-E8(2048 m.)

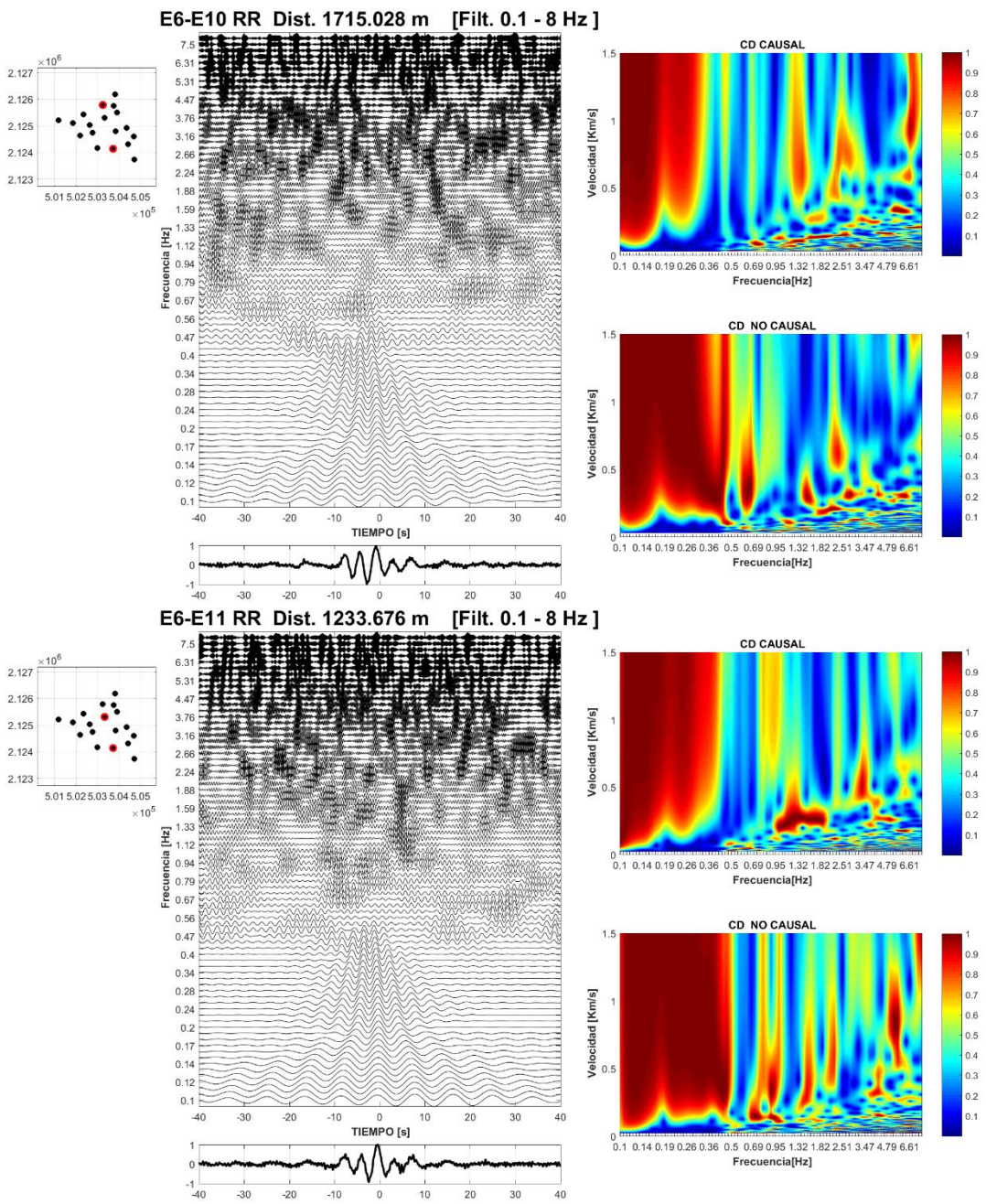


Figura 8. 28 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E6-E10 (1715 m.) y de las estaciones E6-E11(1233 m.)

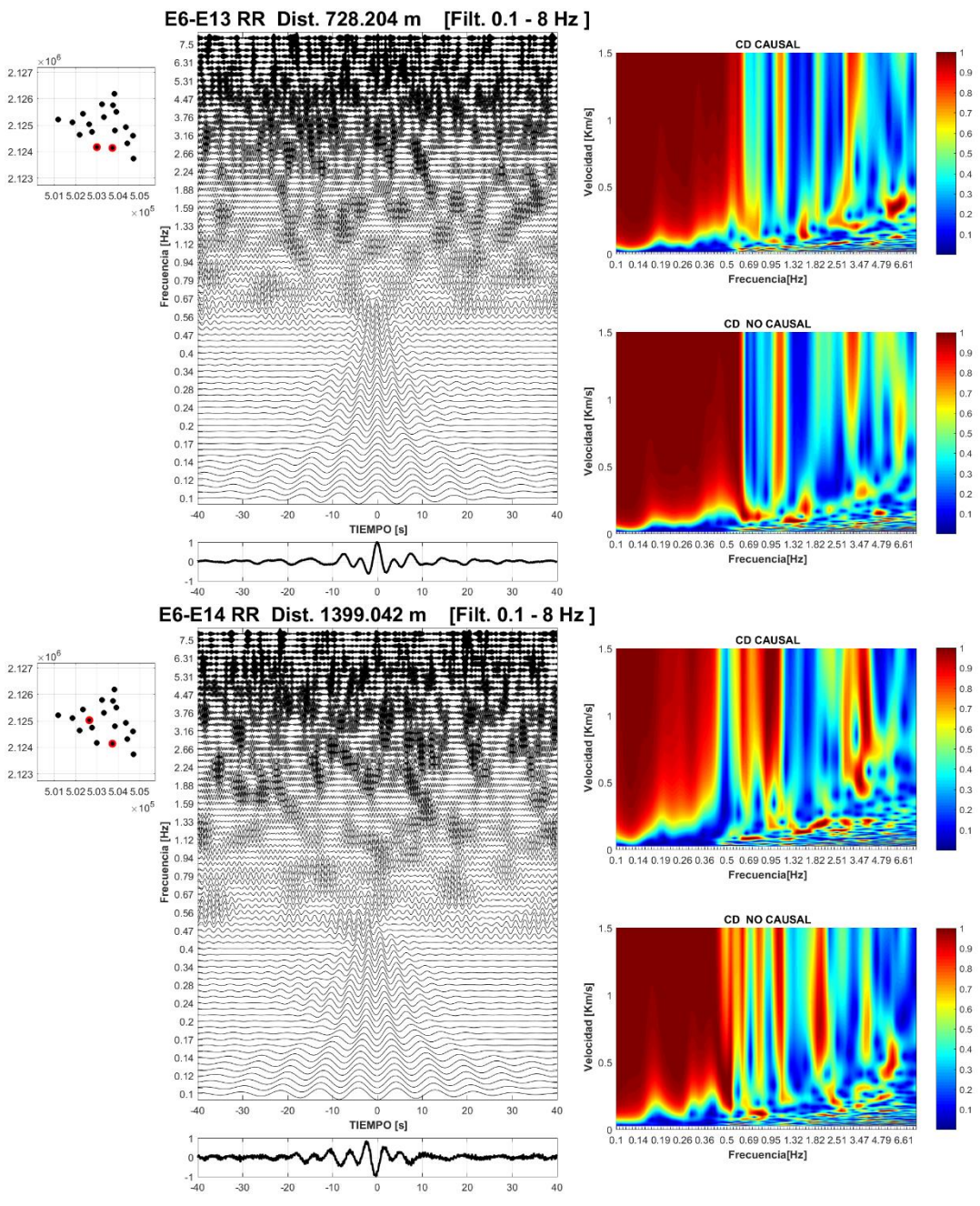


Figura 8. 29 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E6-E13 (728 m.) y de las estaciones E6-E14(1399 m.)

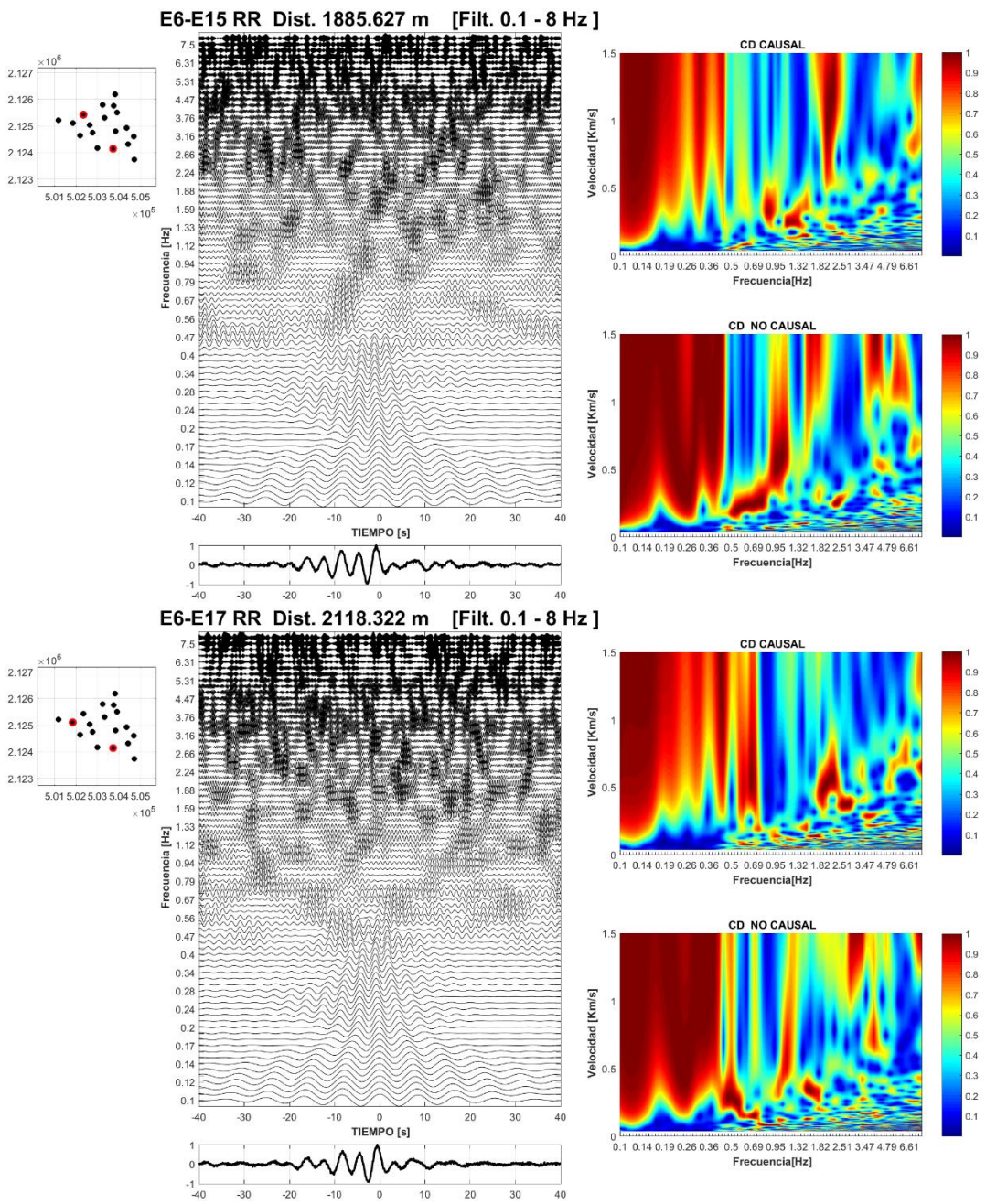


Figura 8. 30 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E6-E15 (1855 m.) y de las estaciones E6-E17(2118 m.)

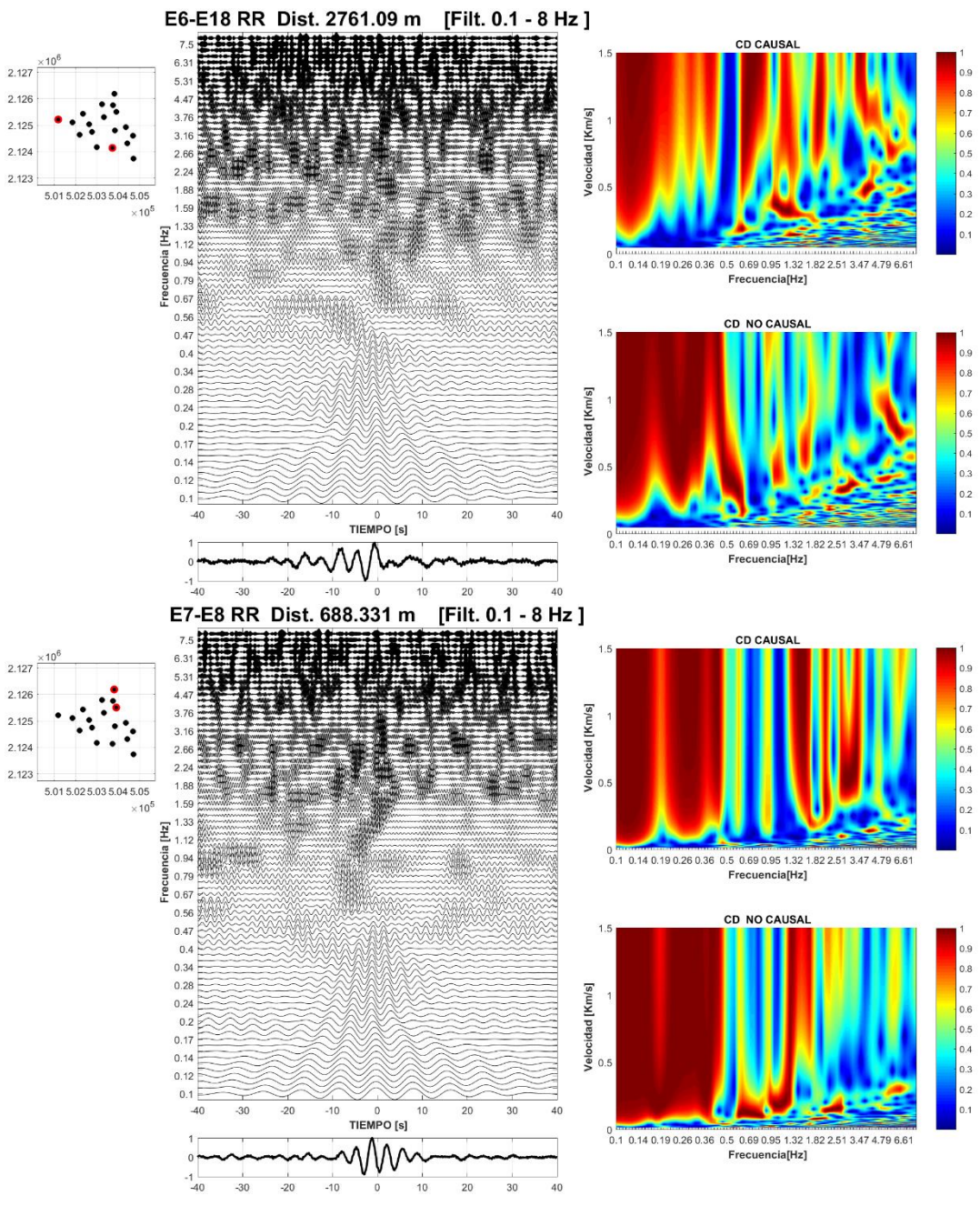


Figura 8. 31 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E6-E18 (2761 m.) y de las estaciones E7-E8(688 m.)

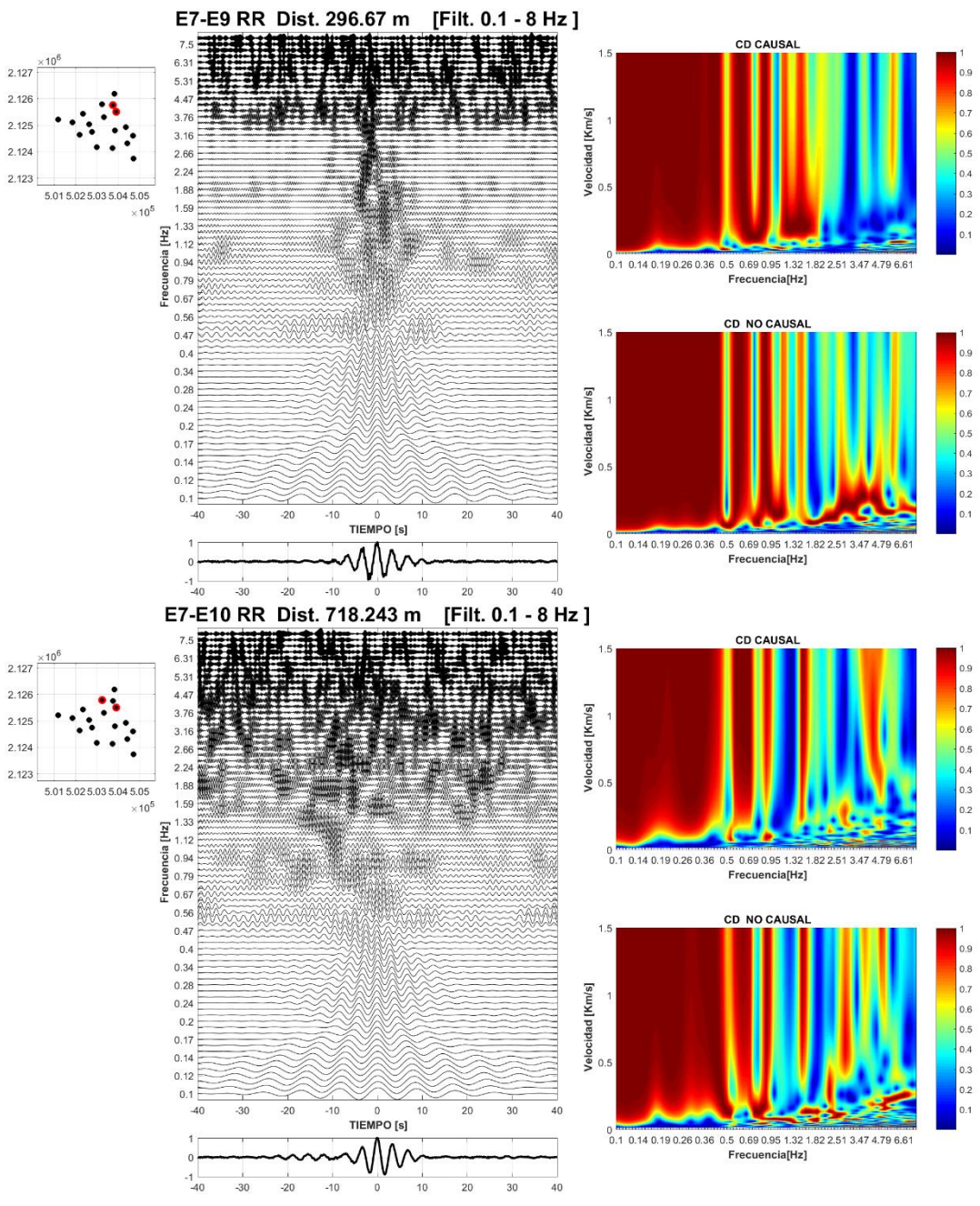


Figura 8. 32 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E7-E9 (728 m.) y de las estaciones E7-E10(718 m.)

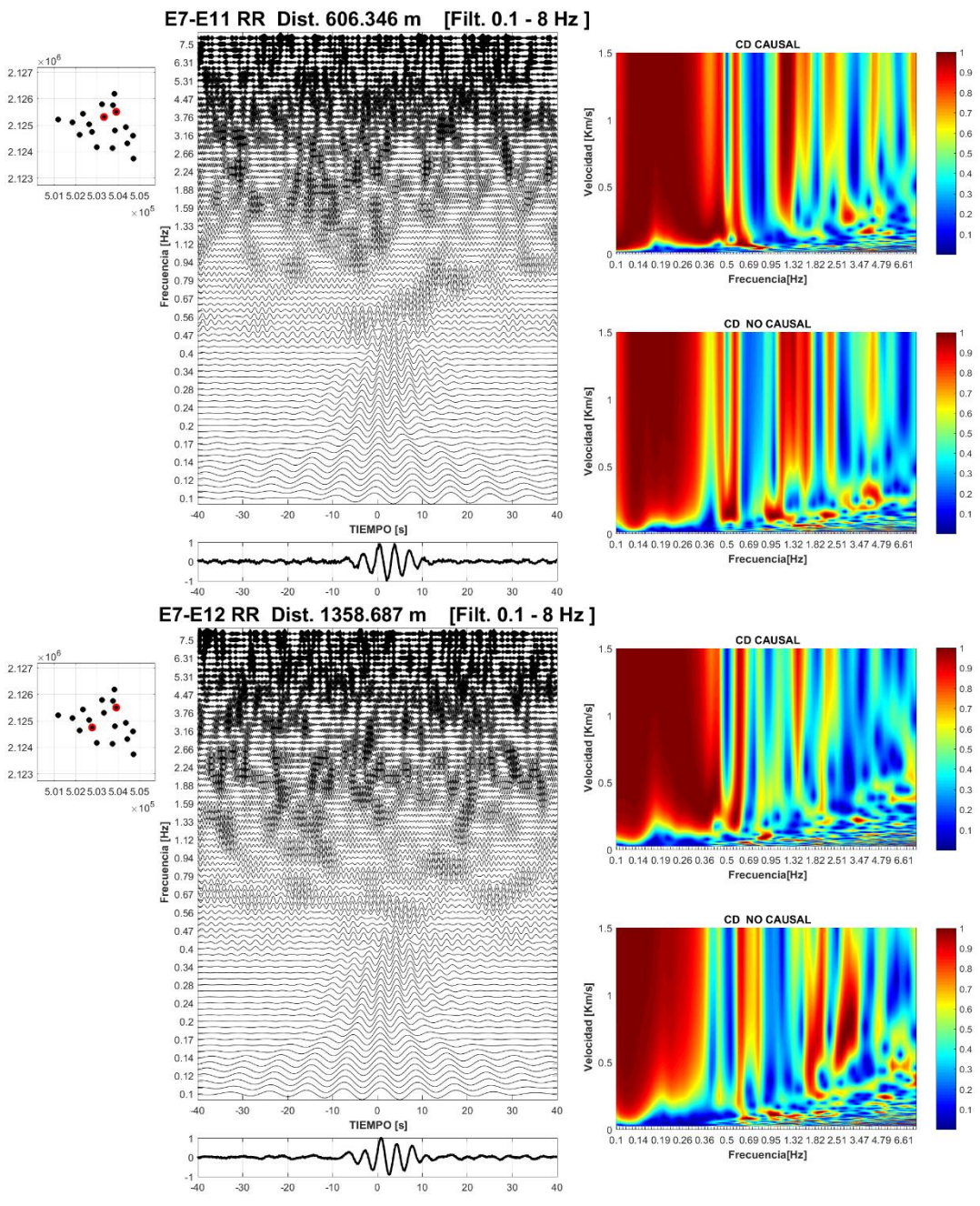


Figura 8. 33 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E7-E11 (606 m.) y de las estaciones E7-E12(1358 m.)

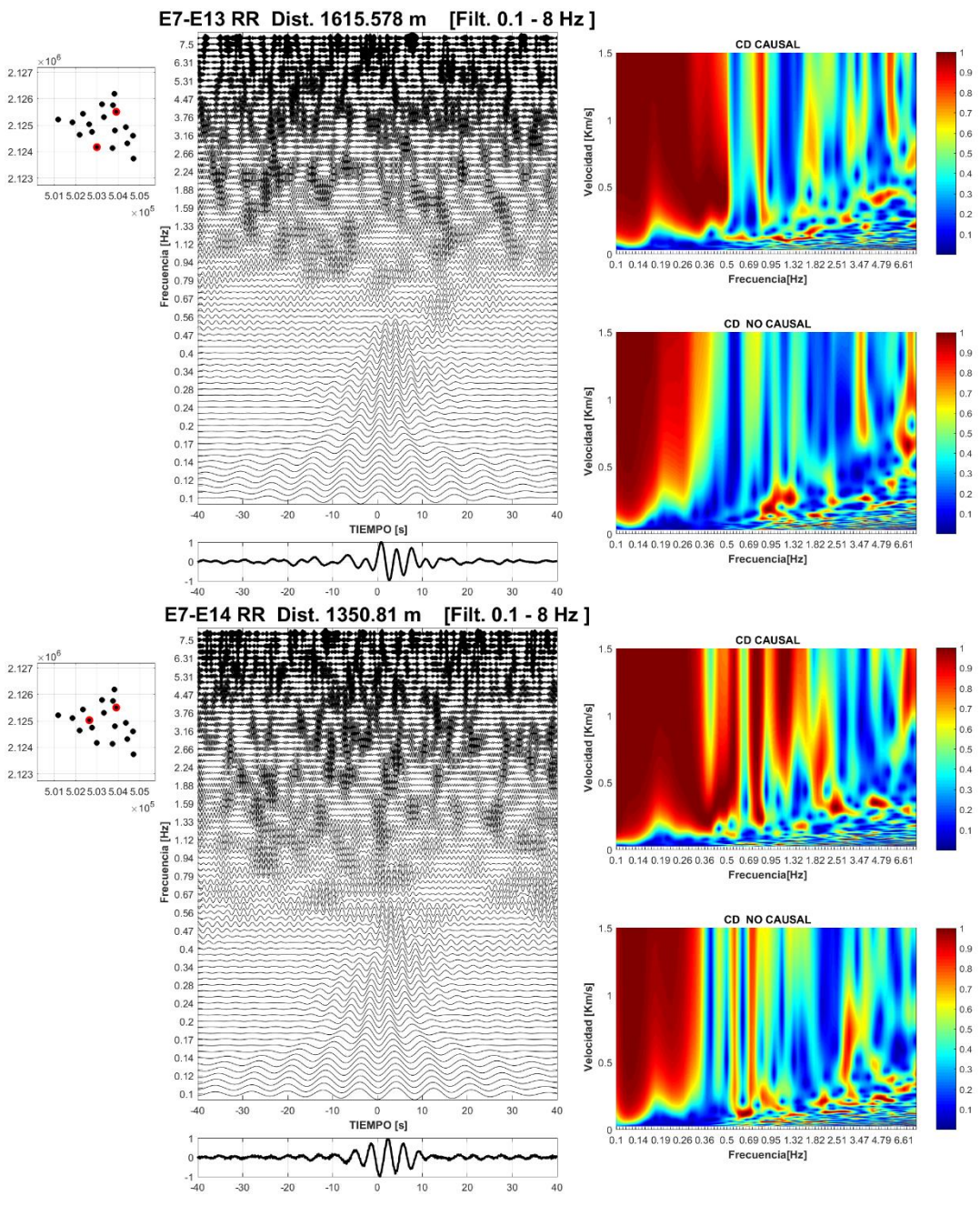


Figura 8. 34 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E7-E13 (1615 m.) y de las estaciones E7-E14(1350 m.)

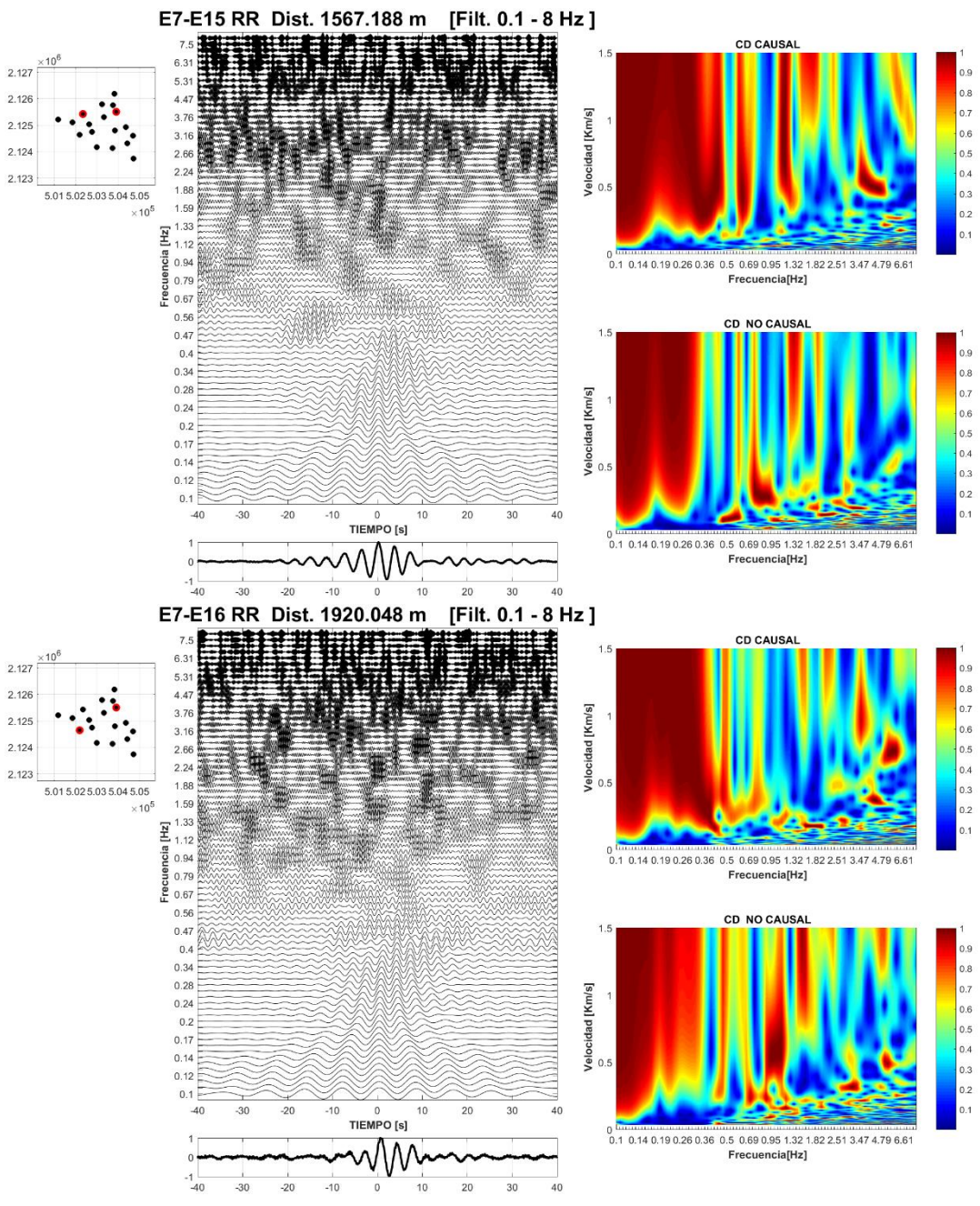


Figura 8. 35 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E7-E15 (1567 m.) y de las estaciones E7-E16(1920 m.)

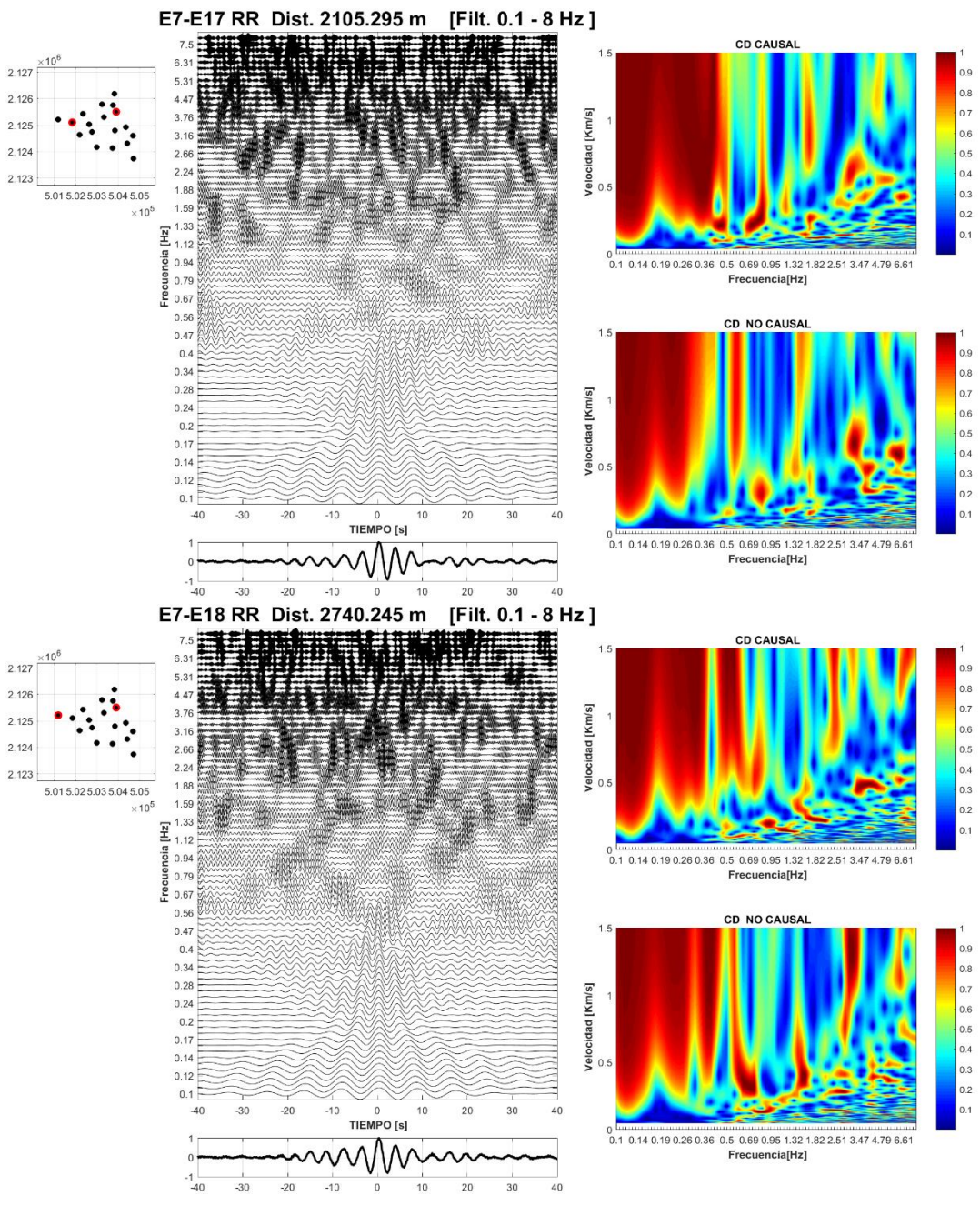


Figura 8. 36 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E7-E17 (2105 m.) y de las estaciones E7-E18(2740 m.)

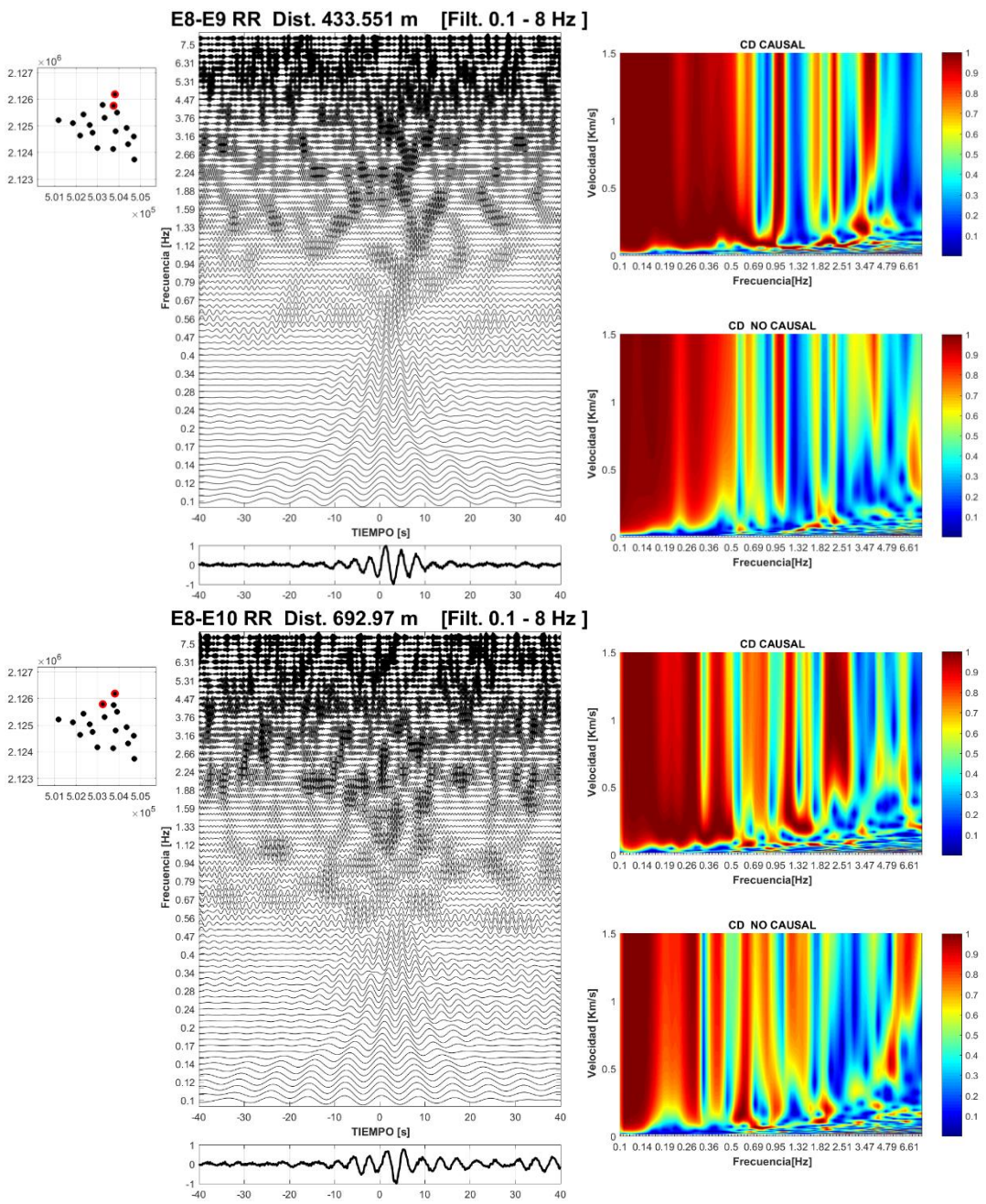


Figura 8. 37 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E8-E9 (433 m.) y de las estaciones E8-E10(692 m.)

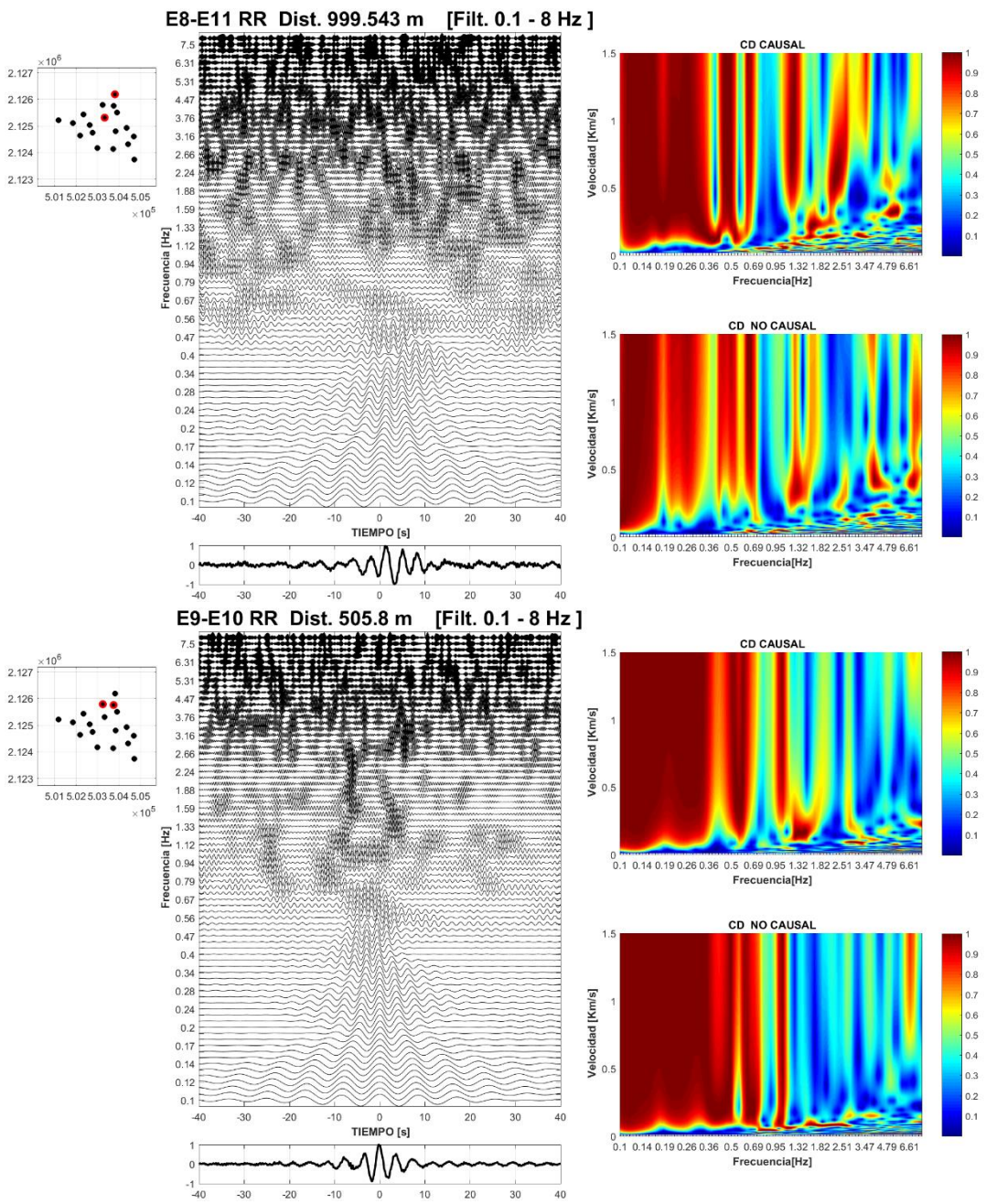


Figura 8. 38 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E8-E11 (999 m.) y de las estaciones E9-E10(505 m.)

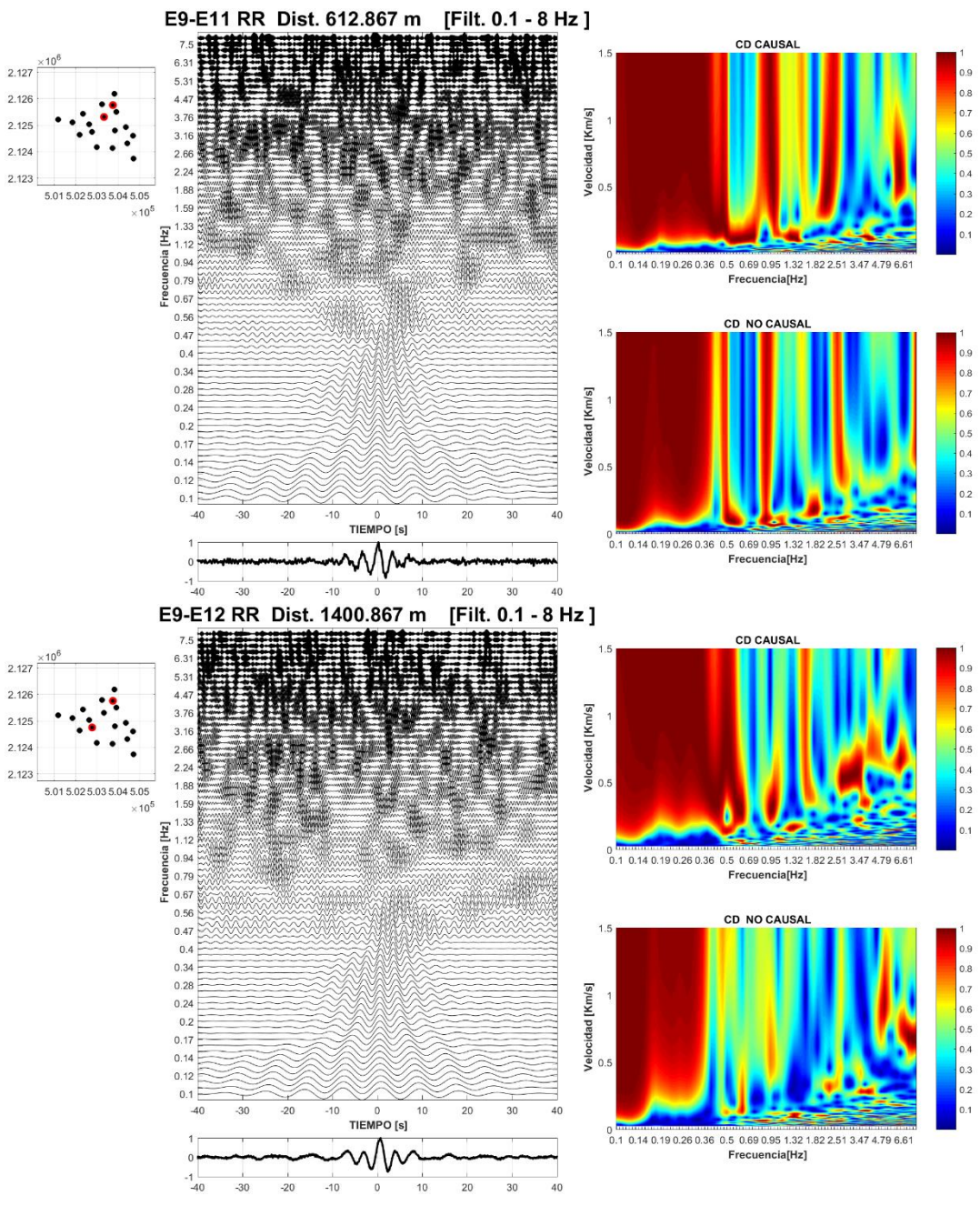


Figura 8. 39 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E9-E11 (612 m.) y de las estaciones E9-E12(1400 m.)

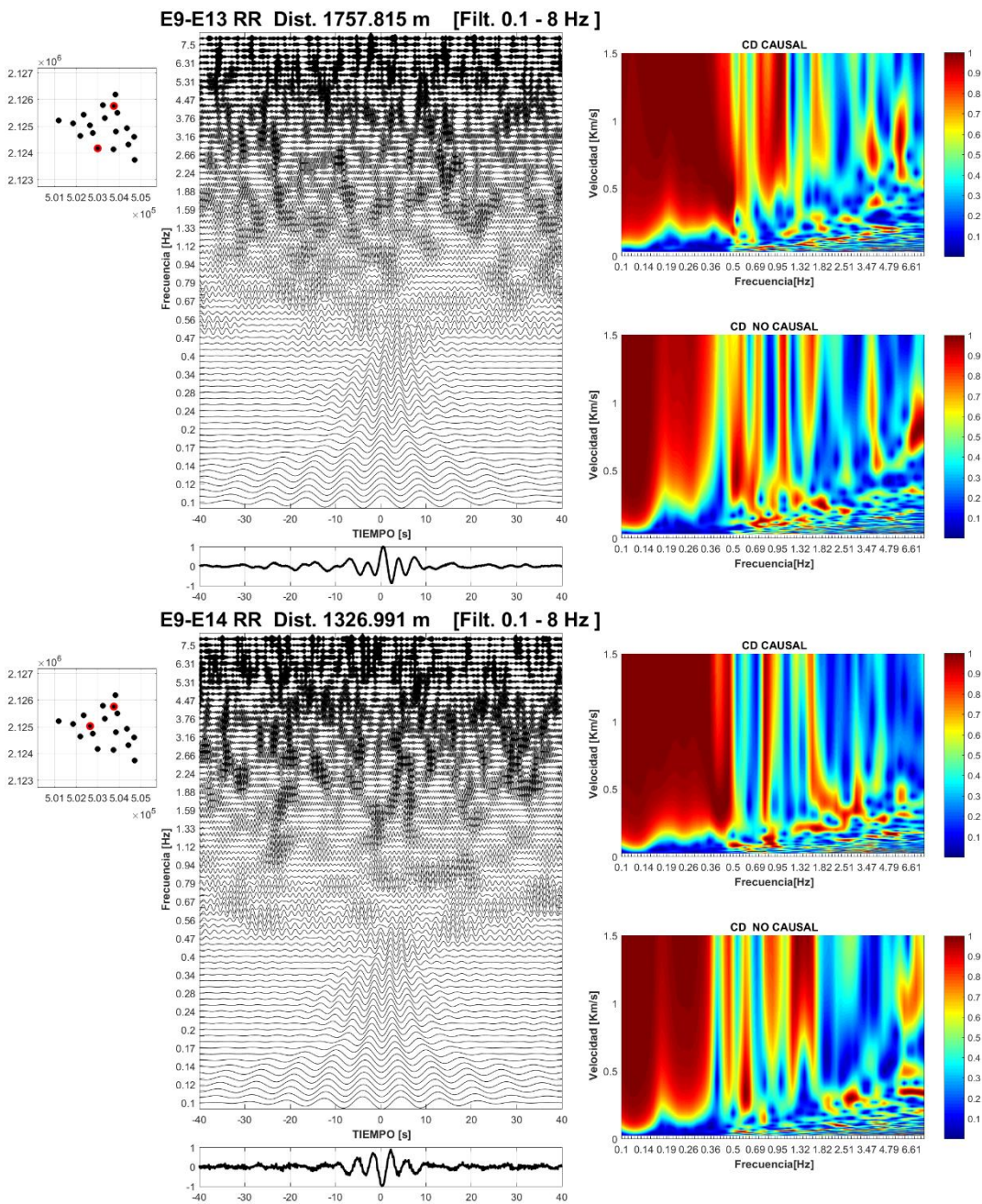


Figura 8. 40 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E9-E13 (1757 m.) y de las estaciones E9-E14(1326 m.)

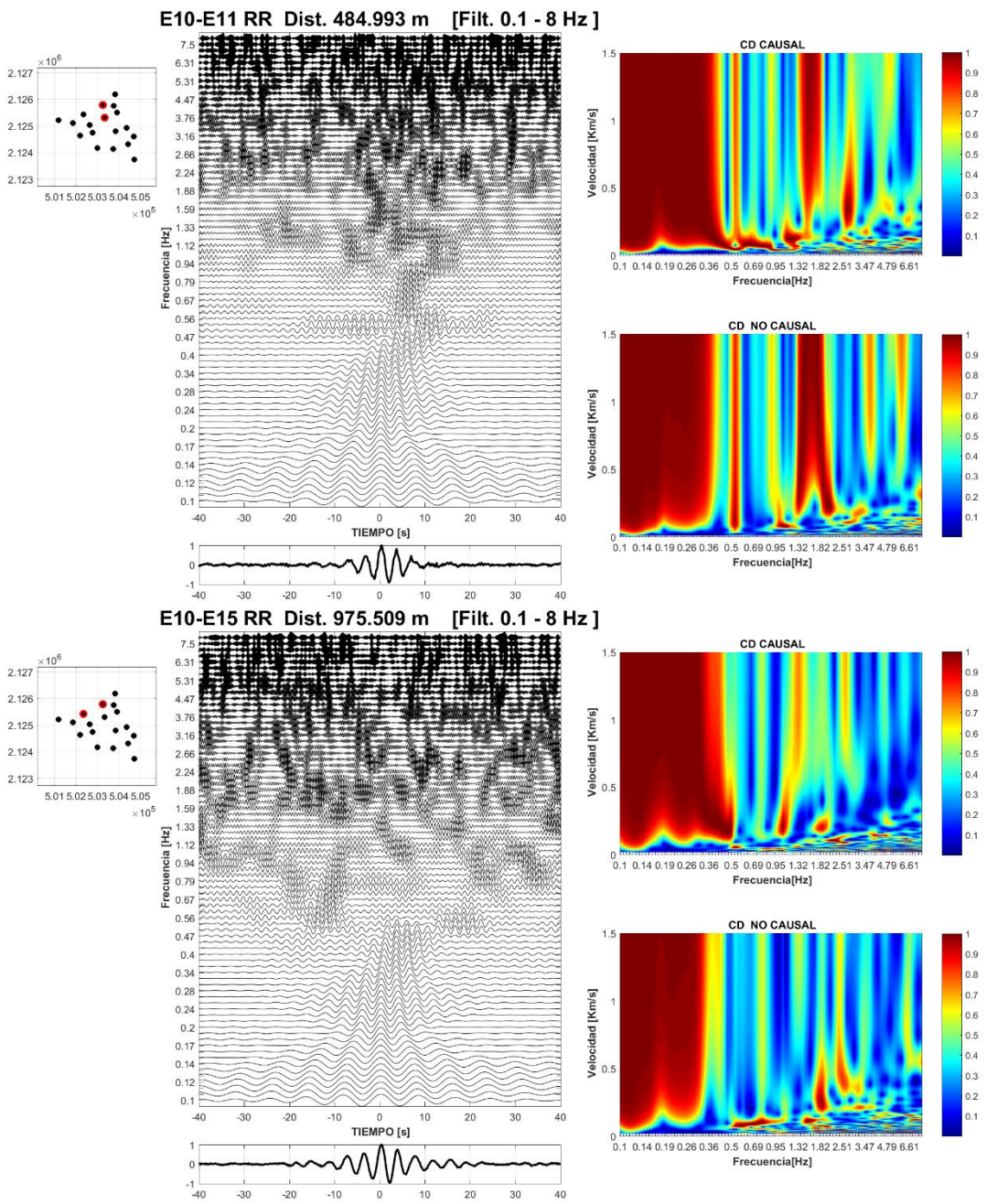


Figura 8. 41 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E10-E11 (484 m.) y de las estaciones E10-E15(975 m.)

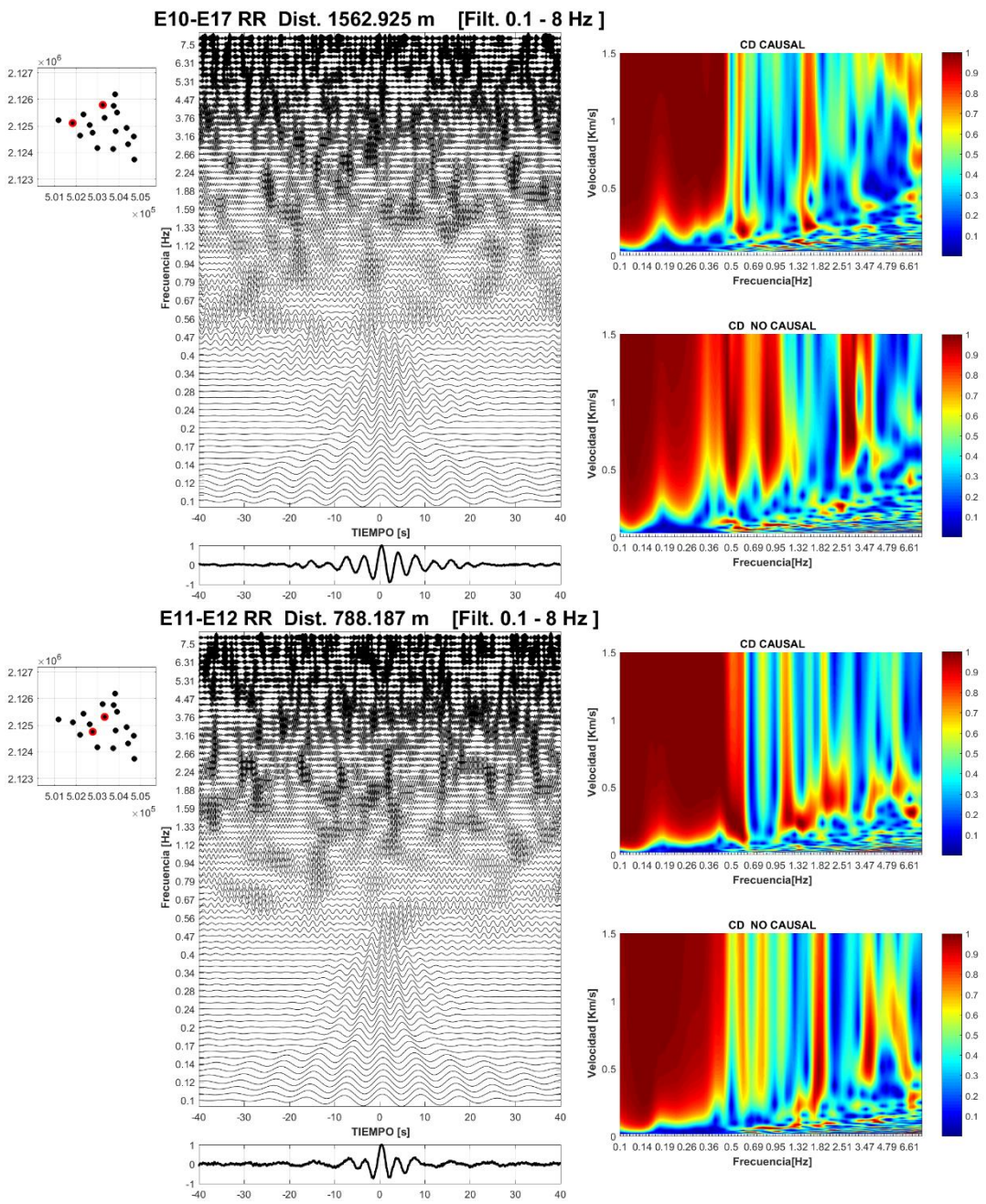


Figura 8. 42 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E10-E17 (1562 m.) y de las estaciones E11-E12(788 m.)

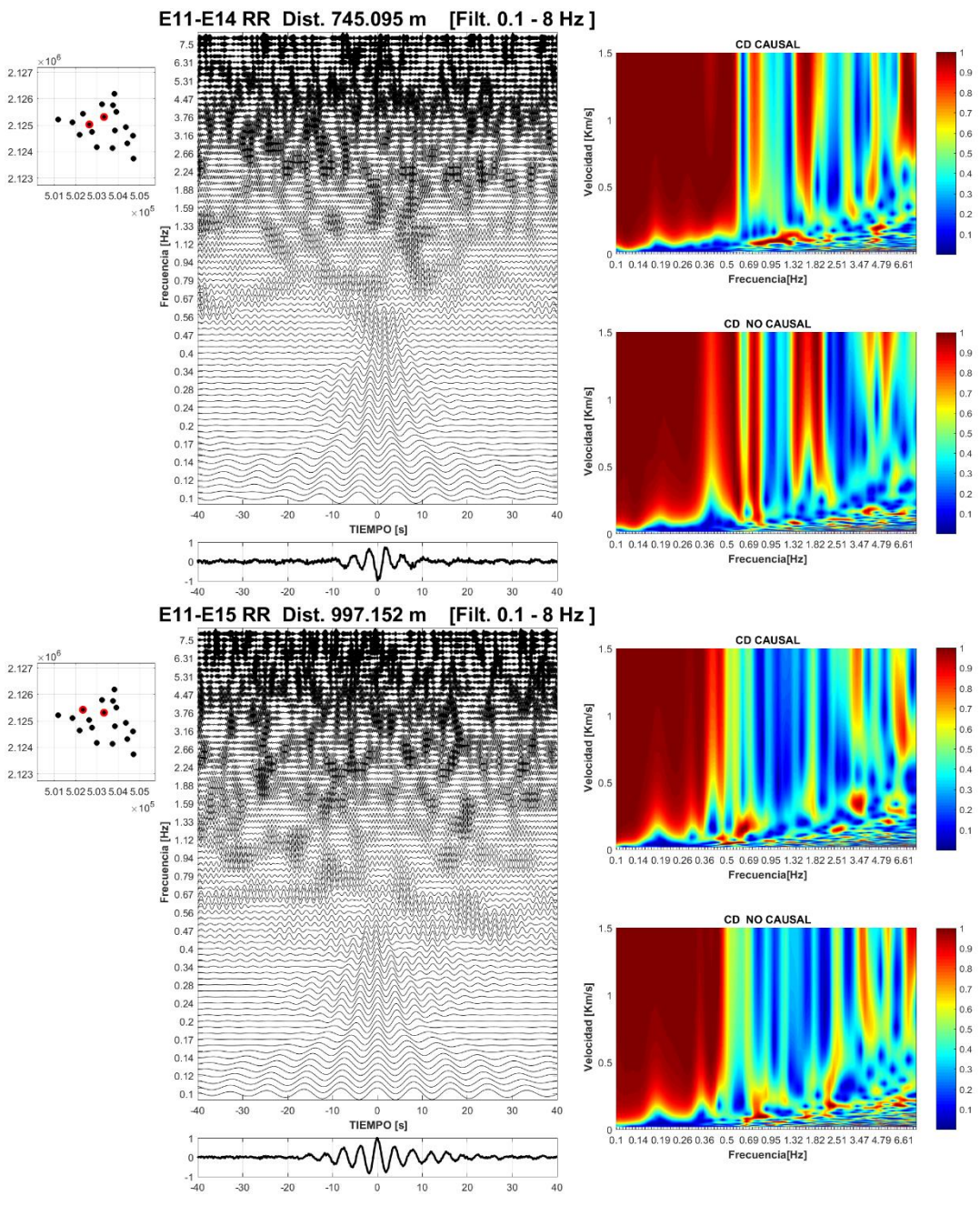


Figura 8. 43 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E11-E14 (745 m.) y de las estaciones E11-E15(997 m.)

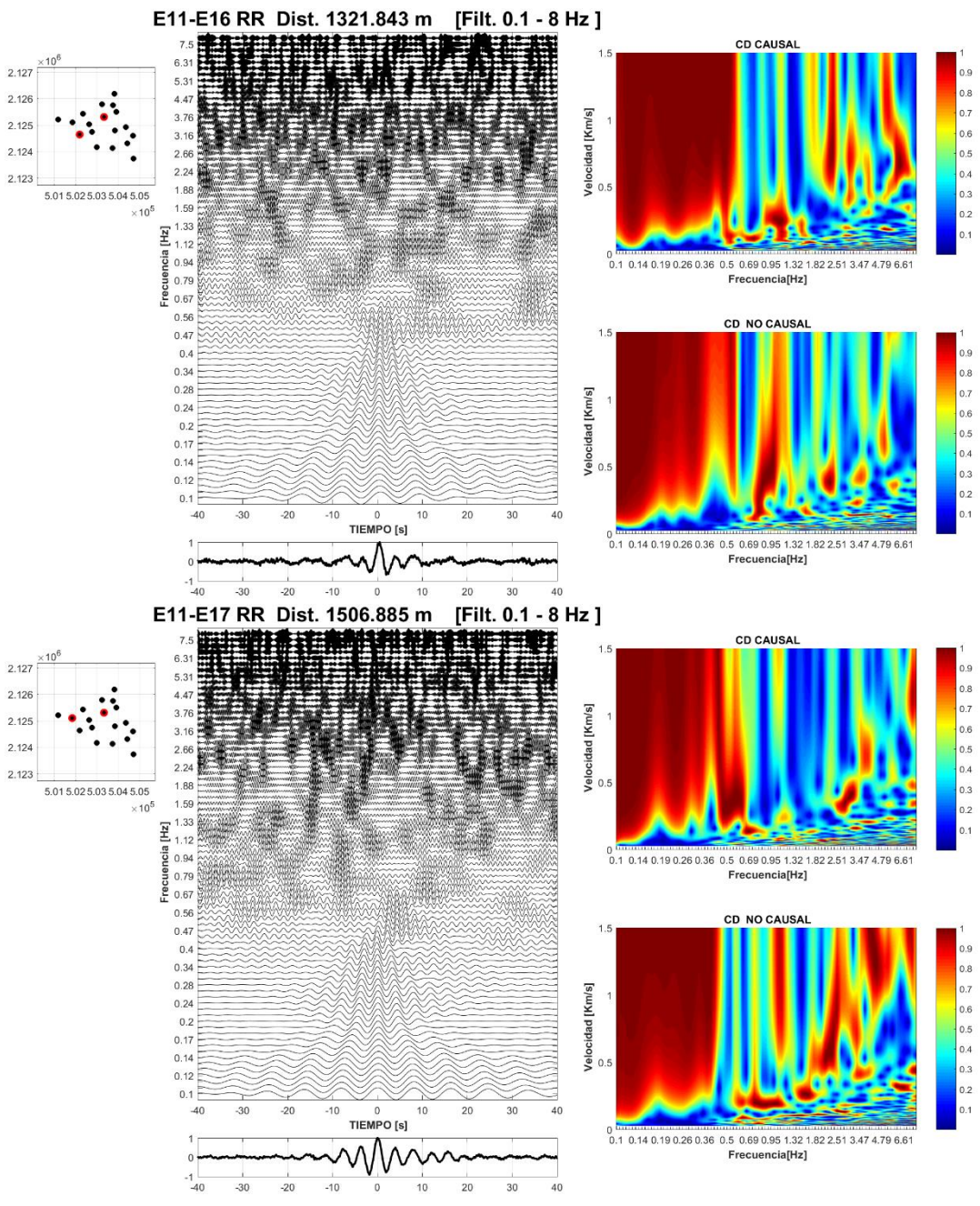


Figura 8. 44 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E11-E16 (1321 m.) y de las estaciones E11-E17(1506 m.)

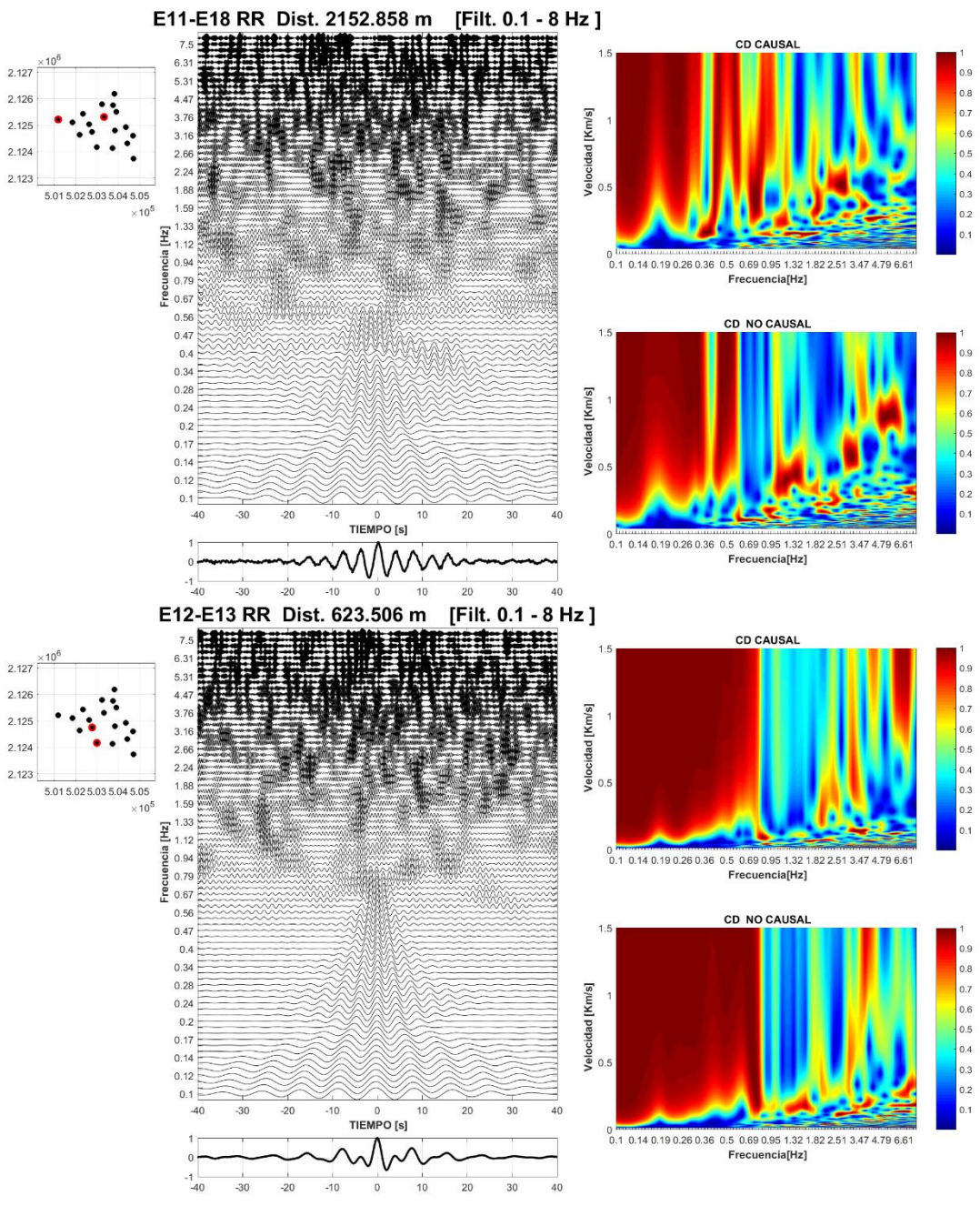


Figura 8. 45 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E11-E18 (2152 m.) y de las estaciones E12-E13(623 m.)

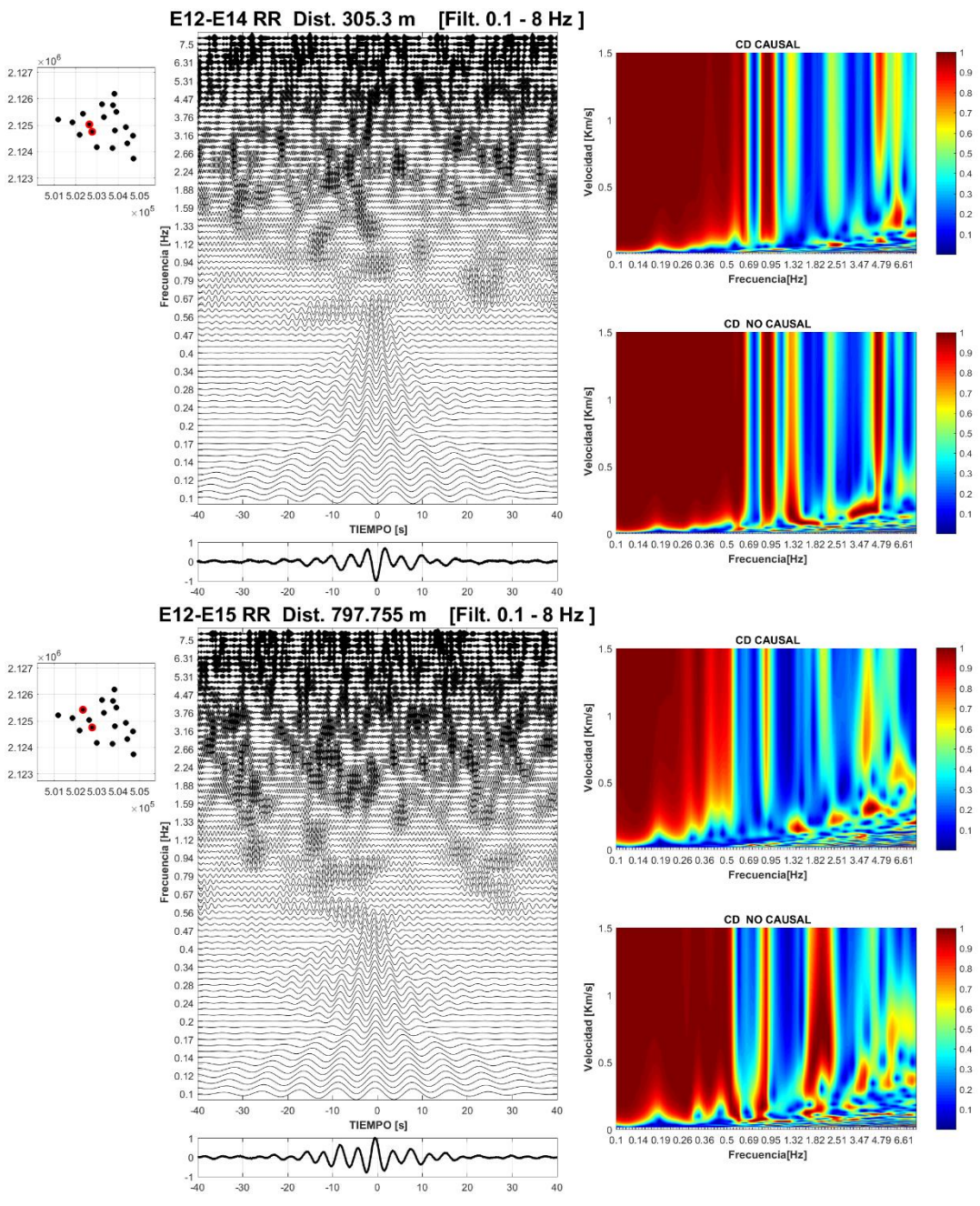


Figura 8. 46 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E12-E14 (305 m.) y de las estaciones E12-E15(797 m.)

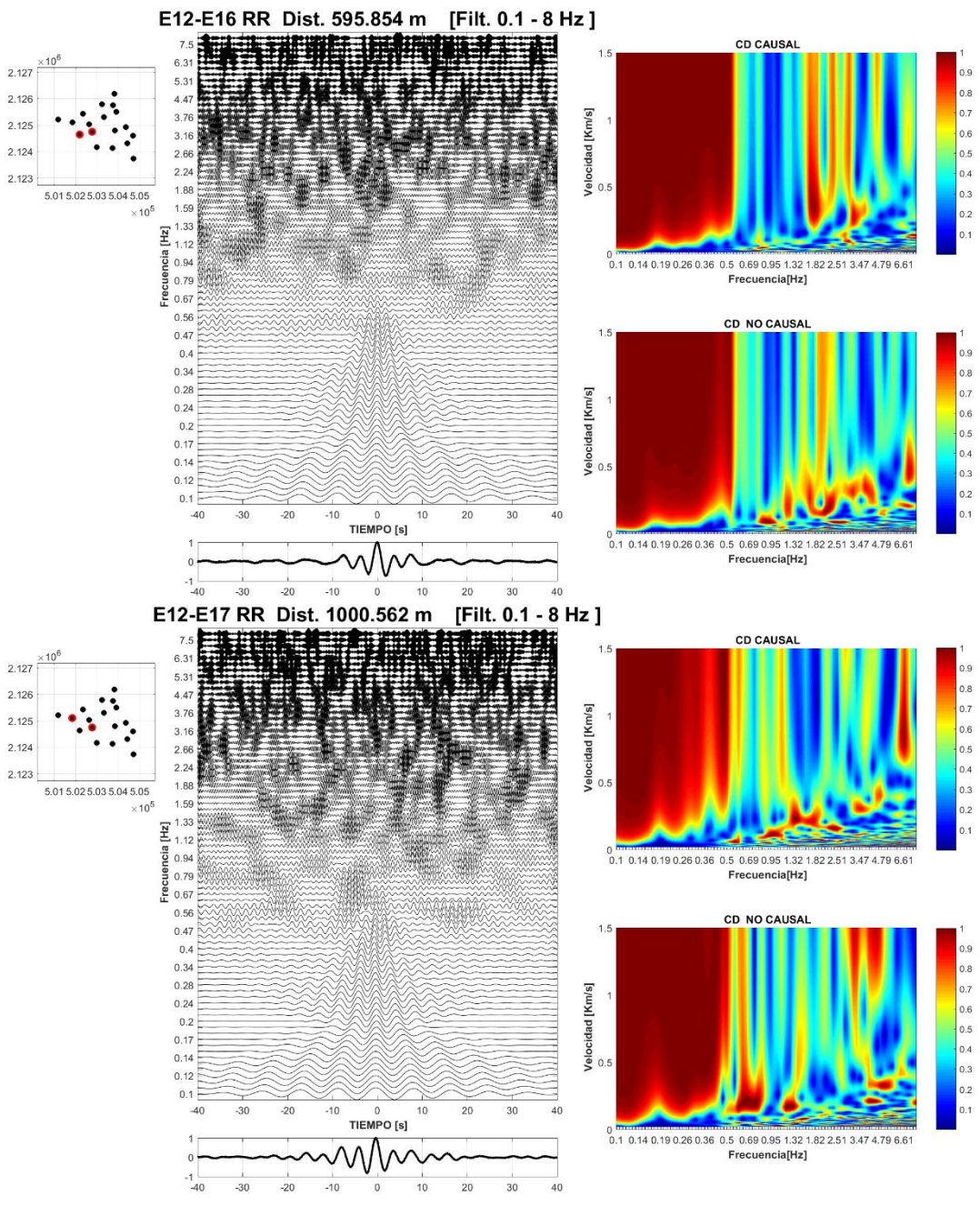


Figura 8. 47 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E12-E16 (595 m.) y de las estaciones E12-E17(1000 m.)

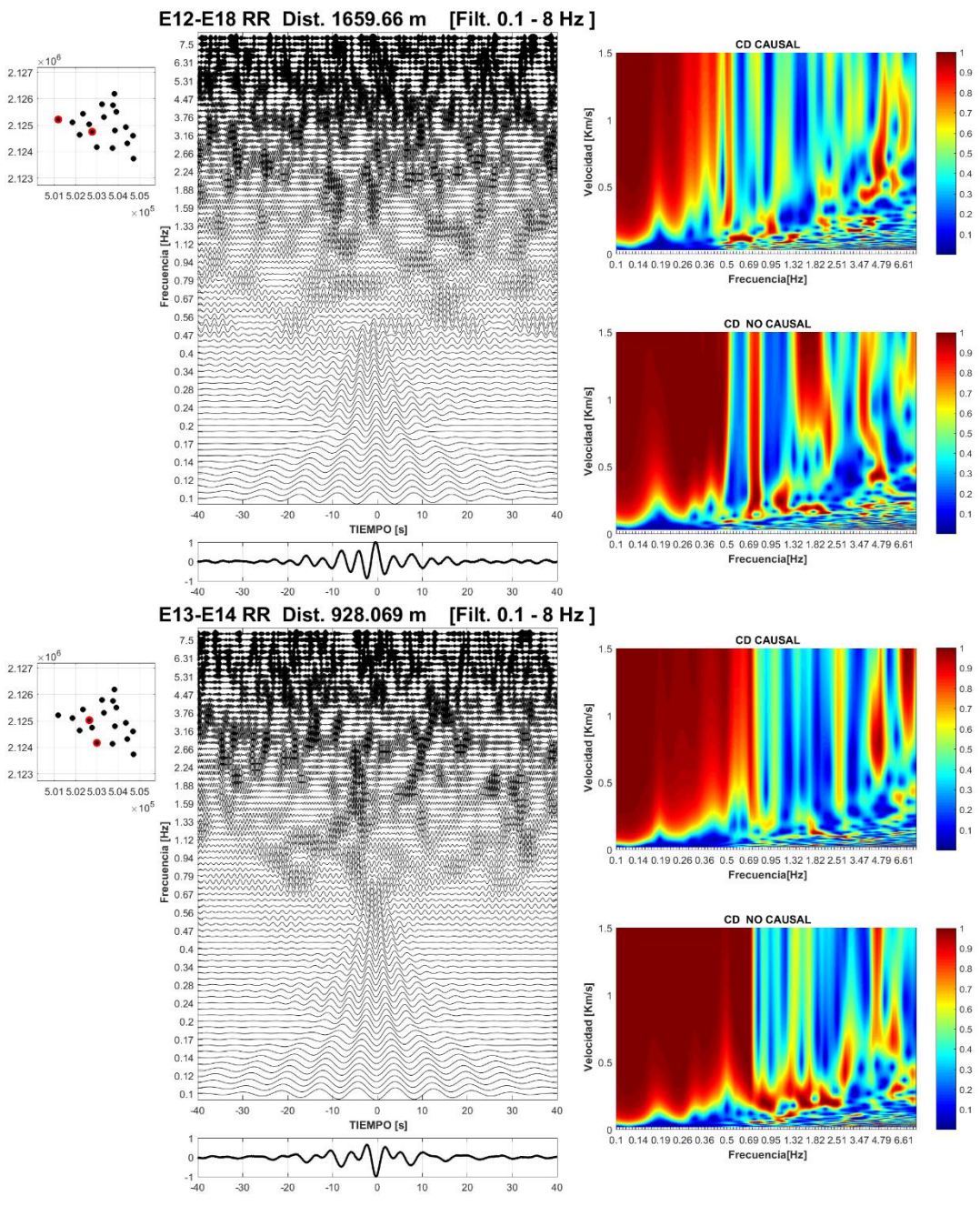


Figura 8. 48 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E12-E18 (1959 m.) y de las estaciones E13-E14(928 m.)

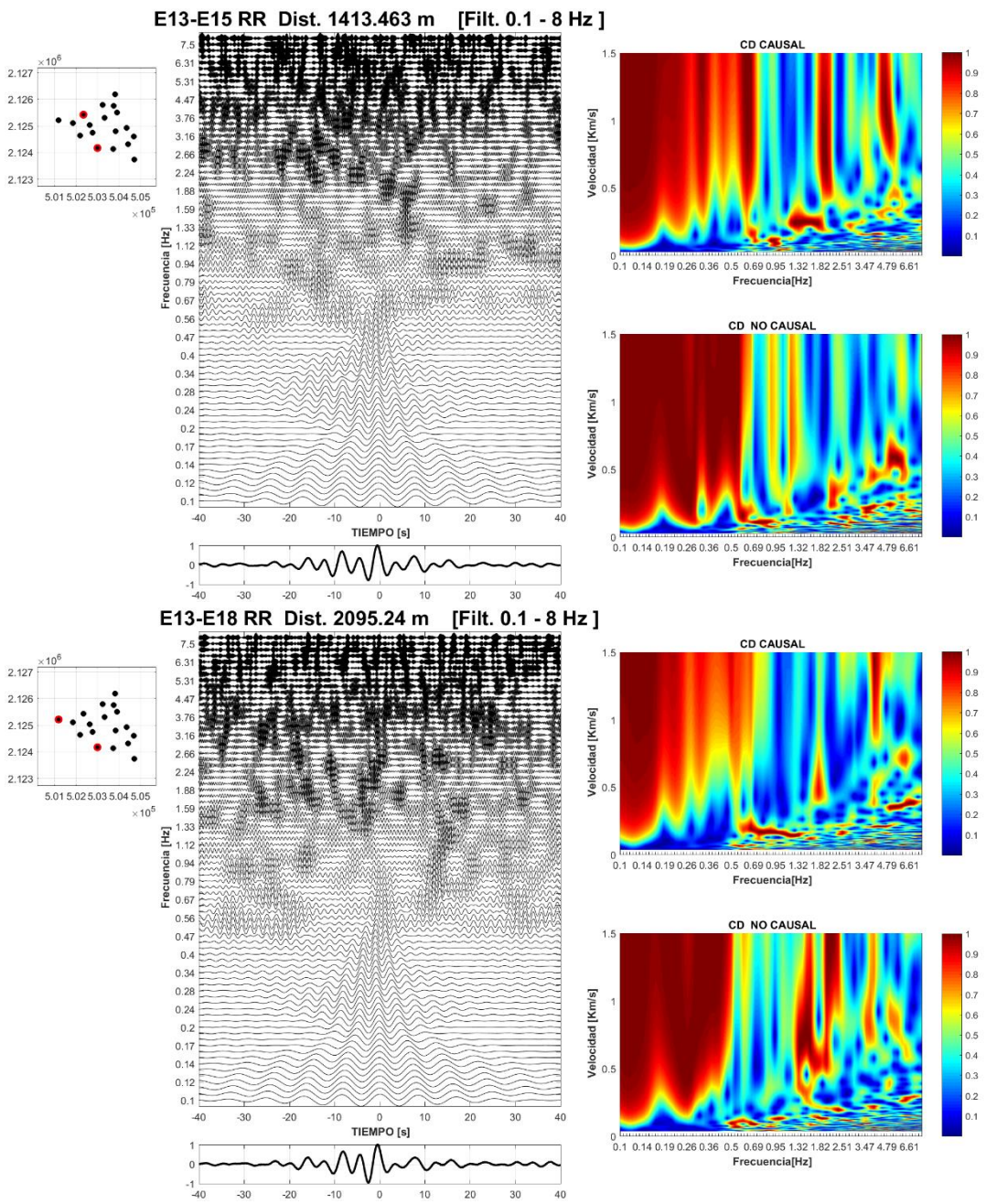


Figura 8. 49 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E13-E15 (1413 m.) y de las estaciones E13-E18(2095 m.)

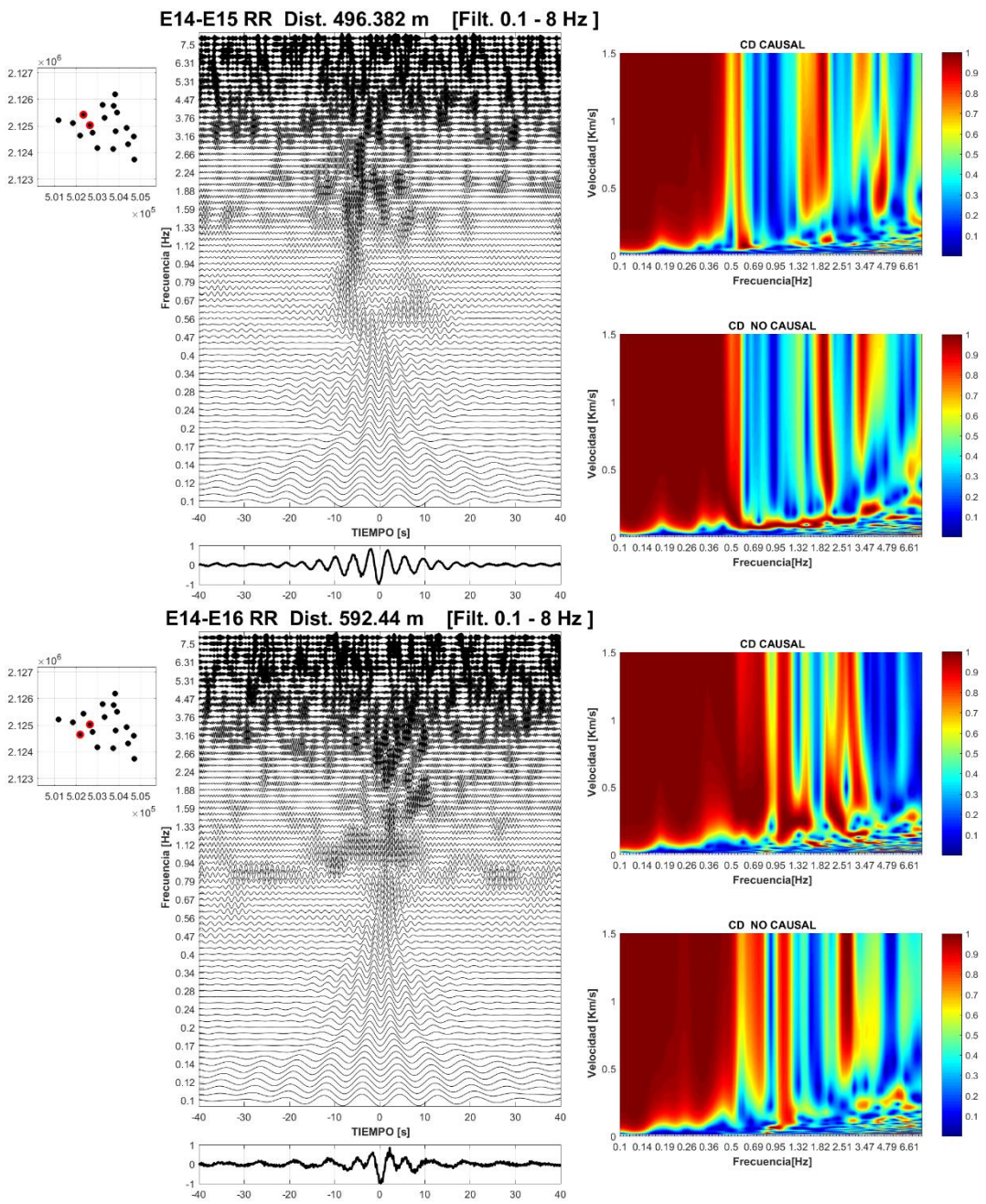


Figura 8. 50 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E14-E15 (496 m.) y de las estaciones E14-E16(592 m.)

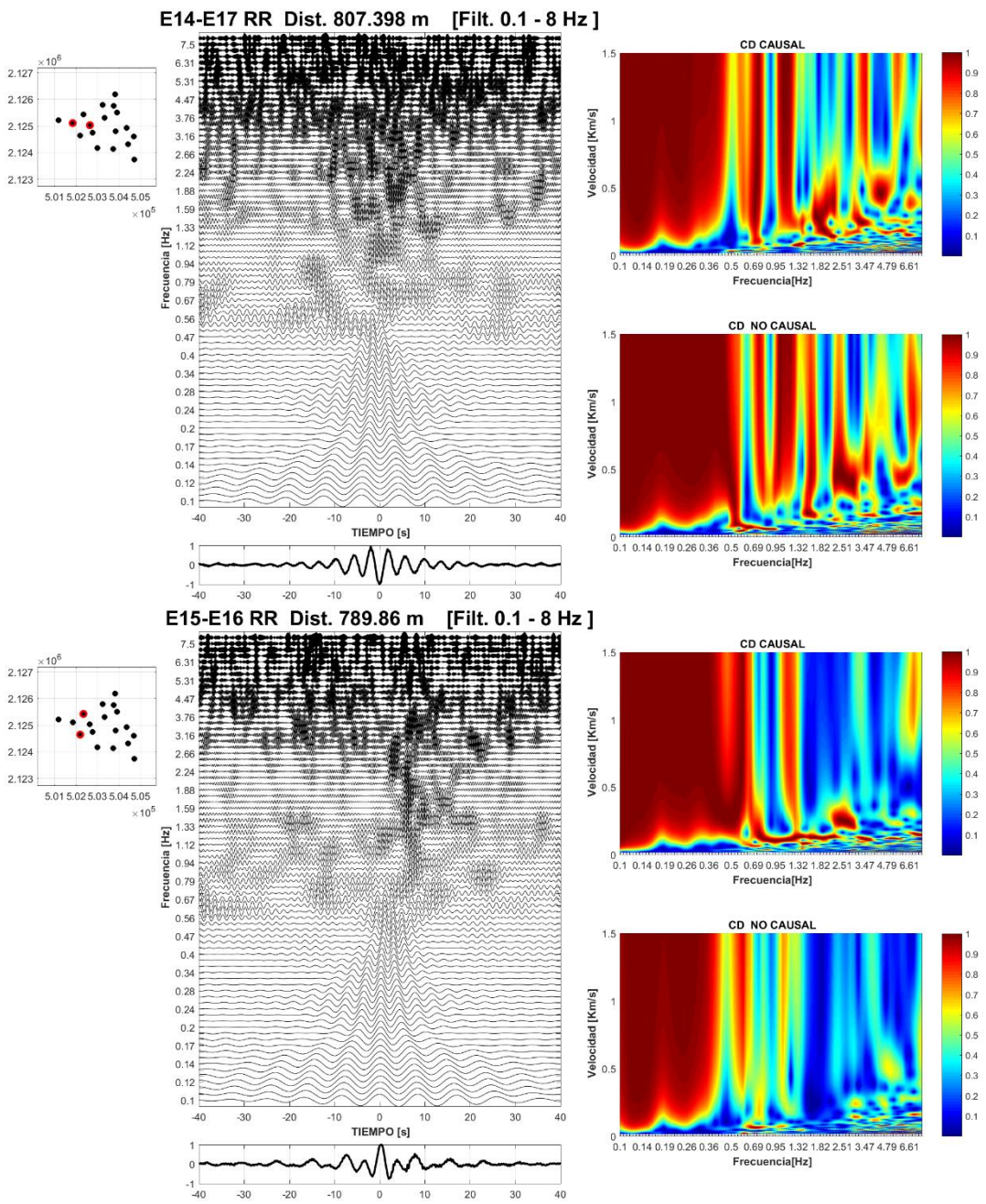


Figura 8. 51 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E14-E17 (807 m.) y de las estaciones E15-E16(789 m.)

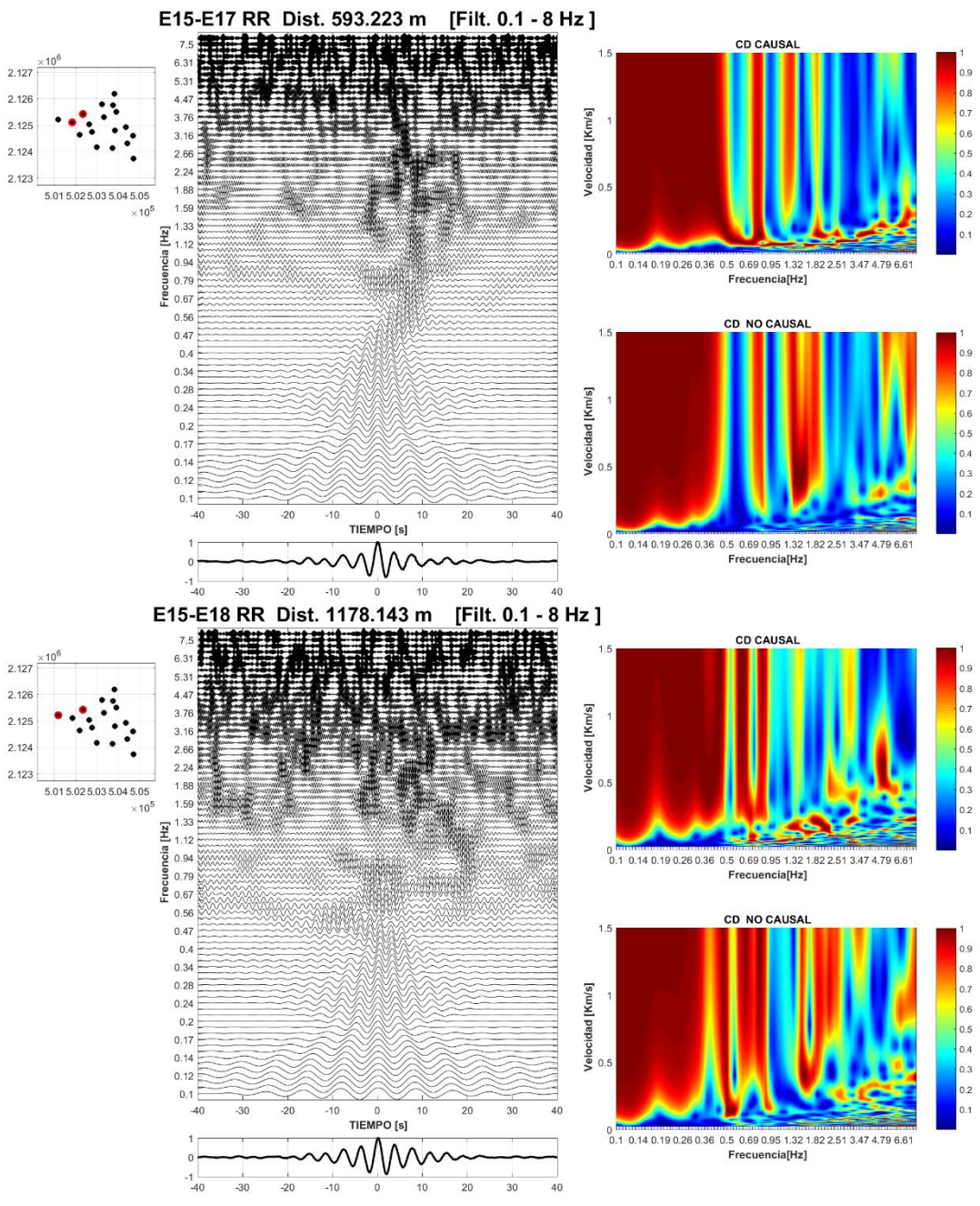


Figura 8. 52 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E15-E17 (593 m.) y de las estaciones E15-E18(1178 m.)

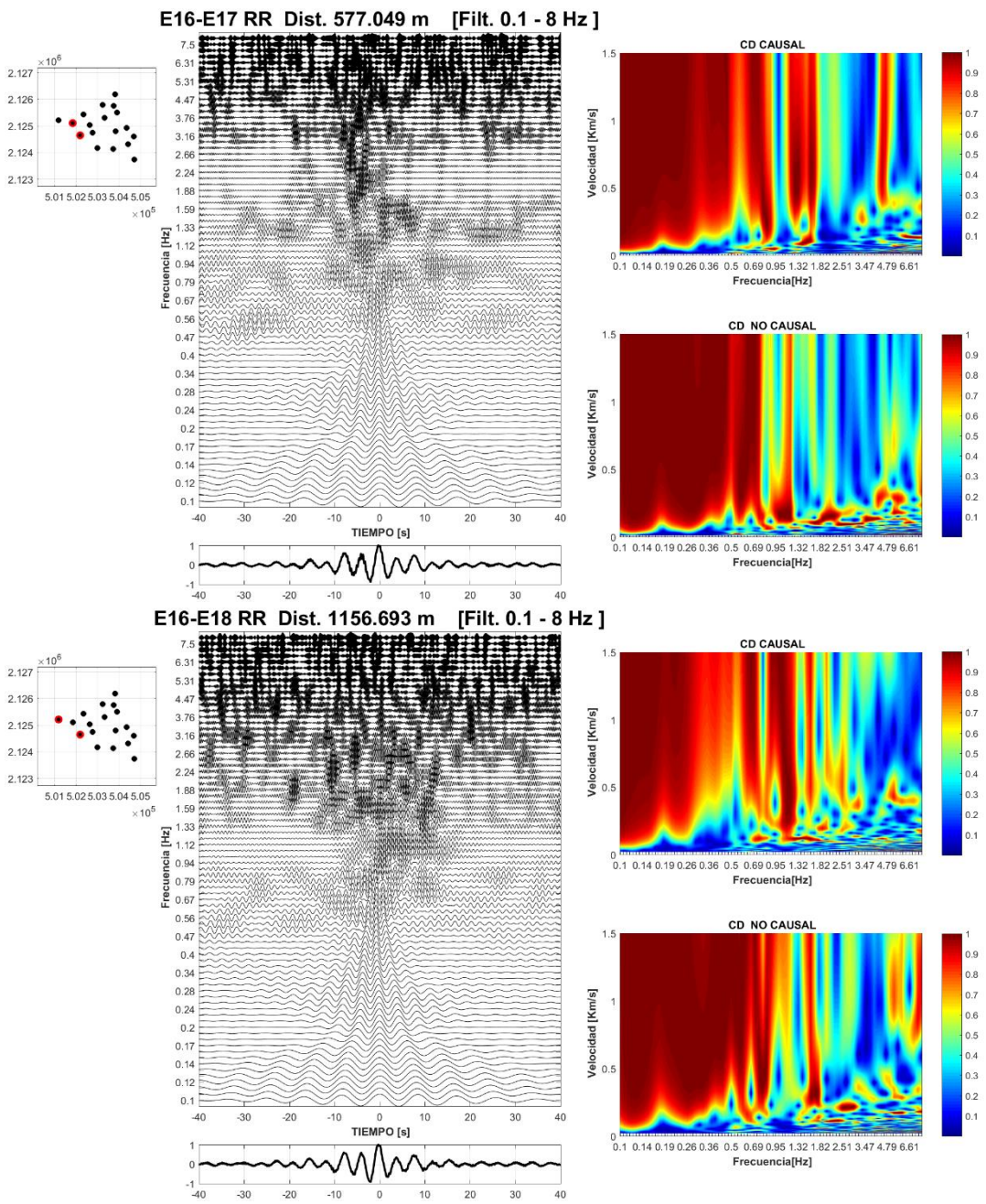


Figura 8. 53 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E16-E17 (577 m.) y de las estaciones E16-E18(1156 m.)

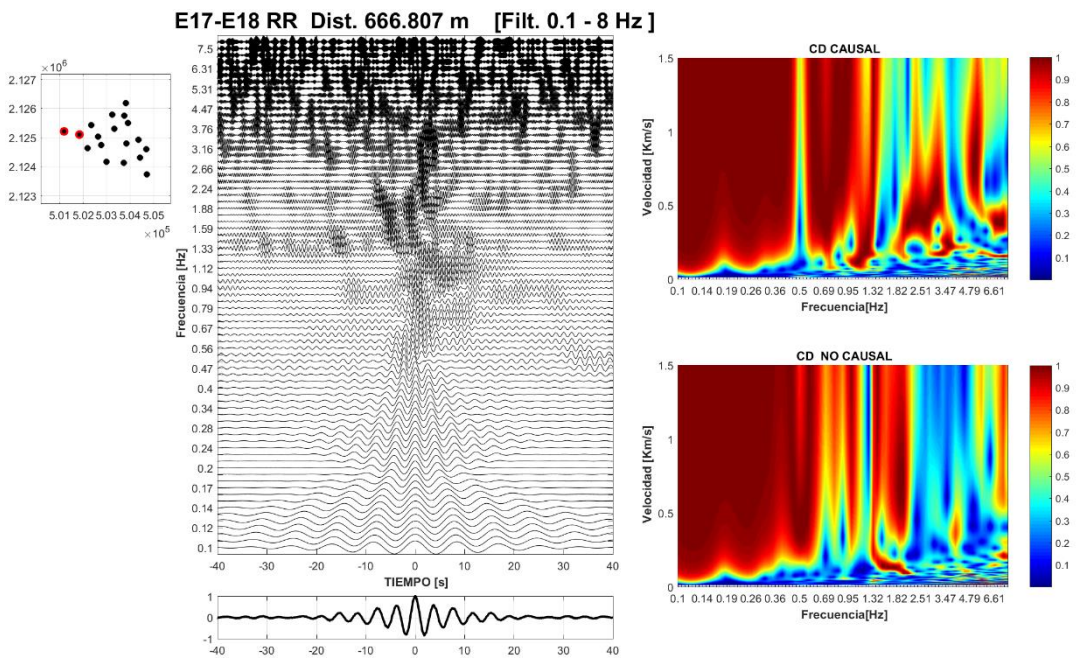


Figura 8. 54 Representación del tren de ondas y diagrama de dispersión de la componente radial(RR). De las estaciones E17-E18(666 m.)

9.- ANEXO 2

Se muestra imágenes de Tomografía de la componente Radial para frecuencias de 0.3 a 3.5 Hz

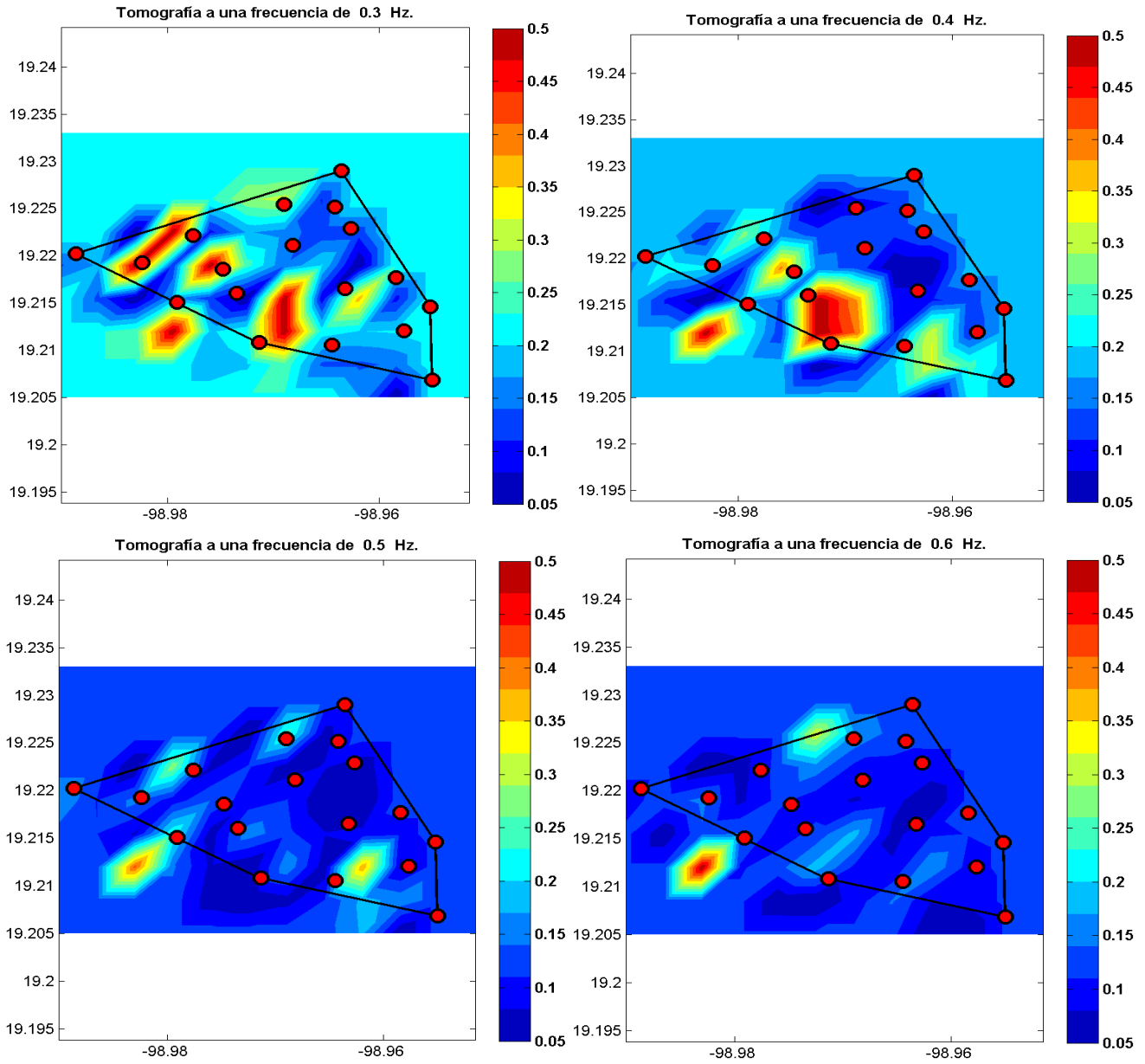


Figura 9.1 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

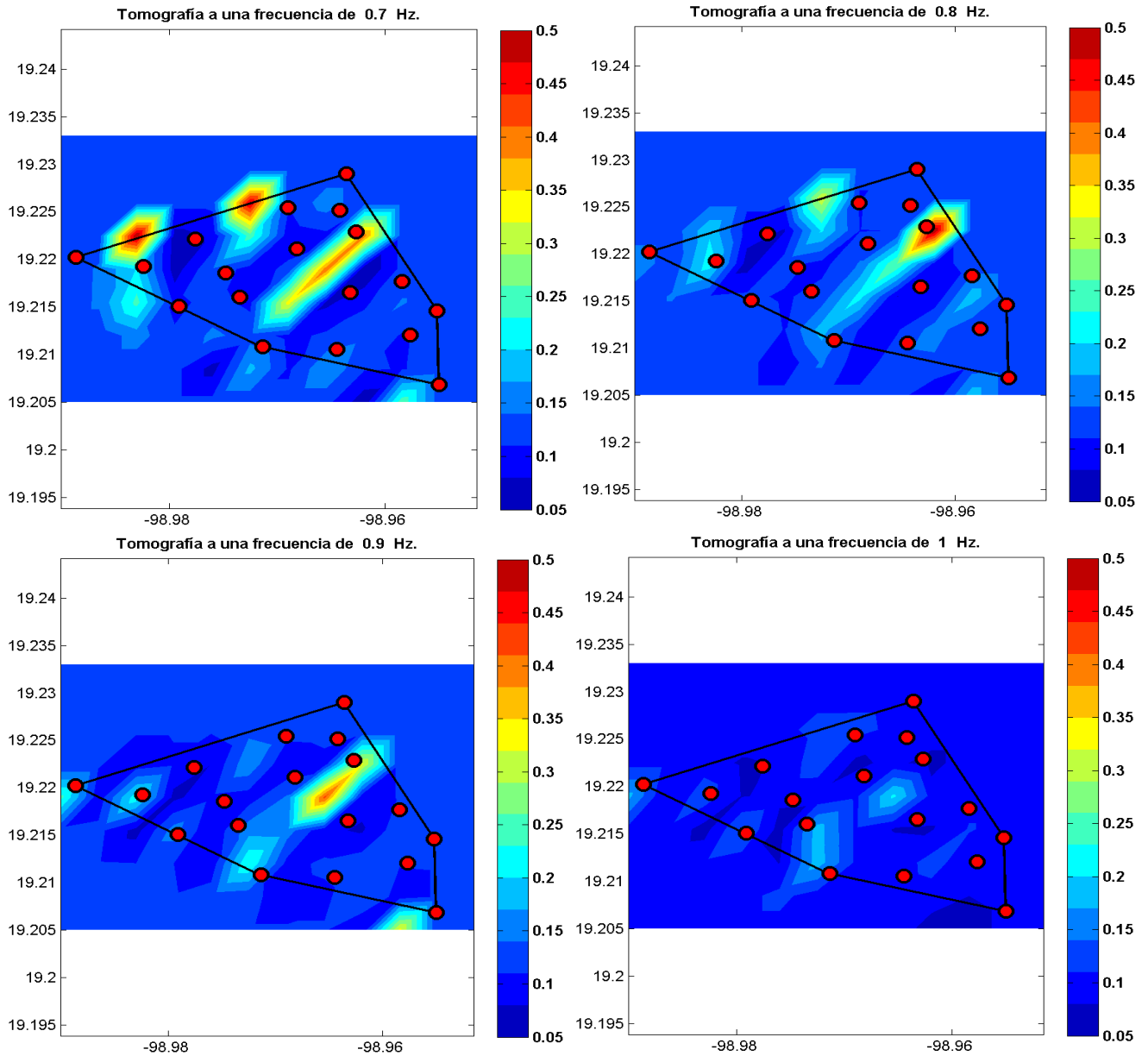


Figura 9.2 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

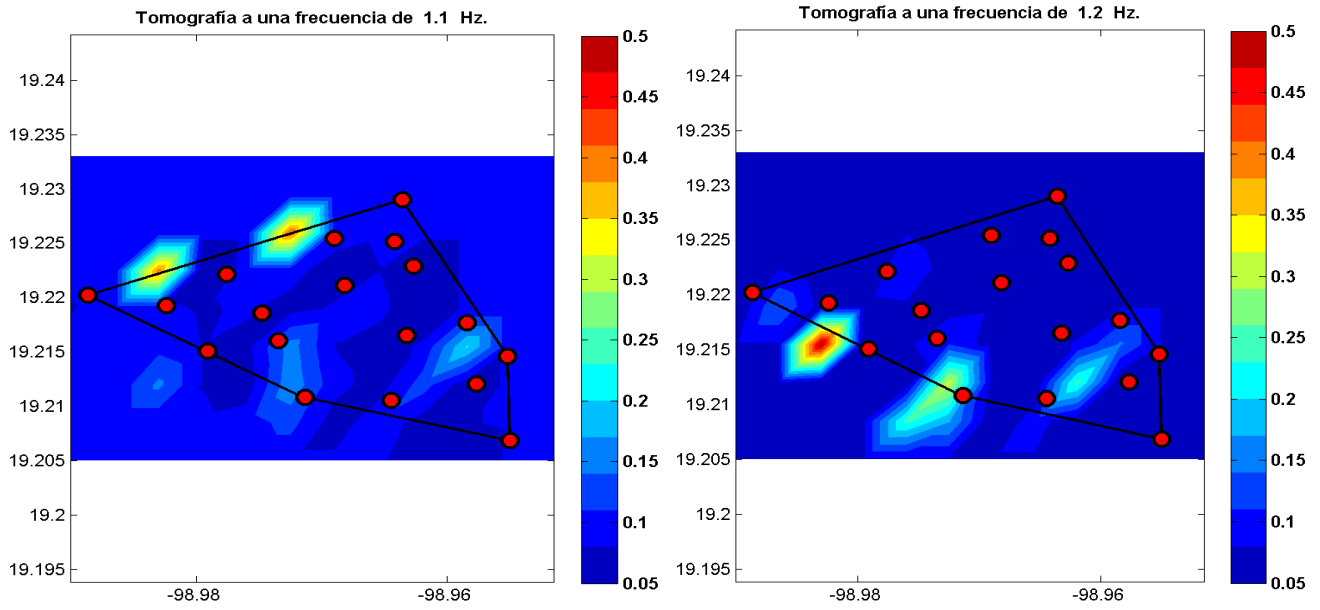


Figura 9.3 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

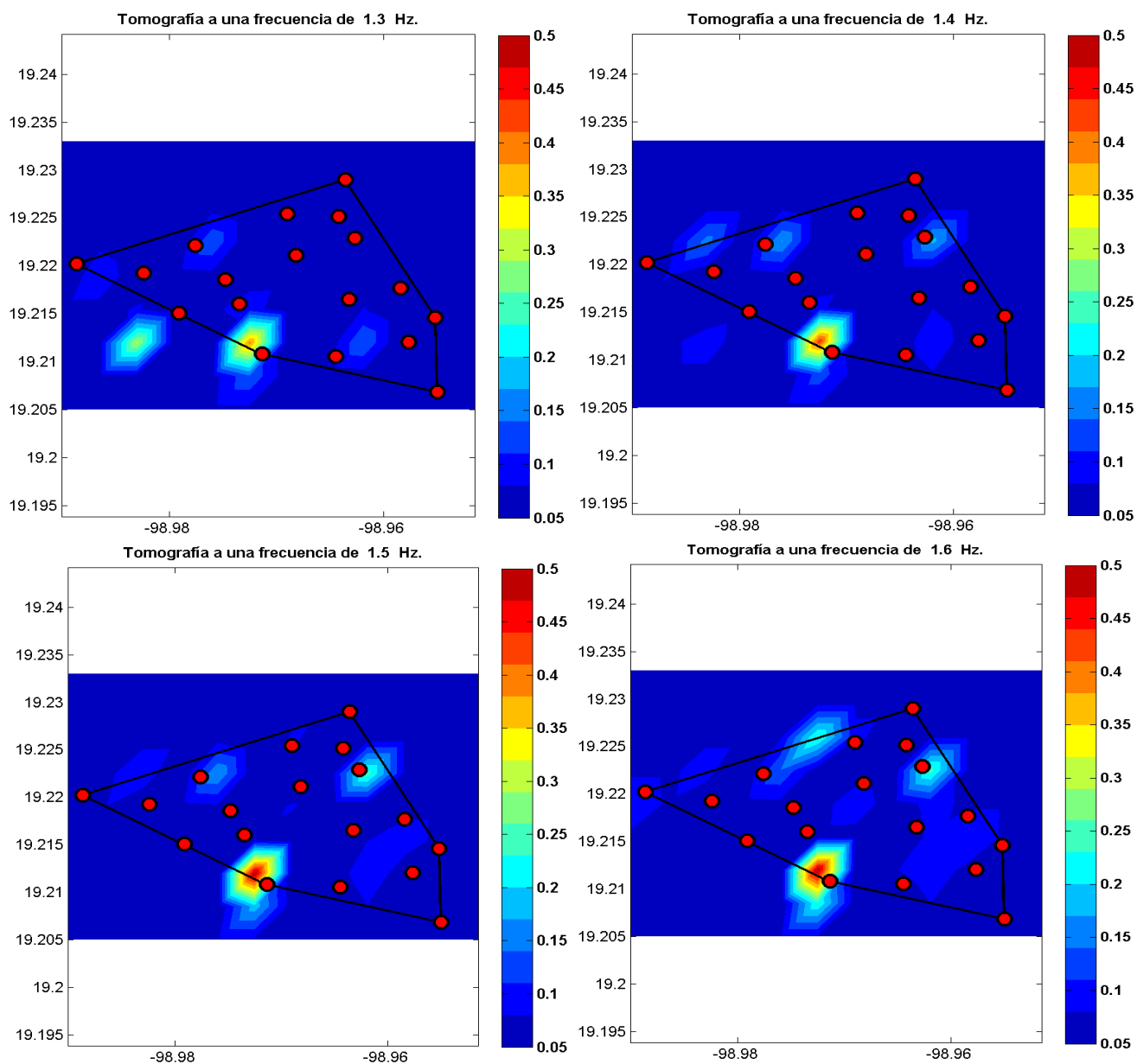


Figura 9.4 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

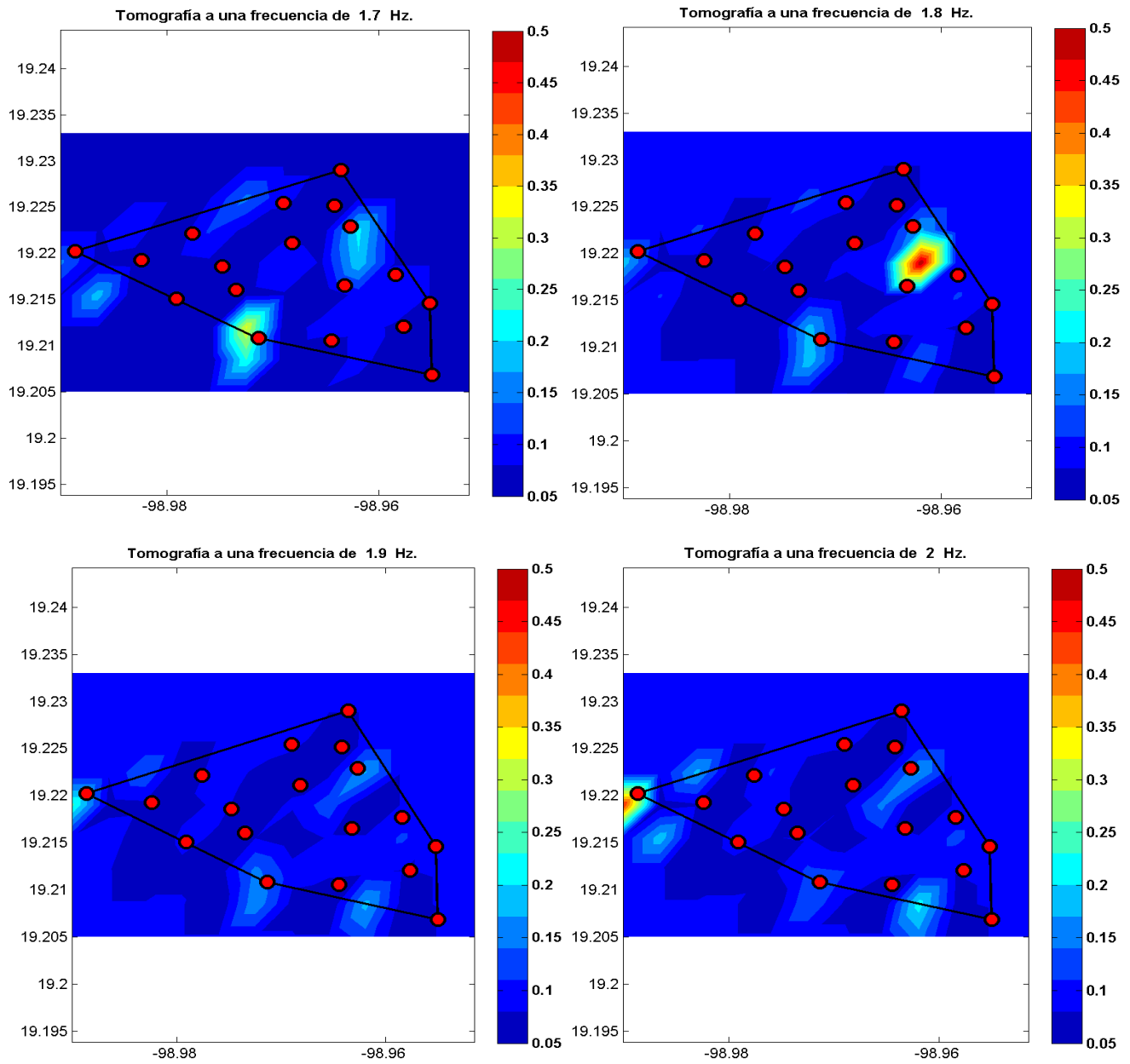


Figura 9.5 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

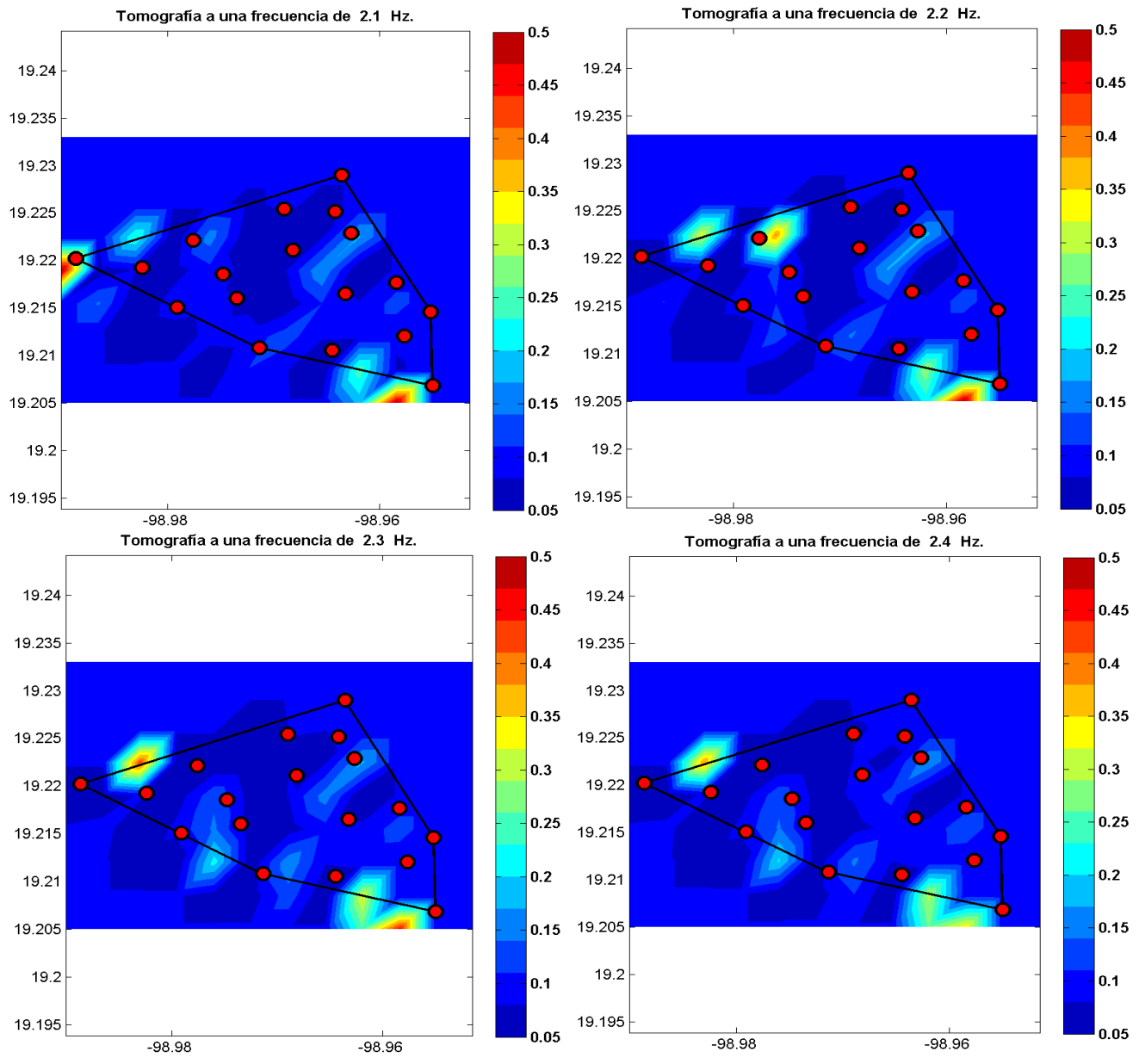


Figura 9.6 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

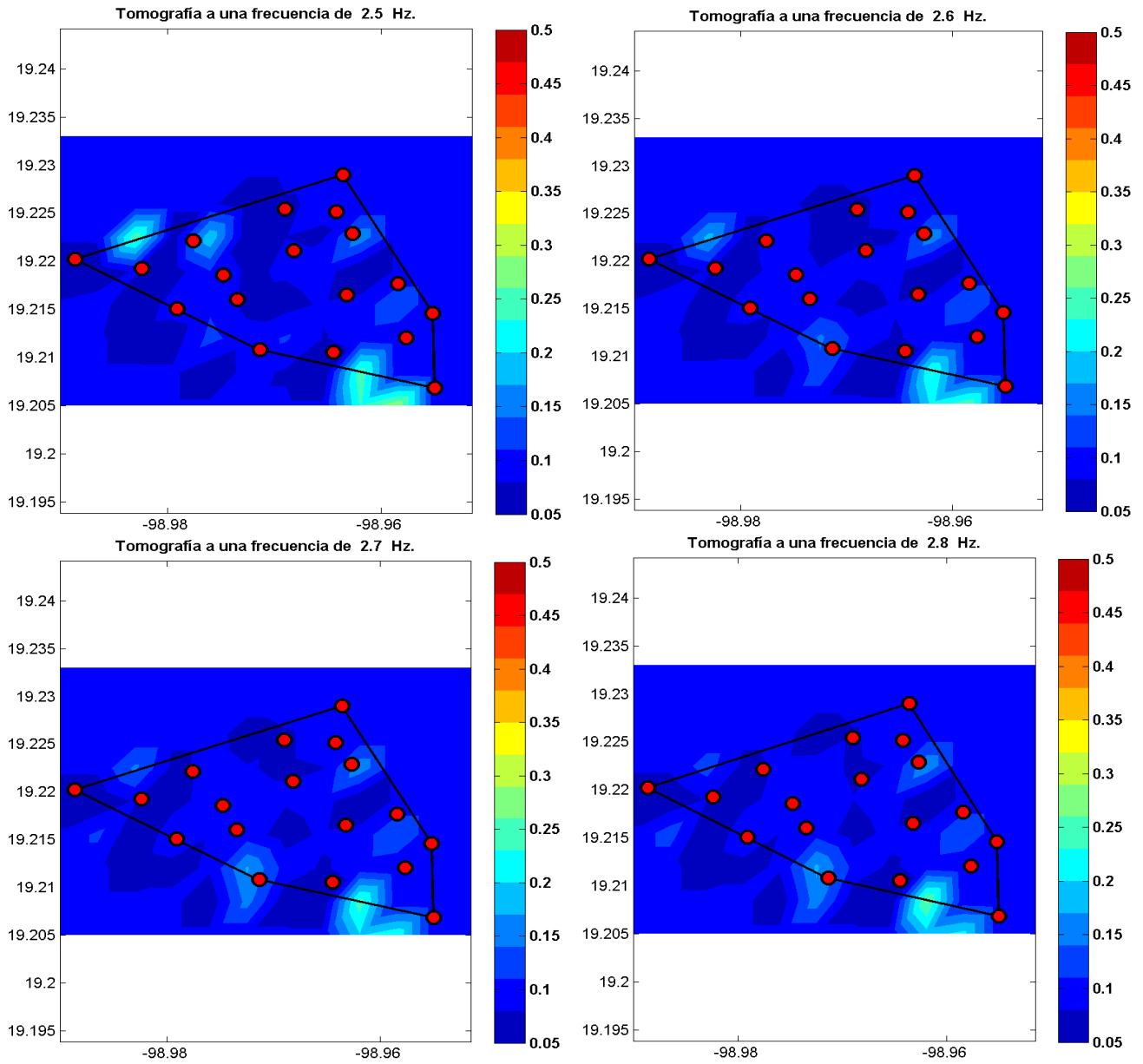


Figura 9.7 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

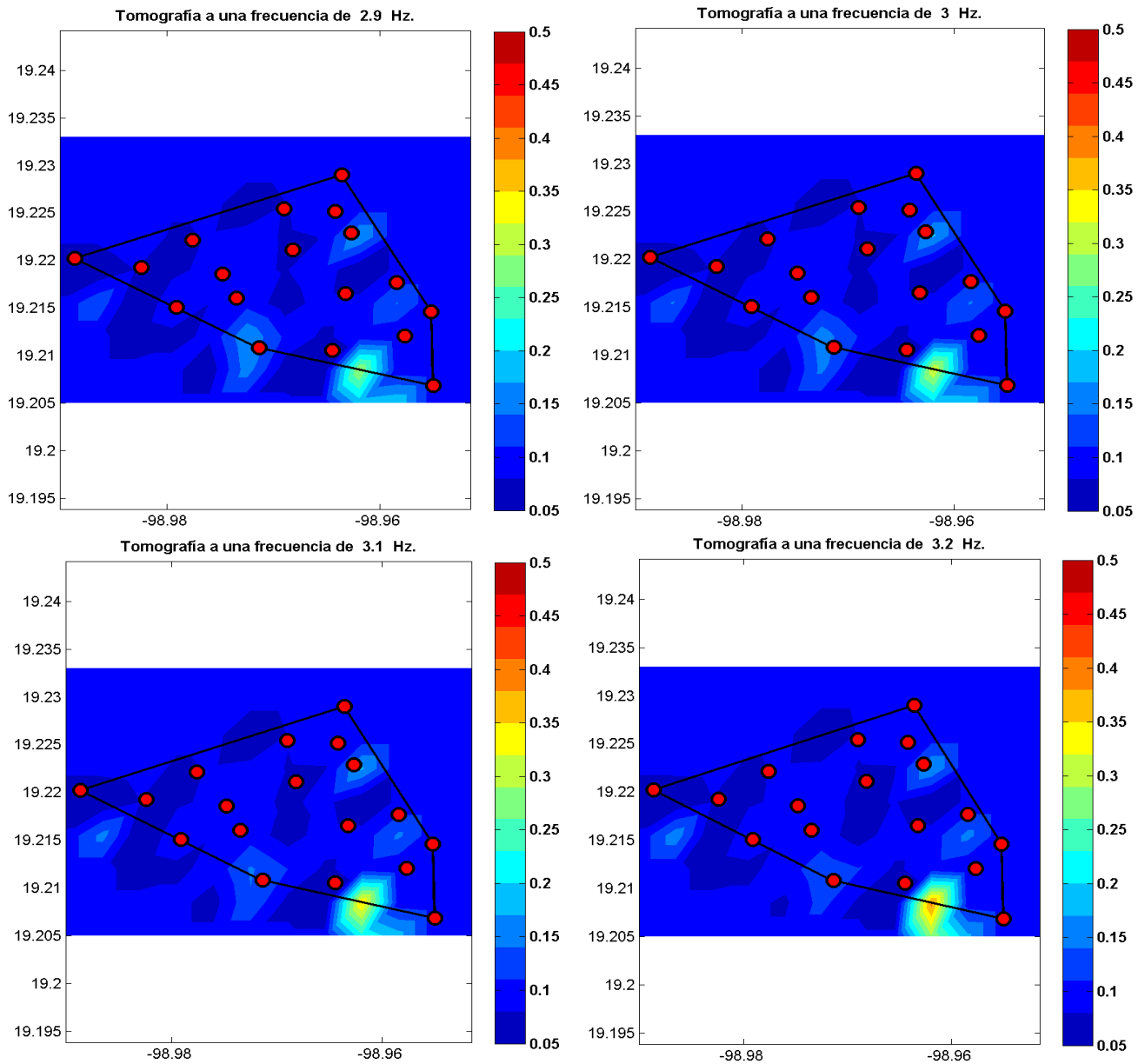


Figura 9.8 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

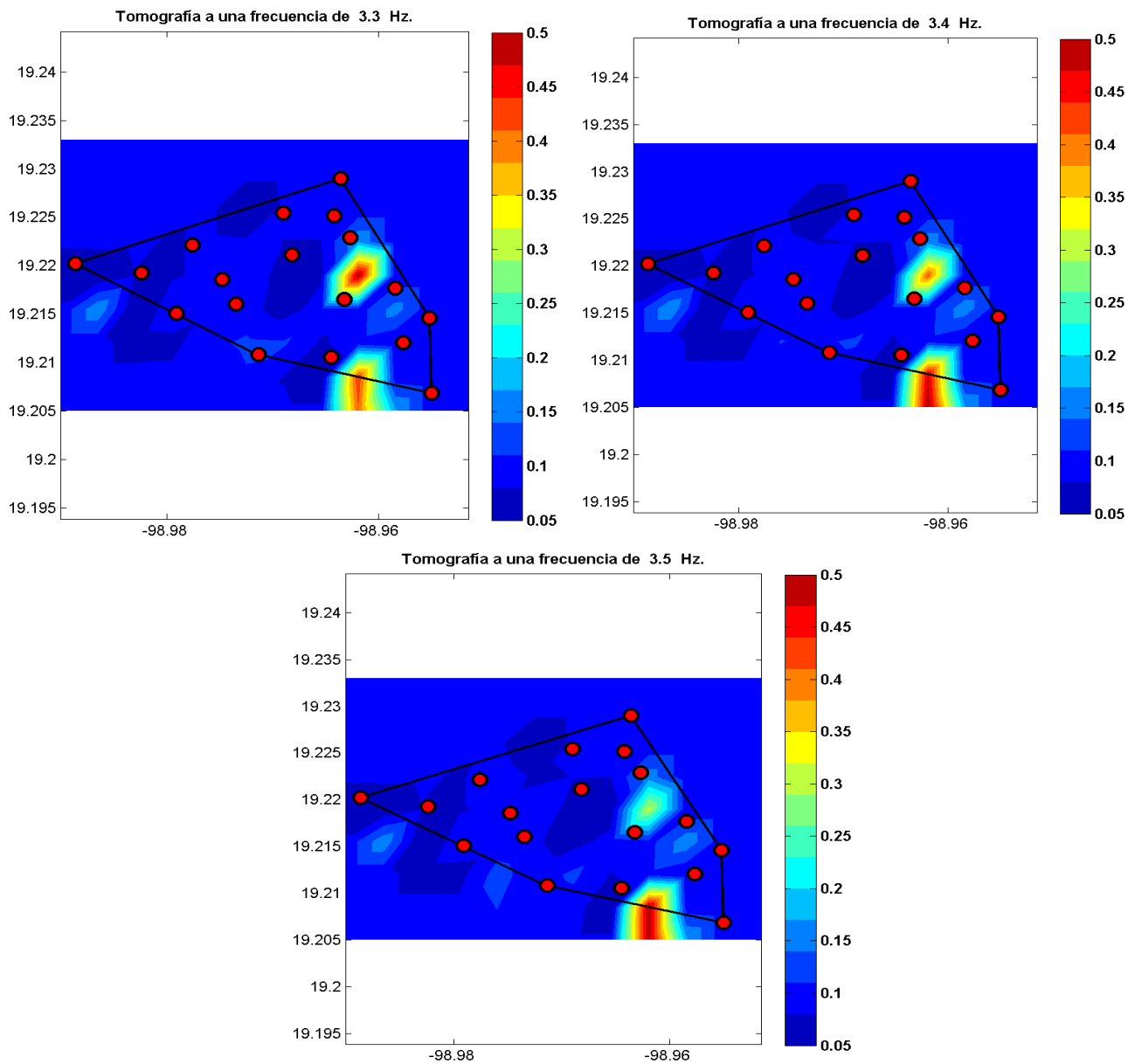


Figura 9.9 Muestra la Tomografía de la velocidad de grupo para componente Radial

10.- ANEXO 3

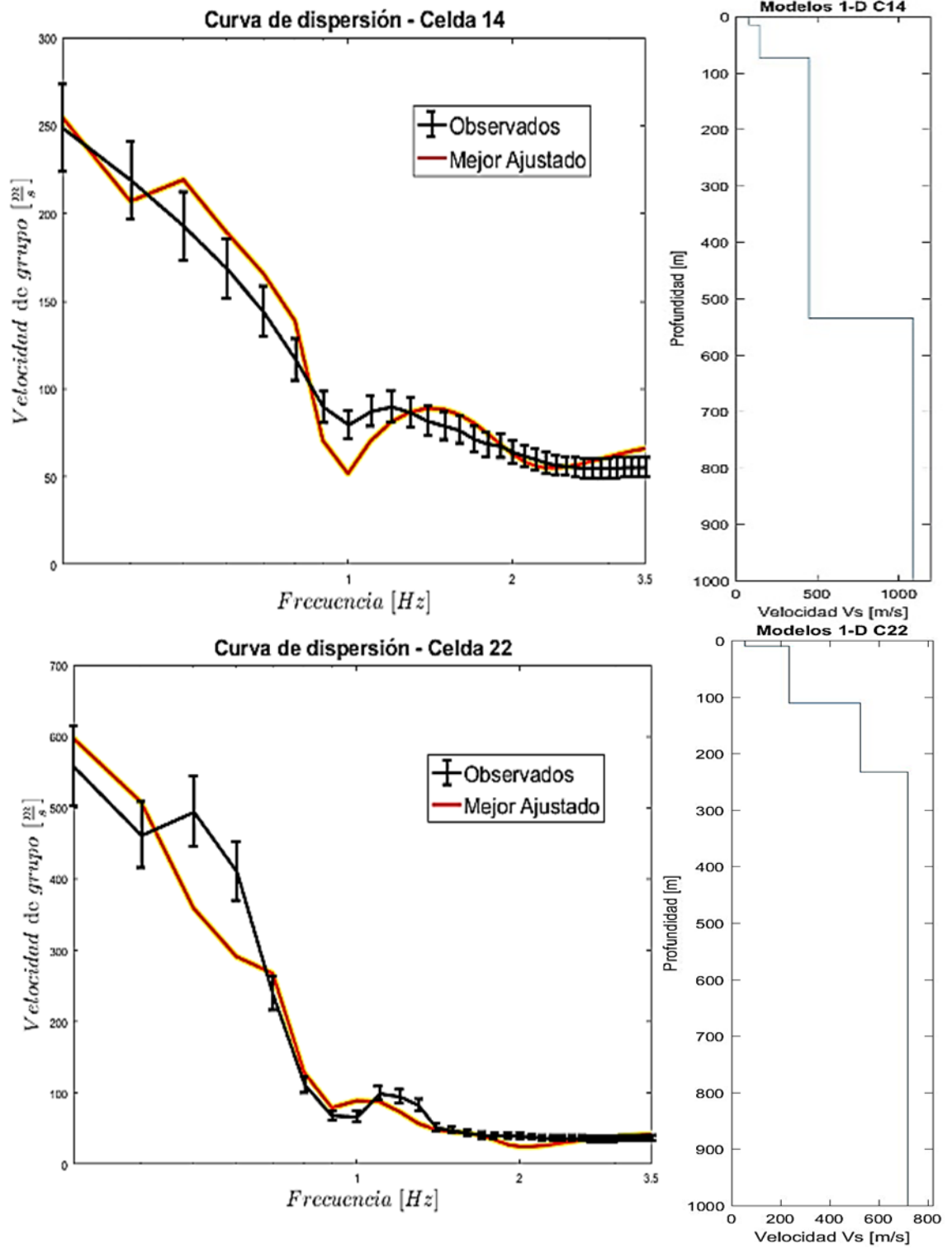


Figura 10. 1 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

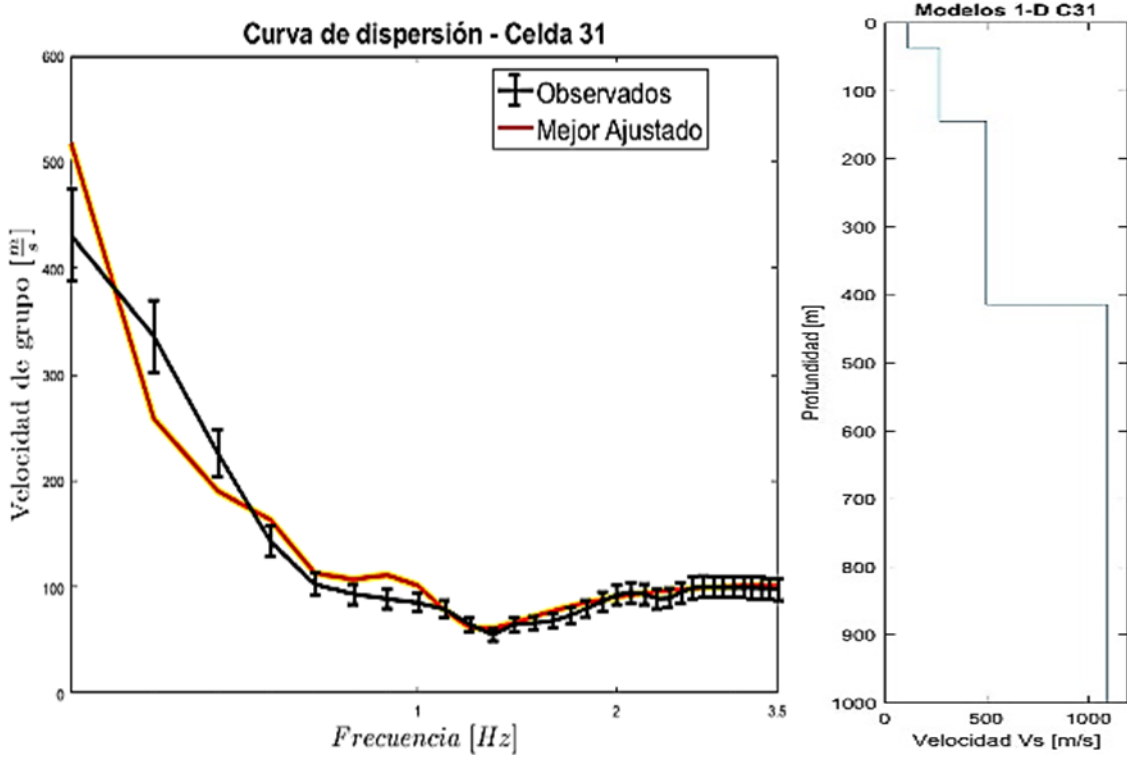
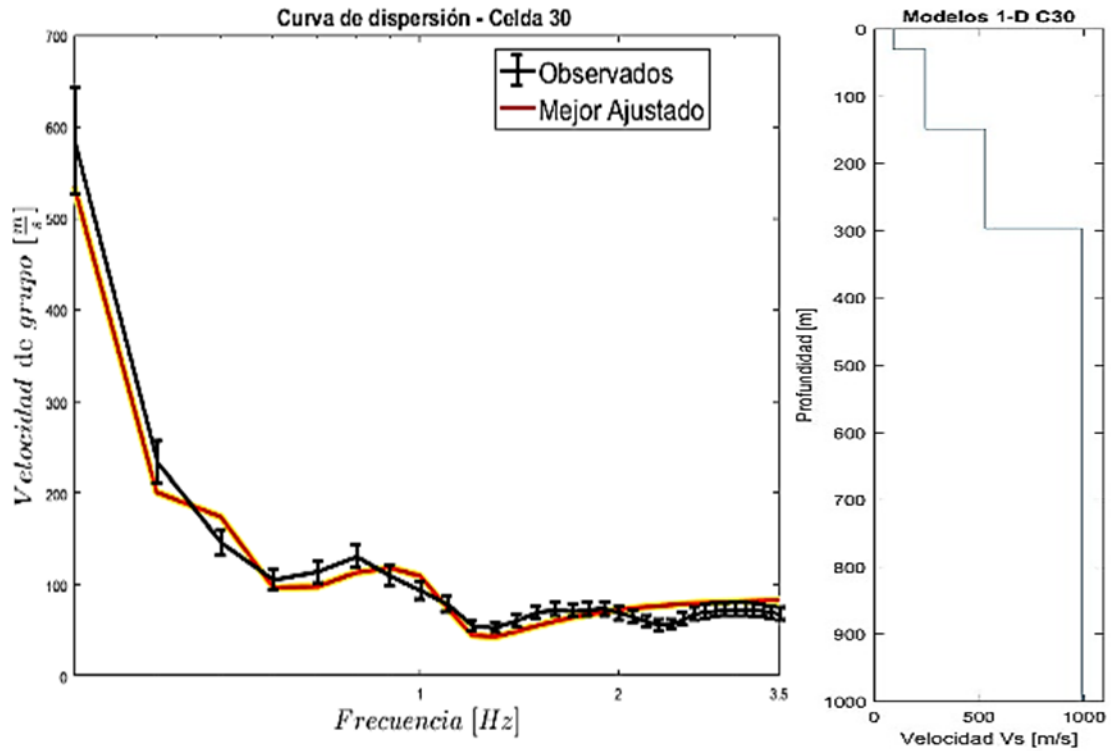


Figura 10. 2 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad V_s . Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

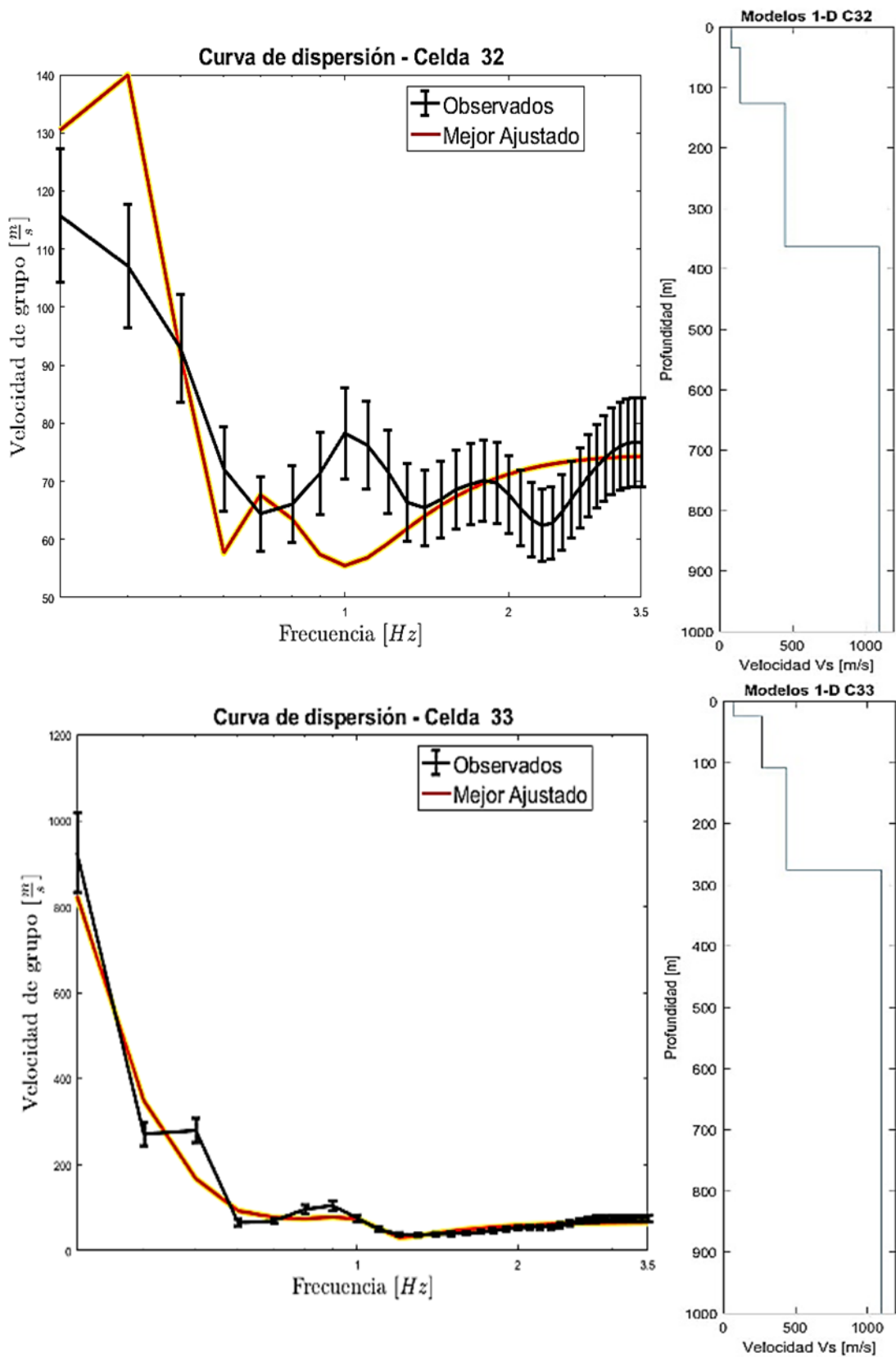


Figura 10. 3 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

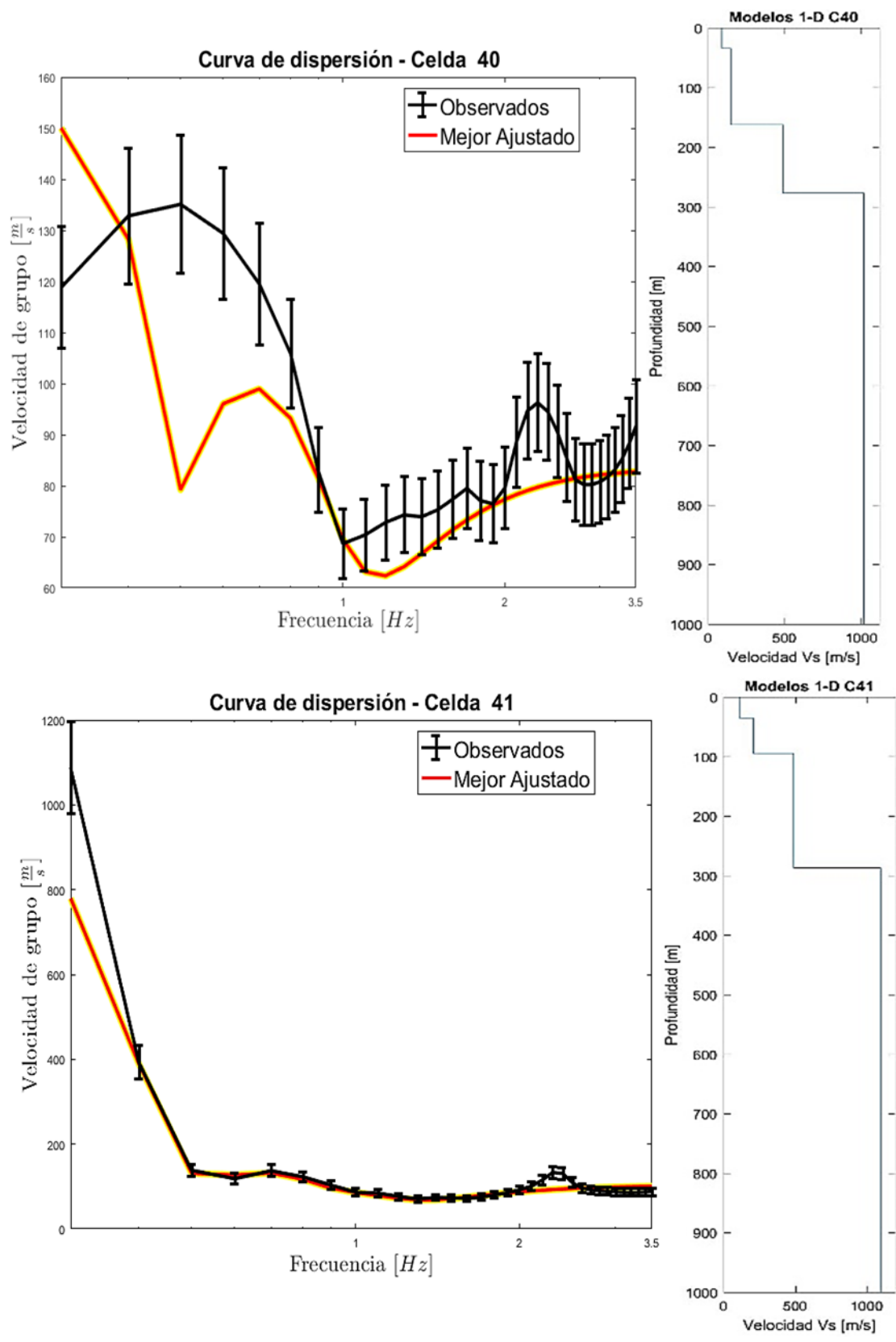


Figura 10. 4 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

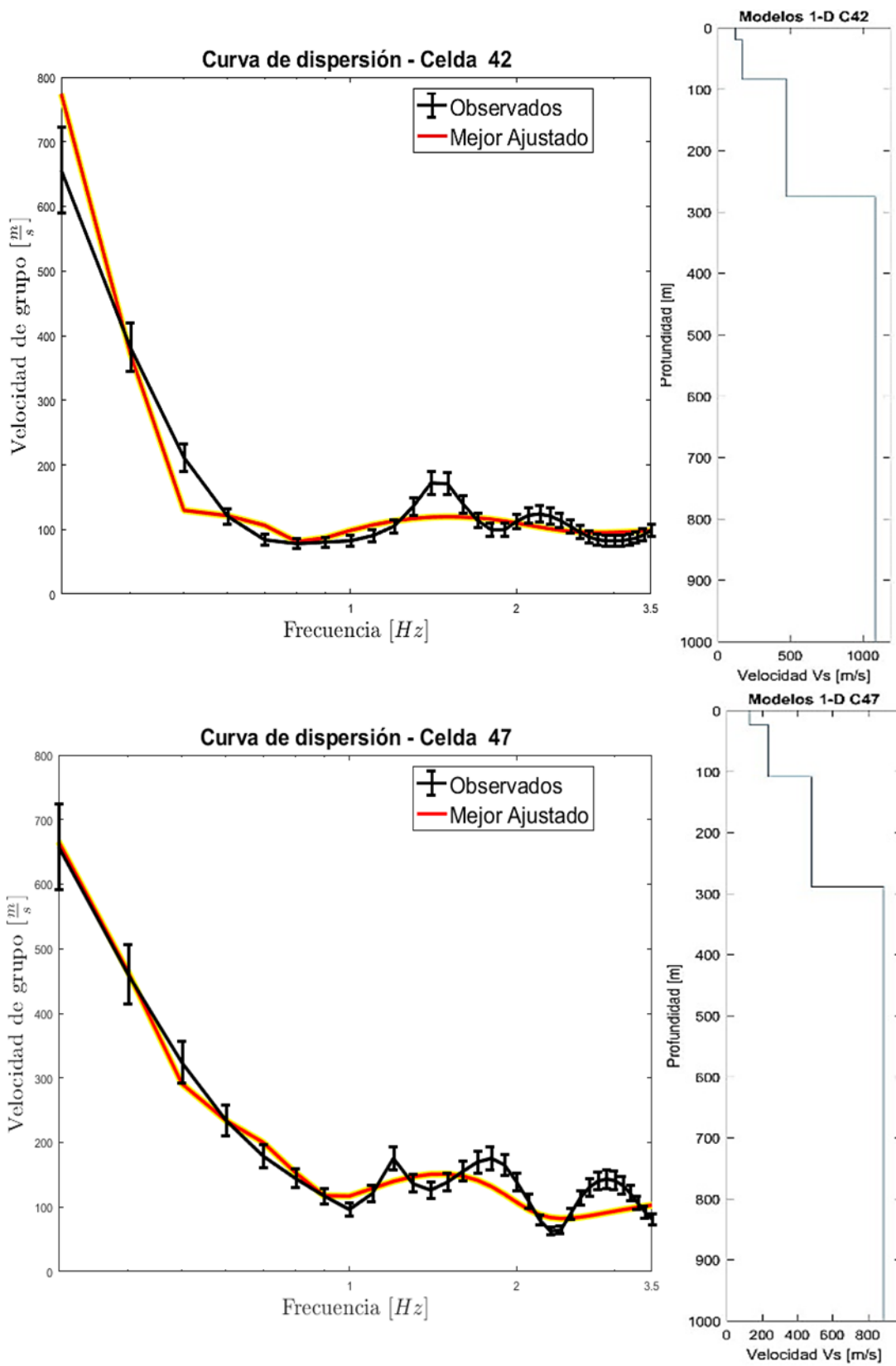


Figura 10. 5 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

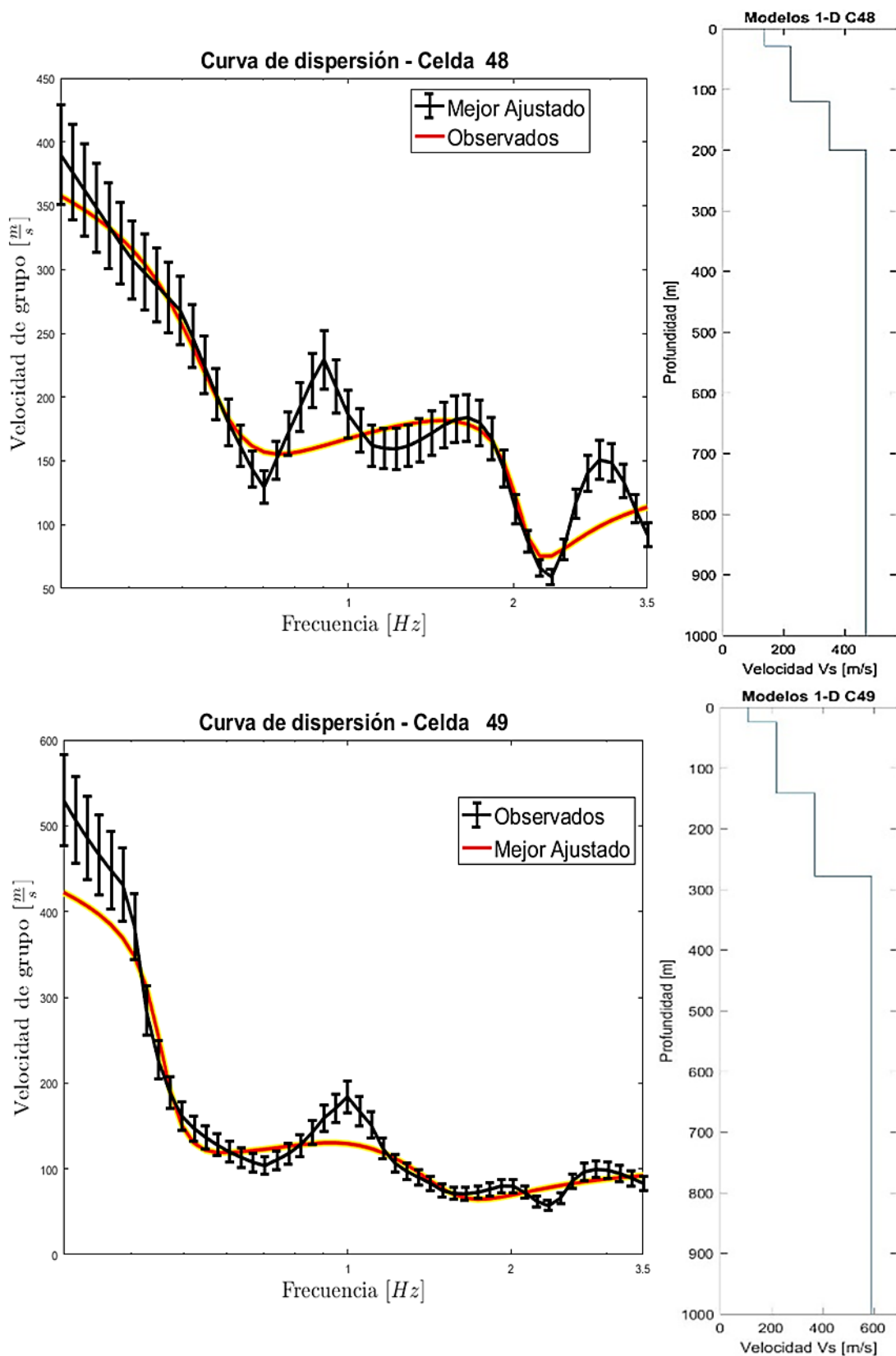


Figura 10. 6 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

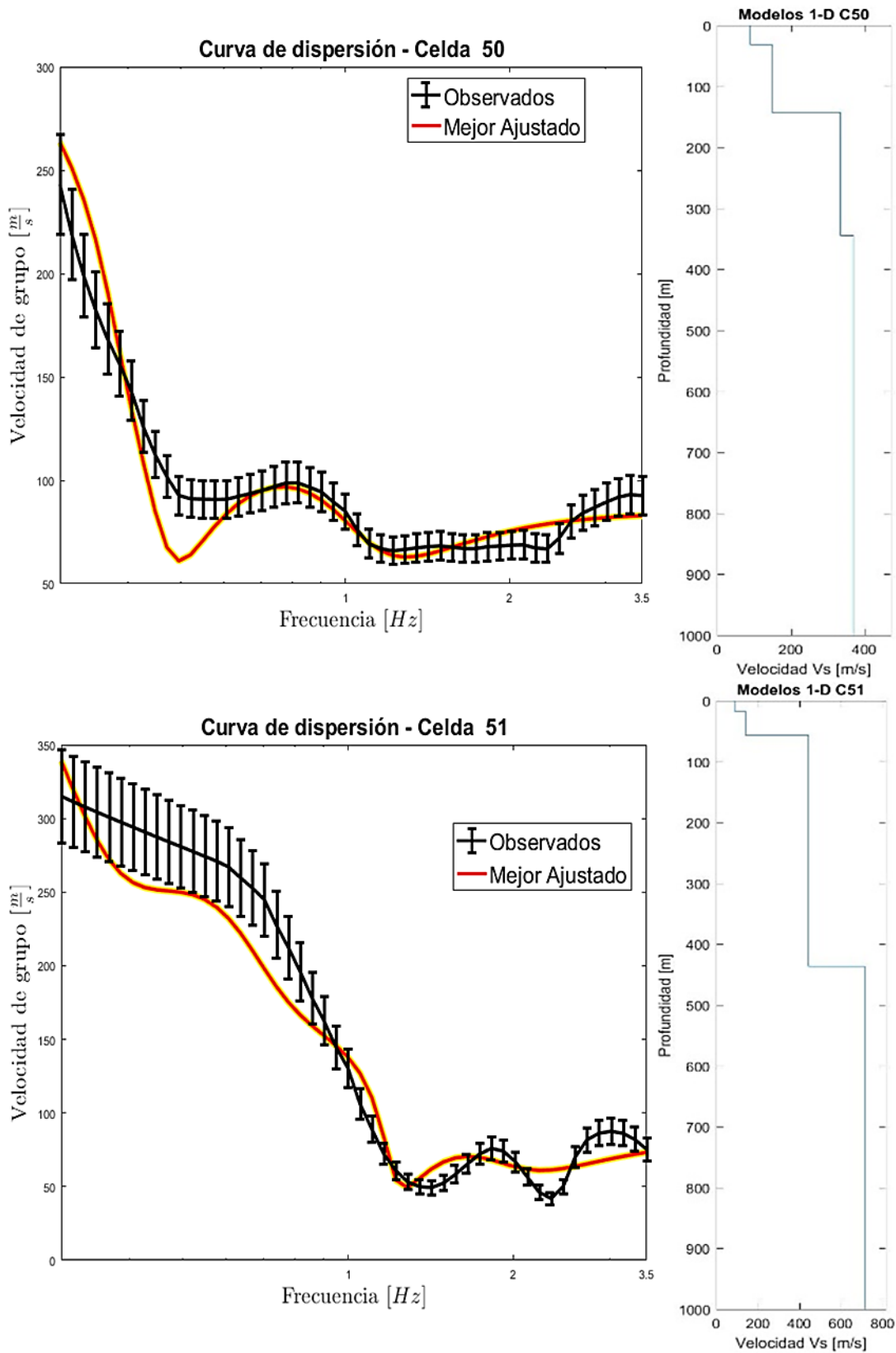


Figura 10. 7 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

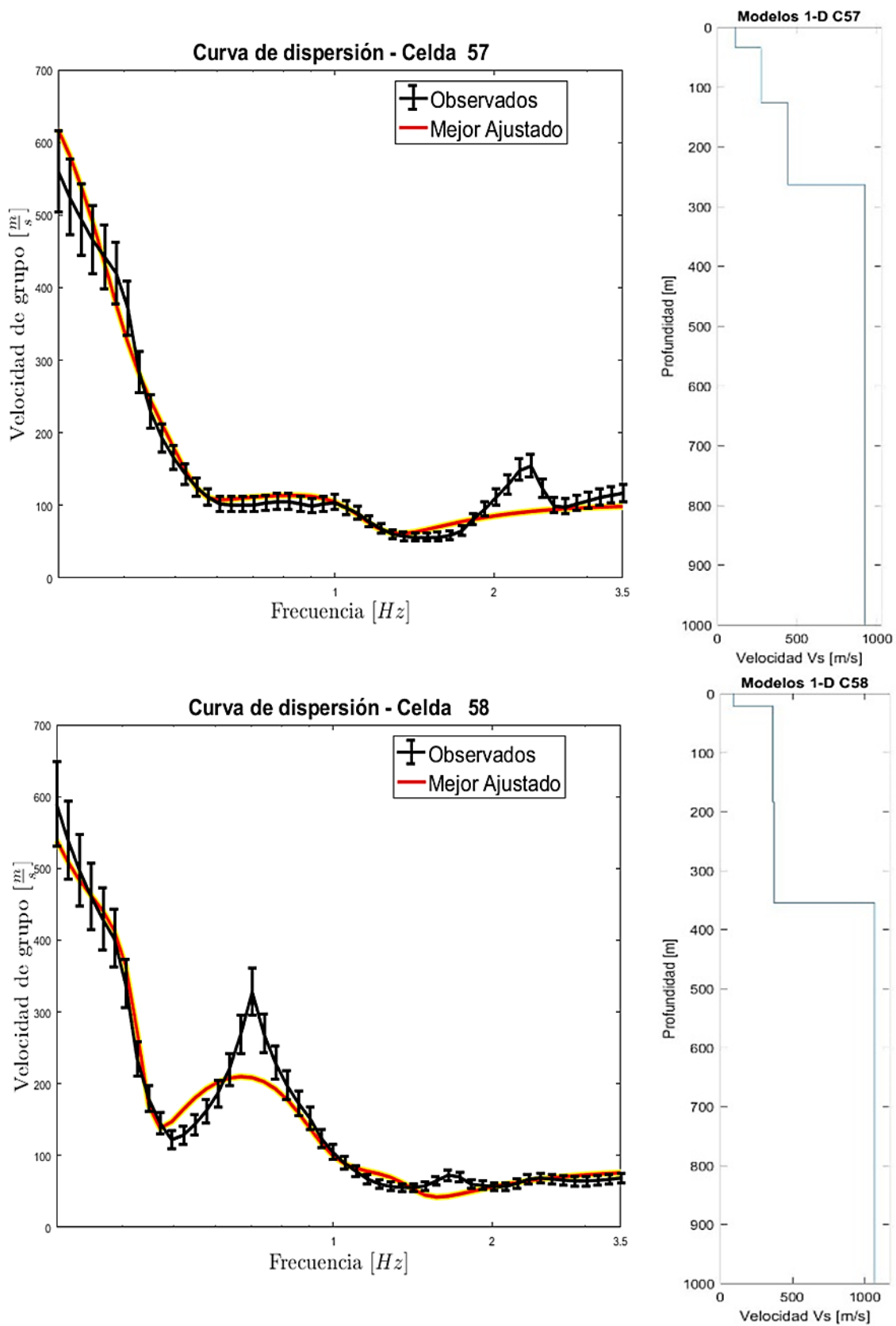


Figura 10. 8 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

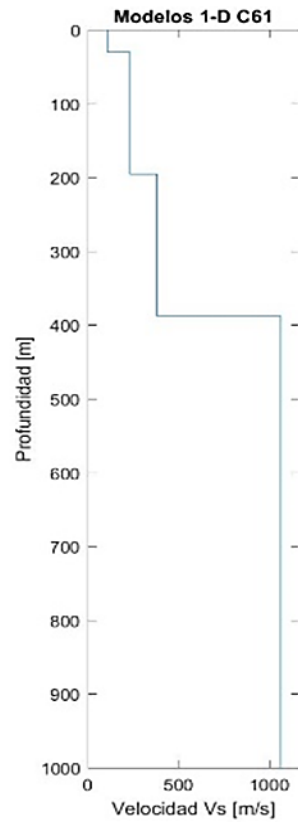
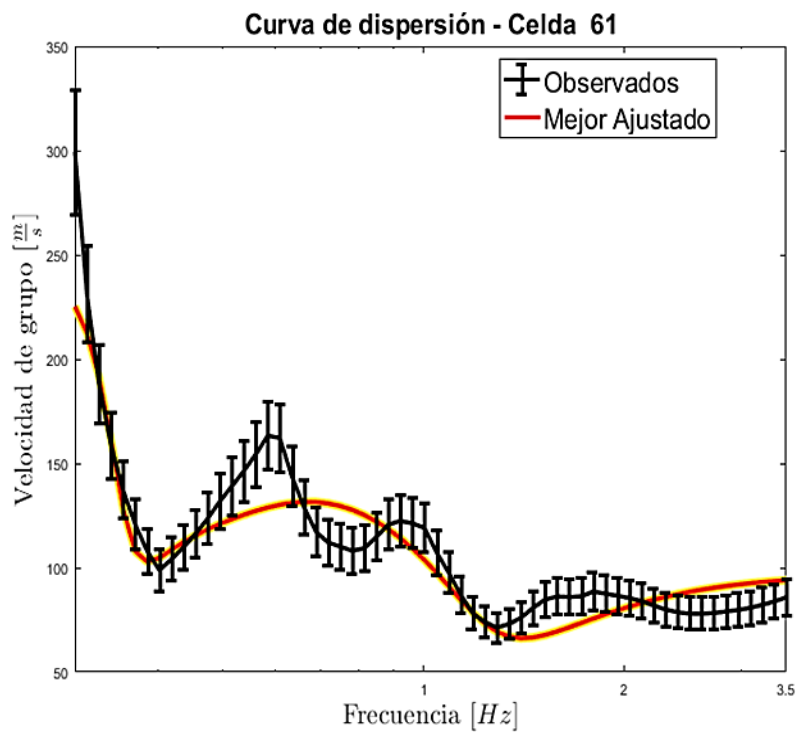
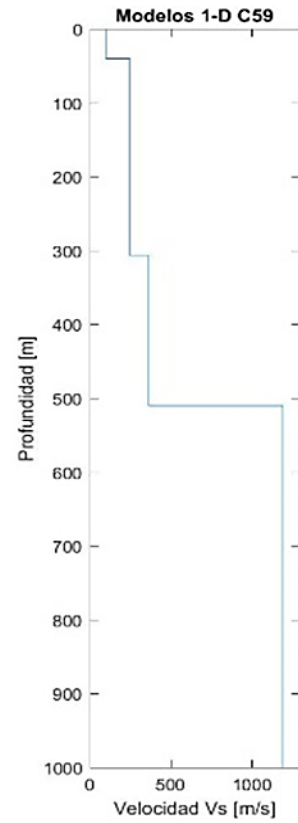
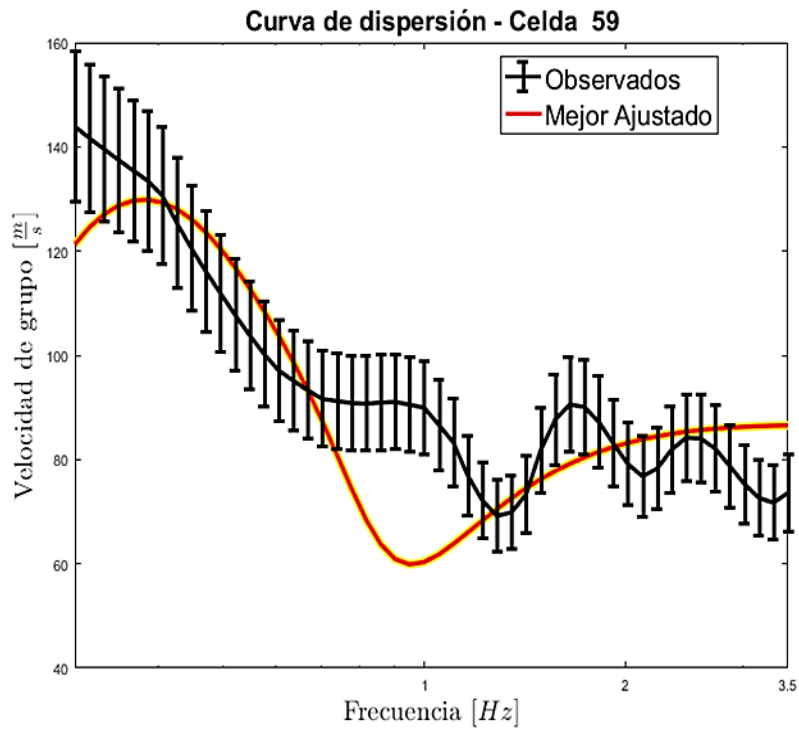


Figura 10. 9 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

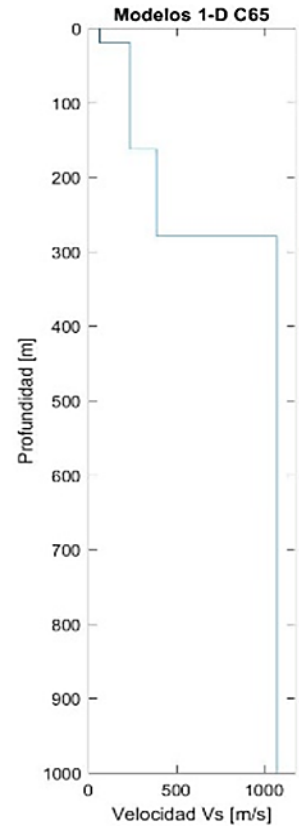
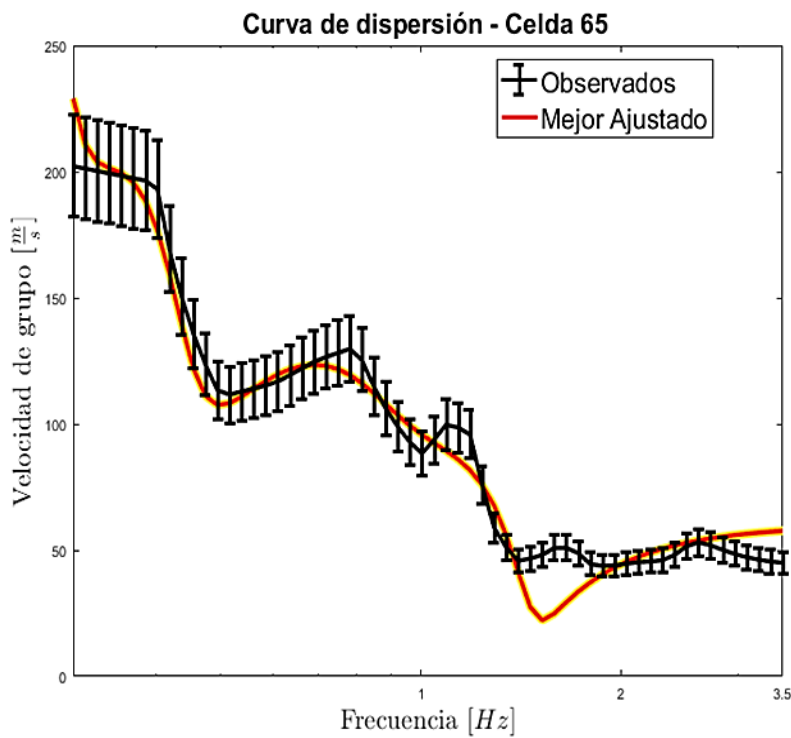
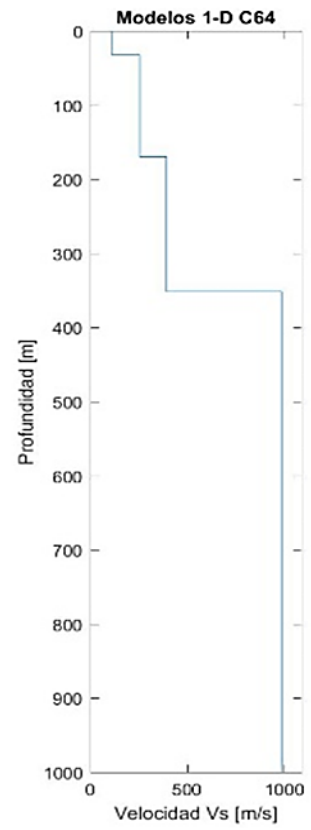
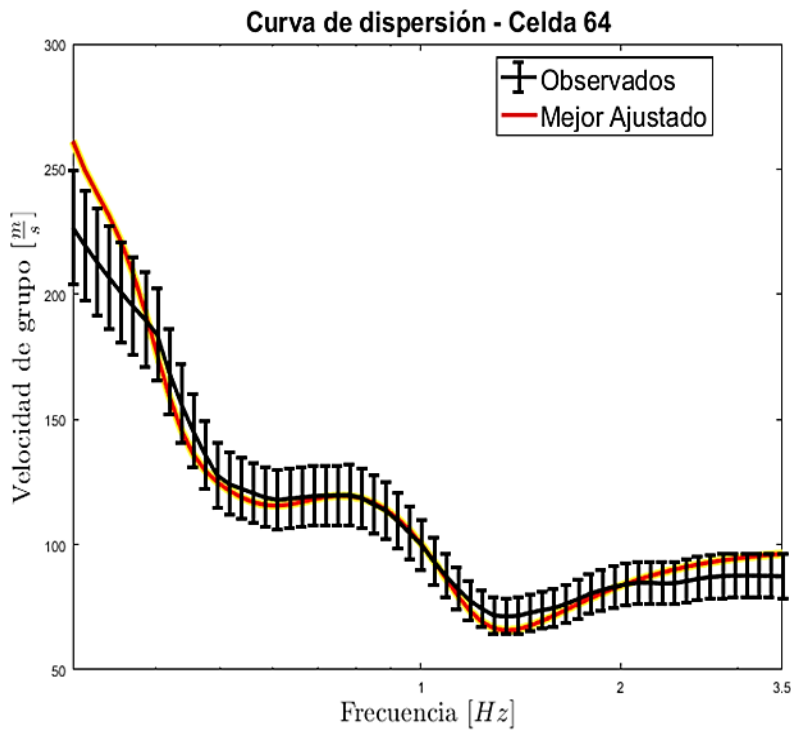


Figura 10. 10 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

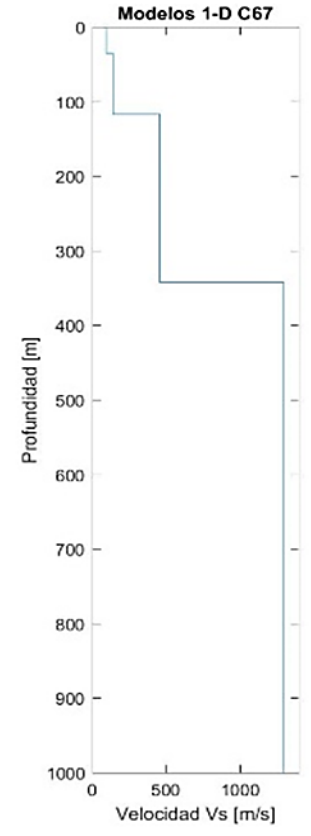
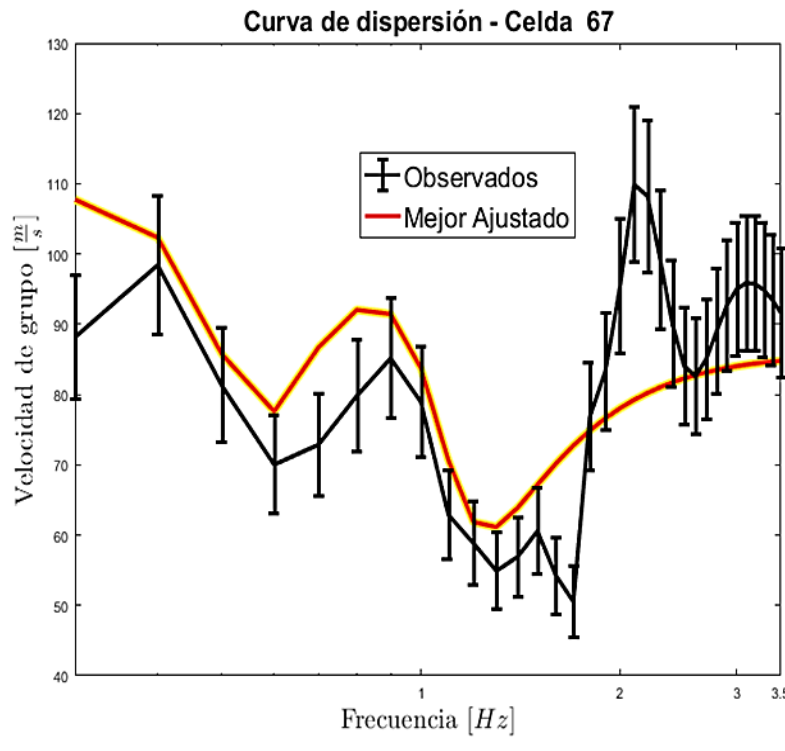
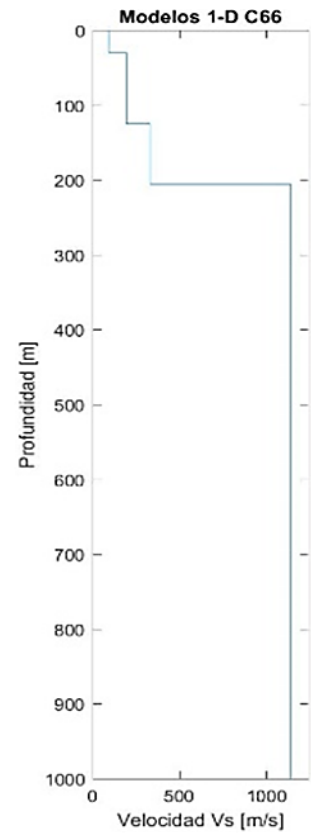
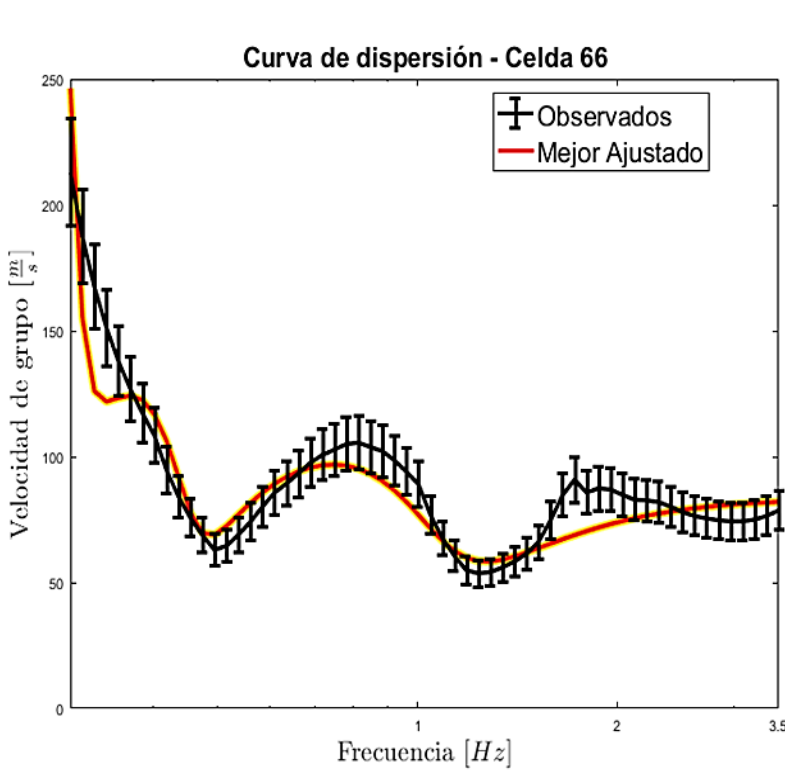


Figura 10. 11 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad Vs. Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

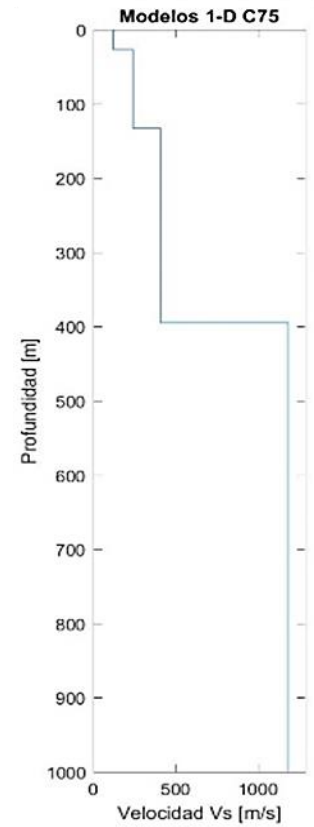
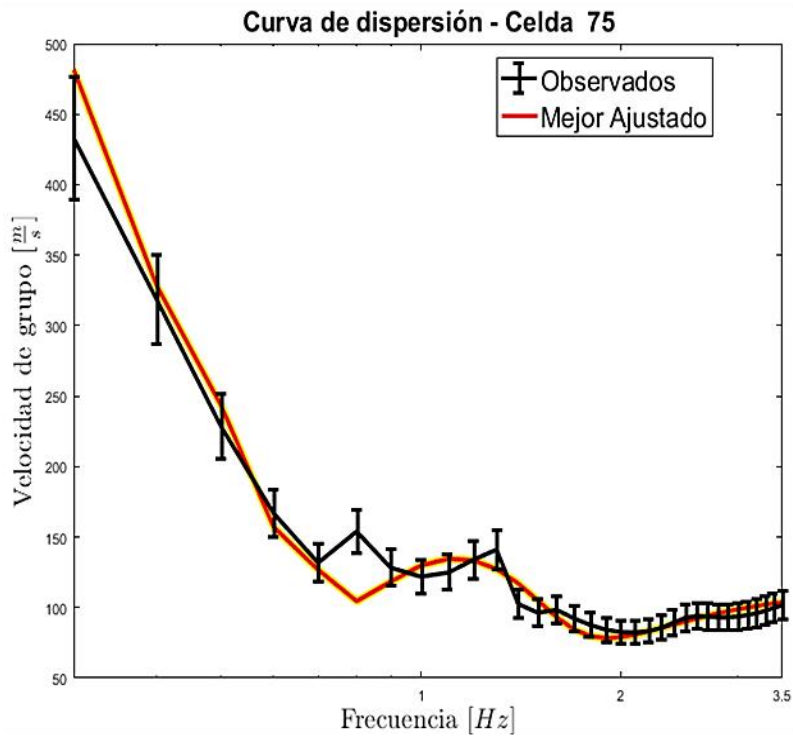
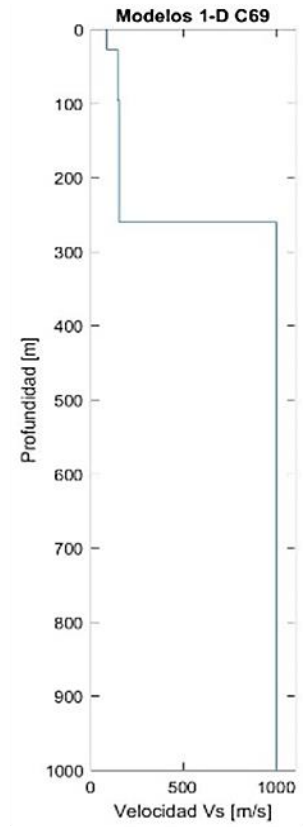
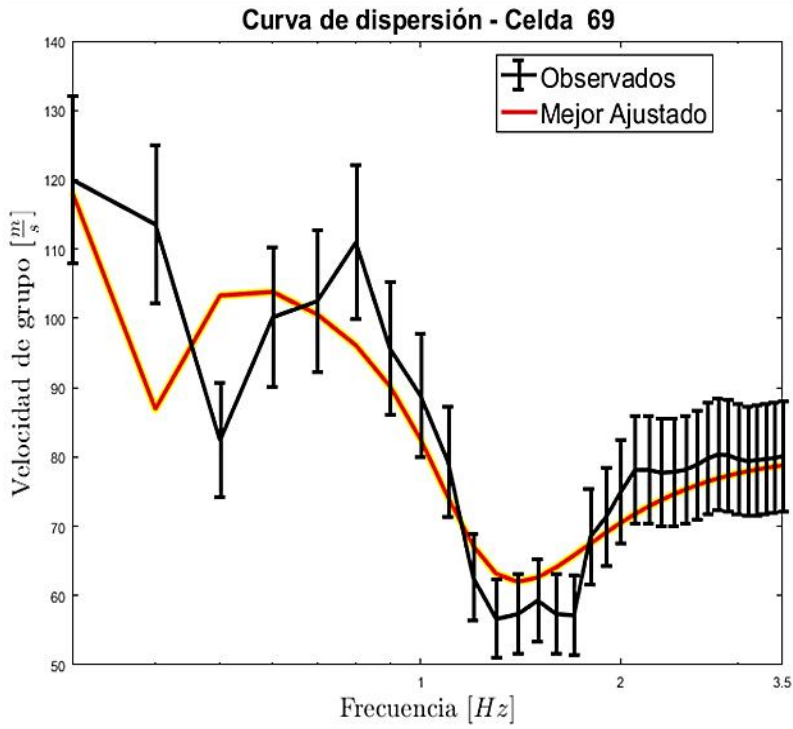


Figura 10. 12 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad V_s . Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.

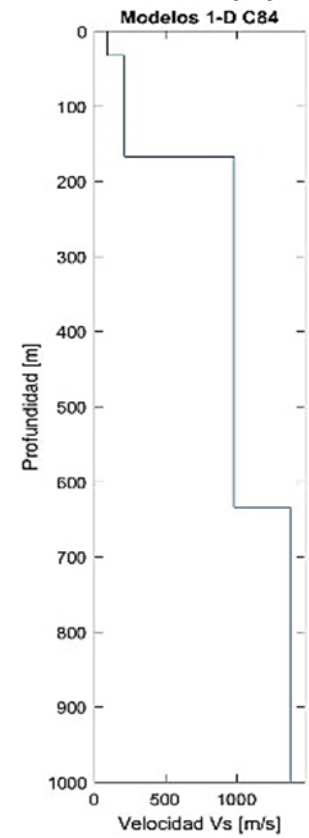
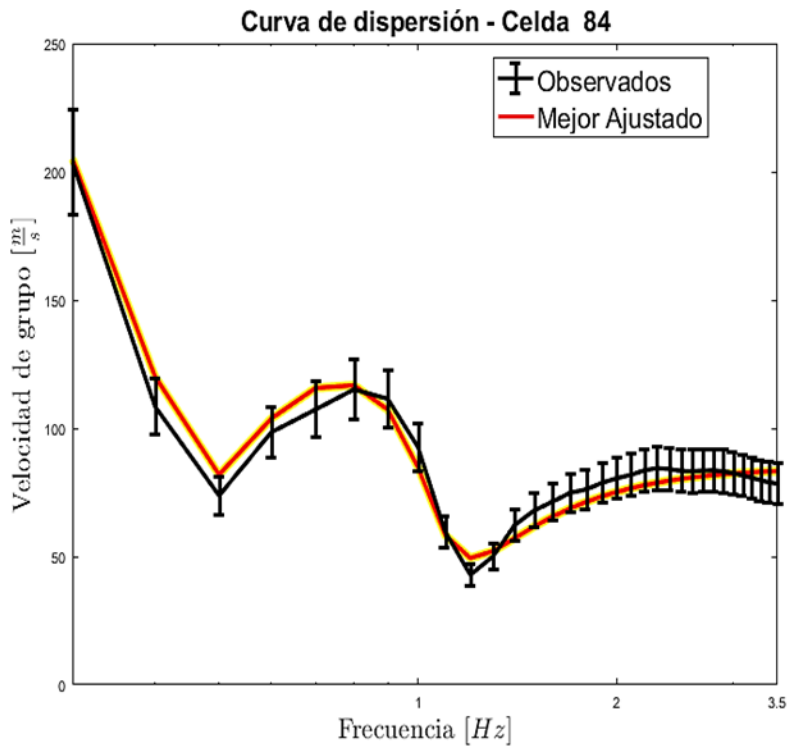
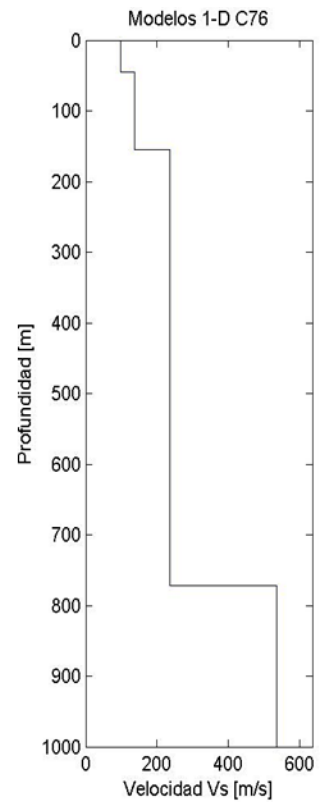
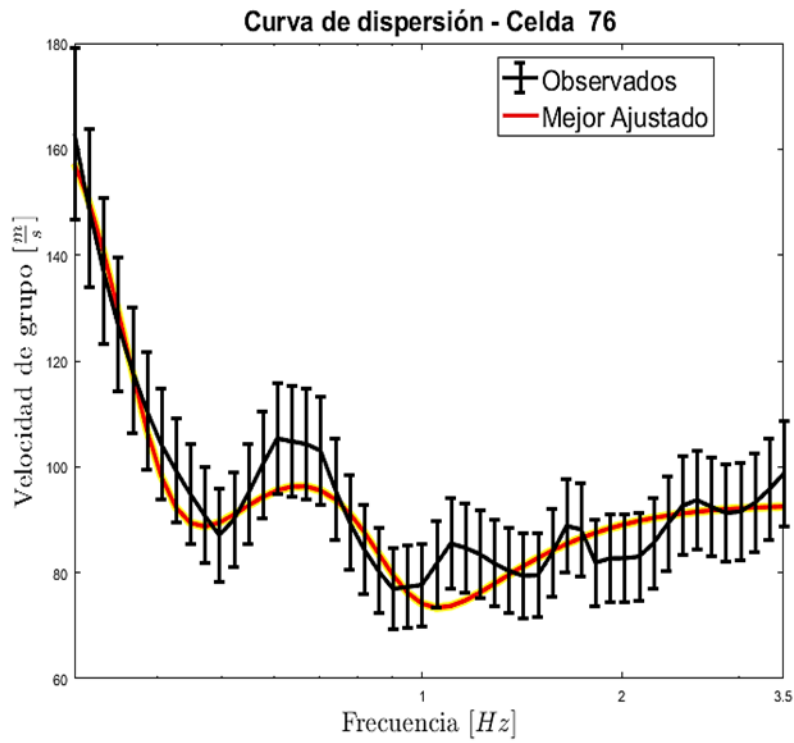


Figura 10. 13 Se presentan las curvas de velocidad de grupo con su perfil de velocidad V_s . Para las curvas de velocidad de grupo la línea roja representa el mejor ajuste y la línea de color negro el observado.