



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**MODELO DE VELOCIDADES DE LA CUENCA DE SANTIAGO Y
ESTIMACIÓN DE SU RESPUESTA SÍSMICA**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN INGENIERÍA ESTRUCTURAL, SÍSMICA Y GEOTÉCNICA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

MIGUEL ANGEL ACEVEDO PLAZA

PROFESOR GUÍA:
CÉSAR PASTÉN PUCHI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
RODRIGO ASTROZA EULUFÍ
FELIPE LEYTON FLÓREZ
SERGIO RUIZ TAPIA
ESTEBAN SÁEZ ROBERT

ESTE TRABAJO HA SIDO FINANCIADO POR EL PROYECTO FONDECYT N°1190995

SANTIAGO DE CHILE
2021

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
GRADO DE MAGISTER EN INGENIERÍA
ESTRUCTURAL, SÍSMICA Y GEOTÉCNICA Y
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL
POR: MIGUEL ANGEL ACEVEDO PLAZA
FECHA: 09/09/2021
PROF. GUÍA: CÉSAR PASTÉN PUCHI

MODELO DE VELOCIDADES DE LA CUENCA DE SANTIAGO Y ESTIMACIÓN DE SU RESPUESTA SÍSMICA

La alta tasa de ocurrencia de terremotos en Chile ha evidenciado zonas de alta amplificación sísmica dentro de la Cuenca de Santiago producto de las propiedades de los suelos superficiales y la geología local, enfatizando la necesidad de estudiar los efectos de las variaciones espaciales de velocidad de onda de corte en la repuesta sísmica de los suelos. Esta tesis elabora un modelo tridimensional de velocidades de onda de corte para la Cuenca de Santiago, utilizando mediciones de ruido sísmico ambiental, y a partir de este se elabora un modelo de diferencias finitas, para el cual se simula su repuesta sísmica considerando dos pulsos sísmicos polarizados en las orientaciones norte-sur y este-oeste. Esta investigación realiza campañas de exploración geofísica en las principales unidades de suelo de la Cuenca, con énfasis en el sector Noroeste, y a través de las metodologías de correlación cruzada de ruido sísmico, el método RayDec y razones espectrales H/V (HVSR), se obtienen perfiles de velocidad de onda de corte para cada punto medición, que permiten estimar el contacto suelo-roca en profundidad. Con la forma y frecuencias de las HVSR, se genera un mapa de zonas, el cual permite identificar las principales singularidades de los suelos de la Cuenca. Con los perfiles de velocidad de onda de corte de cada zona, se definen perfiles representativos, mediante los cuales se establece un basamento rocoso compatible con las frecuencias predominantes de los suelos y volúmenes de suelos asociados a cada uno con distintas velocidades de onda de corte. Utilizando un pulso de Dirac filtrado y polarizado en las orientaciones norte-sur y este-oeste como sollicitación sísmica del modelo de velocidades, se simulan dos escenarios sísmicos con el código FDSim3D. La repuesta sísmica del modelo muestra que las Gravas de Santiago presentan una menor amplificación sísmica, producto de sus altos valores de velocidad de onda de corte y bajos contrastes de velocidad en profundidad, al contrario de los suelos Finos del Noroeste, los cuales son susceptibles a presentar mayores amplificación producto de la profundidad del basamento y de las variaciones laterales de velocidad de onda de corte. De forma parcial se pudo comprobar que el modelo predice valores relativos de intensidad en los suelos Finos del Noroeste similares a los obtenidos en eventos sísmicos reales registrados.

“Whatever it is you seek, you have to put in the time, the practice, the effort. You must give up a lot to get it. It has to be very important to you. And once you have attained it, it is your power. It can’t be given away: it resides in you. It is literally the result of your discipline”
Ian Malcolm

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi madre Eugenia por todo su amor incondicional y apoyo durante todas las etapas de mi vida, y por todos los buenos momentos que no ha tocado vivir. También agradecer a mi Lela y Tata por ser mis segundos padres, a mi tío Víctor por todo su apoyo y guía, a mi tía Elsa por su buena voluntad y preocupación, y a mi tía Mónica por toda su ayuda en las últimas etapas de mi carrera universitaria. También agradecer a mis primos Alejandra y Beto por todo su apoyo, y también por todas esas noches de juegos, series y películas.

A mis amigos de la carrera de ingeniería civil, a Nicole por todas esas tardes de ocio donde nunca faltaron las risas, a Jorge por ser el más apañador y estar siempre presente, a Shesho por toda su buena onda y apañe, y también a todos mis compañeros de carrera que siempre estuvieron en todo momento. A mis amigos del magister, a Lucho por todas esas tardes de buena conversación y escalada, a Carlos por todos esos momentos de risas, y a Diego S. por apañar en todos los ramos del Máster.

A todos los Geopeces del 4to piso Alondra, Diego P., Meili, Pato, Kathy, Susy, Belén y Diego A., por todas esas tardes de copuchas y buenos momentos. Gracias por ser de unas de las distracciones que más disfrute durante el desarrollo de mi Tesis.

A mis equipos de terreno. Carlos, Lucho, Jimmy, Belén y Susy, por toda su buena disposición y ayuda desinteresada. A Pipe, César y Pancho, por ser las mejores cordadas de escalada y estar dispuestos a sacrificar un buen día de escalada por mi Tesis. A Pato por toda su ayuda y por ser un gran apoyo durante todo el desarrollo de mi Tesis. Sin ustedes este trabajo tesis no hubiera sido lo mismo.

También agradecer al profesor César Pastén por guiarme durante todo esta Tesis, y a los profesores Esteban Sáez, Rodrigo Astroza, Felipe Leyton y Sergio Ruiz por sus comentarios y correcciones.

Y finalmente agradecer al proyecto fondecyt n°1190995 que financio esta Tesis, y al equipo NLHPC, Guacolda-Leftrarú, por toda su ayuda y buena disposición en todo momento.

Tabla de Contenido

1. Introducción.....	1
1.1. Motivación.....	1
1.2. Hipótesis.....	2
1.3. Objetivo general.....	2
1.4. Objetivos Específicos.....	3
1.5. Estructura de la Tesis.....	3
2. Revisión Bibliográfica.....	4
2.1. Marco Geomorfológico y Geotécnico.....	4
2.1.1. Marco Geomorfológico.....	4
2.1.2. Suelos de la Cuenca de Santiago.....	6
2.1.3. Propiedades de los Suelos de Santiago.....	9
2.2. Modelamiento Dinámico de la Cuenca de Santiago.....	11
2.2.1. Modelos Dinámicos de la Cuenca de Santiago.....	11
2.2.2. Código FDSim3D.....	15
2.3. Propagación de ondas.....	20
2.3.1. Ondas de cuerpo.....	20
2.3.2. Ondas Superficiales.....	21
3. Perfiles de velocidad de la Cuenca de Santiago.....	23
3.1. Campañas de exploración.....	23
3.1.1. Metodologías de terreno.....	27
3.1.2. Red de estaciones sísmicas RM–MT CSN.....	29
3.2. Procesamiento de datos.....	29
3.2.1. Curvas de dispersión de velocidad de fase.....	29
3.2.2. Elipticidad de onda Rayleigh.....	31
3.2.3. Razones espectrales H/V (HVSR).....	36
3.3. Obtención de perfiles de velocidad.....	41

3.3.1.	Paso 1: Selección de los datos representativos de cada sitio.....	41
3.3.2.	Paso 2: Inversión de la curva de dispersión.....	43
3.3.3.	Paso 3: Inversión conjunta de la velocidad de fase y elipticidad.....	45
3.4.	Resultados	50
3.4.1.	Mapa de Zonas HVSR	50
3.4.2.	Curva de dispersión de velocidad de fase	54
3.4.3.	Perfiles de velocidad de onda de corte.....	56
4.	Modelo de Velocidades	61
4.1.	Perfiles de velocidad de onda de corte representativos	61
4.2.	Definición de volúmenes de suelos.....	67
5.	Simulación Sísmica FDSim3D	72
5.1.	Definición de la fuente sísmica del modelo.....	72
5.2.	Definición de los receptores del modelo.....	72
5.3.	Tamaño de celdas y estabilidad numérica.....	73
5.4.	Resultados numéricos	74
5.4.1.	Respuesta sísmica en la superficie del modelo.....	74
5.4.2.	Respuesta sísmica de secciones transversales.....	80
5.4.3.	Respuesta dinámica en profundidad	85
5.4.4.	Comportamiento dinámico de ondas superficiales	93
5.4.5.	Validación del modelo de velocidades.....	97
6.	Discusión.....	106
6.1.	Mapas Zonas HVSR	106
6.2.	Perfiles de velocidad	107
6.3.	Modelo de velocidades	109
6.4.	Simulación numérica con FDSim3D	110
6.4.1.	Respuesta de la superficie del modelo.....	110
6.4.2.	Repuesta sísmica de secciones transversales.....	111
6.4.3.	Respuesta dinámica en profundidad	111

6.4.4.	Comportamiento dinámico de ondas superficiales	112
6.4.5.	Validación del modelo de velocidades.....	112
7.	Conclusiones y Recomendaciones	113
7.1.	Conclusiones	113
7.1.1.	Mapa HVSR y perfiles de velocidad	113
7.1.2.	Modelo de velocidades y su respuesta sísmica.....	115
7.2.	Recomendaciones.....	116
Bibliografía	118
Apéndices	128

Índice de Figuras

Figura 2.1: Elevación topográfica de la cuenca de Santiago (Mod. Vergara, 2015).....	4
Figura 2.2: Modelos gravimétricos de la Cuenca de Santiago. A) Profundidad de basamento rocoso definida por Araneda et al. (2000), mapa presentado por Araneda et al. (2006) y B) profundidad de basamento definida por González et al. (2018).	5
Figura 2.3: Mapa geología superficial de la Cuenca de Santiago, Boletín 33 – 1978 (Mod. Valenzuela, 1978).	6
Figura 2.4: Mapa geología superficial de la cuenca de Santiago, Basado en el Boletín 33 – 1978 (Mod. Leyton et al., 2010).	7
Figura 2.5: Razones espectrales HVSR características de los suelos finos del noroeste y gravas de la Cuenca de Santiago. A) HVSR medido en Huechuraba, B) HVSR medido en San Bernardo (Mod. Pastén, 2007).	9
Figura 2.6: A) Mapa de V_{S30} y B) periodos de la Cuenca de Santiago (Ruz & Finn, 2019).	10
Figura 2.7: Perfiles de grandes profundidades para los suelos de la Cuenca de Santiago. A) perfil asociado a las comunas de Santiago y Estación central. B) Perfil Asociado a las comunas de Las Condes, Ñuñoa y La Renina. C) Perfil asociado a las comunas de La Pintana, Puente Alto y La Florida.	11
Figura 2.8: Perfiles transversales del modelo de velocidades de Salomón (2017) (a) corresponde a una vista en planta de la Cuenca de Santiago, donde se proyectan los perfiles transversales (b) y (c)	11
Figura 2.9: Sección transversal de suelos estudiado por Toledo (2008). A) Perfil de velocidades estudiado, donde se indica la elevación topográfica, nivel estático del agua subterránea y basamento rocoso. B) Frecuencia predominante HVSR e intensidad sísmica IMKS. C) Vista en planta de la ubicación de la sección transversal en la Cuenca de Santiago (Mod. Toledo, 2008).	12
Figura 2.10: Simulaciones sísmicas realizadas por Pilz et al. (2011), donde el color rojo indica las ondas con velocidad positiva y el color azul las ondas con velocidad negativa. A) réplica de magnitud 5.2 del terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010. B) Posible escenario sísmico de activación de la Falla San Ramon. (Mod. Pilz et al., 2011).	13
Figura 2.11: Dimensiones y propiedades del modelo numérico de Cortés (2018).	14
Figura 2.12: Secciones transversales de la Cuenca de Santiago. A) Mapa de suelos Mod. Leyton et al. (2010) con las proyecciones de los perfiles de Pavez (2020).	

	B) Perfil transversal NS. C) perfil transversal WE. D) Perfil transversal CD. (Mod. Pavez, 2020).	15
Figura 2.13:	A) Cuerpo Zener generalizado (GZB). B) Cuerpo Maxwell generalizado (GMB-EK) (Moczo et al., 2014).	16
Figura 2.14:	Esquema de grilla de diferencias finitas FDSim3D. A) esquema 3D de un modelo. B) esquema del espaciamiento de grilla.....	18
Figura 2.15:	Celda grilla FDSim3D con las ubicaciones de las componentes de velocidad U, V y W , los componentes tensoriales T_{ij} , las funciones inelásticas ξ_{lij} , los módulos de deformación de corte $\mu_{ij}H$ y compresión kH , y los coeficientes inelásticos $Y_{\mu ij}$ y $Y_{k ij}$ (con $i, j = x, y, z$). Para una grilla con espaciamiento h_{FD} (Galis et al., 2008).....	18
Figura 2.16:	Diagramas de propagación de ondas Rayleigh. A) Onda retrógrada, B) onda prógrada, C) onda de desplazamiento horizontal y D) onda de desplazamiento vertical.	22
Figura 2.17:	Curva de dispersión de velocidad de fase y elipticidad de onda Rayleigh para el perfil de la Tabla 2.3, asociadas al modo fundamental de la onda. A) Velocidad de fase y B) elipticidad de onda Rayleigh. Los colores de las curvas y puntos están asociadas a los movimientos de partícula indicados en la Figura 2.16. Figura basada en Hobiger (2011).....	22
Figura 3.1:	Zonas de interés de la Cuenca de Santiago inferidas a partir de estudios de otros autores.....	24
Figura 3.2:	Mediciones en la Cuenca de Santiago realizadas en este estudio.	26
Figura 3.3:	Esquemas disposición espacial de sensores Trominos. Los cuadrados rojos corresponden a los Trominos. B) Arreglo lineal realizado en la comuna de Quilicura y B) arreglo trapezoidal realizado en la comuna de Lampa.....	27
Figura 3.4:	Disposición espacial de las estaciones Guralp-40T.	27
Figura 3.5:	Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la comuna de Peñalolén, utilizando registros de 40 [min]. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 10 [s] y una superposición entre ventanas del 90%, B) espectro de correlación promedio y C) velocidad de fase para distintos valores de m	30
Figura 3.6:	Esquema gráfico del método RayDec. A) Registro de ruido sísmico. B) Registro filtrado para una frecuencia central f , e identificación de los cruces por cero de la componente vertical. C) Para cruce por cero se definen ventanas de largo Δ , y se aplica el desfase de $1/4f$ a las componentes horizontales. D) Apilamiento de las ventanas de largo Δ . E) Las componentes horizontales son proyectadas por el ángulo azimutal que maximiza la correlación entre la componente vertical y horizontal. F) Todas las ventanas son sumadas y la elipticidad para la frecuencia f es	

obtenida como la raíz cuadrada del cociente de la energía de las señales. (Hobiger, 2011).	32
Figura 3.7: Comparación del ajuste de elipticidad obtenida con el método RayDec y la razón espectral HVSR. La curva negra representa la elipticidad teórica, la curva roja la razón espectral HVSR y la curva azul la elipticidad obtenida del método RayDec. A) corresponde a una elipticidad de muy baja amplitud y B) corresponde a una elipticidad de alta amplitud (Mod Hobiger et al., 2009).....	35
Figura 3.8: División de un registro de un sensor Tromino en ventanas de 10 minutos (Medición Comuna de Huechuraba, Ciudad Empresarial).	35
Figura 3.9: Elipticidad del registro Figura 3.8. Las curvas roja, naranja, amarilla y verde corresponden la elipticidad obtenida método RayDec y la curva negra corresponde al promedio de estas.....	36
Figura 3.10: Selección de ventanas HVSR con criterio STA/LTA. A), B) y C) STA/LTA para las componentes de un registro DGF, con sus respectivos límites máximo y mínimo. D), E) y F) registro DGF con sus respectivas ventanas de ruido estacionario seleccionadas en colores.	38
Figura 3.11: HVSR del registro de la Figura 3.10. La línea negra continua representa el promedio de las de las ventanas de ruido estacionario y la línea negra segmentada su desviación estándar.....	38
Figura 3.12: Selección del tiempo posterior al evento sísmico, utilizando el criterio LTA/STA. A) registro de aceleraciones de un evento sísmico. B) criterio STA/LTA del registro. El recuadro verde indica la zona posterior al evento sísmico	39
Figura 3.13: Tipos de razones espectrales. Tipo 1: Es posible identificar una frecuencia predominante. Tipo 2: Se identifican al menos dos frecuencias predominantes. Tipo 3: No es posible identificar una frecuencia predominante, a pesar de que la amplitud es superior a 2. Tipo 4: Amplitud inferior a 2, y no siempre es posible identificar una frecuencia predominante.	40
Figura 3.14: Criterio de selección de curvas de dispersión de velocidad de fase representativa. Los puntos corresponden a las velocidades de fase obtenidas de distintos pares de instrumentos DGF, y los puntos verdes conforman la curva representativa utilizada en la inversión. El sitio de las mediciones está en la comuna de Quilicura.	42
Figura 3.15: Razones espectrales HVSR. La razón espectral representativa corresponde al HVSR de DGF1, debido a su cantidad de ventanas (<i>NoWin</i>). El sitio de las mediciones es el mismo de la Figura 3.15.....	42

Figura 3.16: Elipticidad de onda Rayleigh. A) Elipticidad de cada instrumento DGF y B) elipticidad promedio (curva negra) junto a la elipticidad inferida suavizada (curva verde).	43
Figura 3.17: Ejemplo definición de frecuencia predominante para razón espectral HVSR tipo 4. A) Ubicación espacial del punto en estudio (cuadrado rojo), y las estaciones sísmicas de referencia (círculos azul y verde). B) Razones espectrales del punto de estudio y de las estaciones sísmicas de referencia.	43
Figura 3.18: Perfil de velocidades obtenido a partir de la inversión de la velocidad de fase con una resolución máxima de 63 [m] de profundidad, equivalente a λ_{max} . A) perfiles de velocidad, donde la curva negra representa el perfil con mejor ajuste y B) curvas de dispersión, donde los puntos verdes representan los puntos de la curva de dispersión de velocidad de fase objetivo. El color de los perfiles y las curvas depende del desajuste (misfit) de los modelos.	45
Figura 3.19: Clasificación de perfiles. A.1) Ejemplo perfil tipo A caracterizado por presentar un fuerte contraste de velocidades, asociado al HVSR de A.2). B.1) ejemplo perfil tipo B, presenta bajos contraste de velocidad, se asocia al HVSR de B.2). C.1.) Ejemplo perfil tipo C, caracterizado por presentar inversiones de velocidad, asociado al HVSR de C.2). D.1) ejemplo perfil tipo D, presenta un fuerte contraste de velocidad entre las primeras capas de suelo, asociado al HVSR de D.2).	46
Figura 3.20: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo A. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.	48
Figura 3.21: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo B. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.	48
Figura 3.22: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo C. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.	49
Figura 3.23: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo D. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.	49
Figura 3.24: Mediciones y principales zonas HVSR junto a la geología superficial de la Cuenca de Santiago.....	51

Figura 3.25: HVSRs asociadas a la unidad de suelo: Finos del Noroeste.....	52
Figura 3.26: HVSRs asociados a las unidades de suelo: Pumicitas y Conos de Deyección	53
Figura 3.27: HVSRs asociados a la unidad de suelo: Grava.	54
Figura 3.28: Curvas de velocidad de fase obtenidas a través de la correlación cruzada de ruido sísmico. A) Curvas de velocidad obtenidas de todas mediciones disponibles. B) Curvas de velocidad de fase representativas de cada sitio.	55
Figura 3.29: Ubicación de los perfiles de velocidad de onda de corte en la Cuenca de Santiago.	57
Figura 3.30: Grupos de perfiles de velocidad asociados a las Gravas. Los gráficos de la columna izquierda corresponden a los perfiles de velocidad de onda de corte, y los gráficos de la columna derecha corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase teóricas de los perfiles y sus respectivos puntos objetivos (Figura 3.28B).	58
Figura 3.31: Grupos de perfiles de velocidad asociados a los Finos del Noroeste y Pumicitas. Los gráficos de la columna izquierda corresponden a los perfiles de velocidad de onda de corte, y los gráficos de la columna derecha corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase teóricas de los perfiles y sus respectivos puntos objetivos (Figura 3.28B).....	59
Figura 3.32: Grupos de perfiles de velocidad asociados a los Conos de Deyección. Los gráficos de la columna izquierda corresponden a los perfiles de velocidad de onda de corte, y los gráficos de la columna derecha corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase teóricas de los perfiles y sus respectivos puntos objetivos (Figura 3.28B).....	60
Figura 4.1: Perfiles de velocidad de onda de corte representativos de los grupos de perfiles G1, G2 y F1.....	64
Figura 4.2: Perfiles de velocidad de onda de corte representativos de los grupos de perfiles P1, P2 y C1.	65
Figura 4.3: Perfil de velocidad de onda de corte representativo del grupo de perfiles C2.....	66
Figura 4.4: Modelo simplificado de suelos. Las modificaciones en la extensión de las Pumicitas de Pudahuel y los Conos de Deyección asociados a la comuna Pedro Aguirre Cerda se indican con flechas.....	67
Figura 4.5: Espesor de los volúmenes de suelos asociados a los perfiles representativos: A) Pumicita P2 y B) Conos de Deyección C2.	68
Figura 4.6: Espesor de los volúmenes de suelos asociados a los perfiles representativos del modelo: A) Basamento rocoso, B) Finos de Noroeste F1, C) Pumicita P1, D) Gravas G2, E) Gravas G1 y F) Conos de deyección C1.....	69

Figura 4.7: Modelo de unidades de suelos de la Cuenca de Santiago, vista en planta y secciones transversales.	70
Figura 4.8: Modelo de velocidades de onda de corte de la Cuenca de Santiago, vista en planta y secciones transversales.	71
Figura 5.1: Fuente sísmica del modelo. A) Función fuente en velocidad y B) espectro de Fourier de la función fuente.	72
Figura 5.2: Distribución de receptores sísmicos sobre el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago.	73
Figura 5.3: Medida de intensidad CAV de la repuesta sísmica de la Cuenca de Santiago. A) Respuesta NS del pulso NS, B) respuesta EW del pulso EW, C) respuesta EW del pulso NS, D) respuesta NS del pulso EW, E) respuesta vertical del pulso NS y F) respuesta vertical del pulso EW.	76
Figura 5.4: Medida de intensidad IA de la repuesta sísmica de la Cuenca de Santiago. A) Respuesta NS del pulso NS, B) respuesta EW del pulso EW, C) respuesta EW del pulso NS, D) respuesta NS del pulso EW, E) respuesta vertical del pulso NS y F) respuesta vertical del pulso EW.	77
Figura 5.5: Medida de intensidad PGV de la repuesta sísmica de la Cuenca de Santiago. A) Respuesta NS del pulso NS, B) respuesta EW del pulso EW, C) respuesta EW del pulso NS, D) respuesta NS del pulso EW, E) respuesta vertical del pulso NS y F) respuesta vertical del pulso EW.	78
Figura 5.6: A) Duración del movimiento fuerte, respuesta NS pulso NS, B) duración del movimiento fuerte, respuesta EW pulso EW, C) frecuencia fundamental de la respuesta NS pulso NS, D) frecuencia fundamental de la respuesta EW pulso EW, E) frecuencia fundamental de la respuesta EW pulso NS y F) frecuencia fundamental de la respuesta NS pulso EW.	79
Figura 5.7: Registros de velocidad de las secciones transversales E.A y E.B. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.	81
Figura 5.8: Registros de velocidad de las secciones transversales E.C y E.D. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.	82
Figura 5.9: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT en las secciones transversales E.A y E.B.	83
Figura 5.10: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT en las secciones transversales E.C y E.D.	84
Figura 5.11: Ubicación de perfiles de velocidad analizados en profundidad, denotados por la comuna asociada.	85
Figura 5.12: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Quilicura. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y	

	<p>elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.....</p>	86
Figura 5.13:	<p>Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Huechuraba. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.....</p>	87
Figura 5.14:	<p>Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Pudahuel. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.....</p>	88
Figura 5.15:	<p>Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Maipú. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.....</p>	89
Figura 5.16:	<p>Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Pedro Aguirre Cerda. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.</p>	90
Figura 5.17:	<p>Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Peñalolén. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.....</p>	91
Figura 5.18:	<p>Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Ñuñoa. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.....</p>	92

Figura 5.19: Movimiento de partículas en superficie obtenidas de los registros sísmicos en superficie de la Figura 5.12EF y de las frecuencias indicadas en la Tabla 5.10. Los signos indicados en las esquinas superior izquierda de cada caso indican el sentido de giro de la partícula (sentido horario “+”, sentido antihorario “-” y sin un sentido claramente definido “¿?”)	94
Figura 5.20: Secuencia de <i>snapshots</i> de la superficie del modelo, utilizando la componente norte-sur obtenido de la simulación del pulso sísmico orientado en la dirección Norte-Sur.	95
Figura 5.21: Secuencia de <i>snapshots</i> de la superficie del modelo, utilizando la componente Este-Oeste obtenido de la simulación del pulso sísmico orientado en la dirección Este-Oeste.....	96
Figura 5.22: Frecuencias fundamentales obtenidas de las funciones de transferencia (sección 5.4.1). A) frecuencia fundamental componente NS, pulso NS, B) frecuencia fundamental componente EW, pulso EW, C) frecuencia fundamental componente EW, pulso NS. D) frecuencia fundamental componente NS, pulso EW.	97
Figura 5.23: Funciones de transferencia asociadas a las Zonas HVSR P.A3 y C.A1.....	98
Figura 5.24: Ubicación estaciones sísmicas utilizadas para validar el comportamiento sísmico del modelo.	100
Figura 5.25: Comparación de la CAV de sismos reales y del modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, relativa a la estación sísmica R03M. A) componente NS de los registros, B) componente EW de los registros y C) componente vertical de los registros.	101
Figura 5.26: Comparación de la IA de sismos reales y el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, relativa a la estación sísmica R03M. A) componente NS de los registros, B) componente EW de los registros y C) componente vertical de ellos registros.....	102
Figura 5.27: Comparación del PGV de sismos reales y el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, relativa a la estación sísmica R03M. A) componente NS de los registros, B) componente EW de los registros y C) componente vertical de ellos registros.....	103
Figura 5.28: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R01M (Quilicura). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.....	104
Figura 5.29: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R07M (Quilicura). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.....	104

Figura 5.30: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R12M (Huechuraba). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.....	105
Figura 5.31: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R03M (La Granja). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.....	105
Figura 6.1: Mediciones de razones espectrales HVSR y curvas obtenidas de la metodología RayDec en la comuna de Lampa. A) Resultados medición Tromino 1. B) Resultados medición Tromino 2. C) Resultados medición Tromino 3. D) Resultados medición Tromino 4. E) Resumen de todas las mediciones	107
Figura 6.2: Se presentan los perfiles de velocidad definidos con curvas de velocidad de fase a baja frecuencias. A), B) y C) perfil de suelo ubicado en las Pumicitas de Maipú-Cerrillos, utilizando la curva de velocidad de fase obtenida por Salomón (2017) (R18M-DG30). D), E) y F) perfil de suelo ubicado en las gravas de la Ñuñoa, utilizando las curvas de velocidad de fase obtenidas con las estaciones fijas (Guralp 40T).....	108

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Resumen rango de V_{s30} de las principales unidades de suelo de la Cuenca de Santiago, definida a partir de Ruz & Finn (2019).	10
Tabla 2.2: Propiedades geotécnicas de los suelos de Santiago. (Mod. Bonnefoy-Claudet et al., 2009)	14
Tabla 2.3: Parámetros de un semi espacio infinito de dos capas	22
Tabla 3.1: Mediciones HVSR utilizadas de otros autores y los respectivos instrumentos utilizados	23
Tabla 3.2: Zonas de interés de estudio, y sus correspondientes subzonas.....	25
Tabla 3.3: Distancias entre estaciones Guralp-40T.....	28
Tabla 3.4: Instrumentos utilizados en terreno	28
Tabla 3.5: Parámetros cálculo de velocidad de fase por instrumento.....	31
Tabla 3.6: Parámetros de cálculo del método RayDec	36
Tabla 3.7: Parámetros de definición de ventanas para el cálculo de HVSR por instrumento	39
Tabla 3.8: Parámetros criterio STA/LTA por instrumento.	40
Tabla 3.9: Cantidad de capas N_c del espacio de búsqueda	44
Tabla 3.10: Potencias de las capas del espacio de búsqueda.....	44
Tabla 3.11: Propiedades del espacio de inversión	44
Tabla 3.12: Parámetros del algoritmo del vecindario	44
Tabla 3.13: Tipos de Perfiles.....	46
Tabla 3.14: Características representativas de las principales zonas de HVSR de la Cuenca de Santiago.....	50
Tabla 3.15: Grupos de perfiles de velocidad de onda de corte.....	56
Tabla 3.16: Nueva propuesta de clasificación de sísmica de suelos norma NCh433.	56
Tabla 3.17: Grupos de perfiles de velocidad de onda de corte y su respectiva clasificación sísmica.....	57
Tabla 4.1: Perfiles de velocidad de onda de corte representativos.....	62
Tabla 4.2: Velocidad de onda compresional, módulo de Poisson y densidad, asociados a los perfiles representativos	63
Tabla 4.3: Propiedades dinámicas de basamento rocoso.....	66
Tabla 4.4: Extensión superficial del Modelo de Velocidades.....	68
Tabla 4.5: Dimensiones del Modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago	68
Tabla 5.1: Frecuencia máxima observable de cada unidad de suelo del modelo.....	74
Tabla 5.2: Tiempo de ejecución y recursos utilizados para la simulación sísmica de la Cuenca de Santiago.....	74
Tabla 5.3: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.12D y E, Quilicura.	86

Tabla 5.4: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.13D y E, Huechuraba.	87
Tabla 5.5: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.14D y E, Huechuraba.	88
Tabla 5.6: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.15D y E, Maipú.	89
Tabla 5.7: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.16D y E, Maipú.	90
Tabla 5.8: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.17D y E, Peñalolén.	91
Tabla 5.9: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.18D y E, Peñalolén.	92
Tabla 5.10: Frecuencia de interés, obtenidas a partir de la Figura 5.12 C y D.	93
Tabla 5.11: Comparación del rango de frecuencias modelo y las mediciones empíricas HVSR.	98
Tabla 5.12: Eventos sísmicos utilizados para validar el comportamiento sísmico del modelo, registrados por la red del CSN (www.sismologia.cl).	99
Tabla 5.13: Sismos registrados por cada estación sísmica.	100
Tabla 6.1: Resumen clasificación sísmica perfiles de velocidad.	109

1. Introducción

1.1. Motivación

Chile es un país caracterizado por su alta sismicidad, la cual juega un rol fundamental al momento de diseñar todo tipo de estructuras. Prueba de esto son las modificaciones realizadas al código sísmico NCh433 producto del terremoto ocurrido el 27 de febrero de 2010 (Guendelman et al., 2012), generándose el Decreto Supremo 60 y proponiéndose una nueva versión del código sísmico, la cual incorpora una nueva clasificación sísmica de suelos a partir de la velocidad de onda de corte promedio de los 30 [m] más superficiales V_{S30} (promedio armónico de los primeros 30 [m] del perfil de velocidad de onda de corte). Recientemente, se ha propuesto una nueva clasificación de suelos que considera los parámetros V_{S30} y el periodo predominante de vibración obtenido a partir de razones espectrales H/V (HVSR) (Comité NCh 433, 2018). Al aplicar esta clasificación, se espera una mayor demanda sísmica en suelos con bajos valores de V_{S30} y periodos largos de vibración (Gallipoli & Mucciarelli, 2009; Ruz & Finn, 2019).

La Cuenca de Santiago es el principal núcleo urbano de Chile, razón por la cual ha sido motivo de diversos estudios. La primera carta de Suelos de la Cuenca de Santiago fue elaborada por Valenzuela (1978), quien identificó 4 unidades de suelos principales: los Finos del Noroeste, las Pumicitas de Pudahuel, los Conos de Deyección en el frente cordillerano y las Gravas de los ríos Maipo y Mapocho. Posteriormente, otros estudios han realizado caracterizaciones geofísicas a través de los métodos HVSR y de ondas superficiales (Pastén, 2007; Ruz & Finn, 2019; Leyton et al. 2010), comprobando que los suelos Finos del Noroeste y la Pumicitas de Pudahuel son proclives a presentar mayor amplificación sísmica, debido a los bajos valores de velocidad de onda de corte y fuertes contrastes de velocidad en profundidad (Bonney-Claudet et al., 2009). La respuesta sísmica de la Cuenca también ha sido estudiada mediante el análisis de registros sísmicos de la red de estaciones del Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile (CSN), y el daño en estructuras producto de terremotos (León, 2017; Vergara, 2015), confirmando que los Suelos Finos del Noroeste son propensos a generar amplificación sísmica, con respecto a las demás unidades de suelo de la Cuenca.

Investigaciones anteriores han generado modelos de velocidad tridimensionales de la Cuenca de Santiago (Cortés, 2018; Pilz et al., 2010; Pilz et al., 2011), los cuales han caracterizado los suelos de la Cuenca como una sola unidad, principalmente como gravas, dando cuenta de la necesidad de generar modelos más completos que incorporen las principales unidades de Suelo de la Cuenca, con énfasis en los suelos finos.

Pavez (2020) elaboró tres perfiles bidimensionales que cruzan la Cuenca en las orientaciones Norte-Sur y Este-Oeste, siendo calibrados principalmente con mediciones de HVSR y V_{S30} disponibles, permitiendo incorporar diferencias de velocidad laterales entre las

unidades de suelos de la Cuenca, posteriormente los perfiles fueron actualizados por Bustos (2021), quien modificó las velocidades de onda de las unidades de suelo. Los perfiles fueron modelados con el código de diferencias finitas 2DFD_DVS (Kristek et al., 2002; Moczo et al., 2014), donde se simuló un frente de ondas planas que generó grandes amplificaciones en los suelos Finos en comparación con las Gravas, comprobando que la amplificación sísmica del sector Noroeste de la Cuenca es susceptible a las variaciones laterales de velocidad. No obstante, es posible que la modelación bidimensional no capture todos los efectos de amplificación provocados por las variaciones laterales de velocidad, siendo necesario realizar un modelo 3D (Kristek et al., 2018; Makra & Chávez-García, 2016; Moczo et al., 2018).

En base a lo anterior, surge la necesidad de desarrollar un modelo de velocidades de onda de corte para la Cuenca de Santiago, con énfasis en los suelos Finos del Noroeste, con el objetivo de identificar los sectores más propensos a presentar amplificación sísmica. Para lo cual se realizan campañas de exploración geofísica en los principales grupos de suelo de la Cuenca, utilizando las metodologías de correlación cruzada de Ekström et al. (2009), modificada por Pastén et al. (2016), el método RayDec (Hobiger et al., 2009) y HVSR, para generar perfiles de velocidad que dilucide las estructuras de suelo hasta su contacto con el basamento rocoso en profundidad, mediante la inversión conjunta de velocidad de fase y elipticidad de onda Rayleigh (Gouveia et al., 2018), y dependiendo del caso se definió si la frecuencia del HVSR está asociada al contraste de velocidades entre el suelo y basamento rocoso, o por el contrario a un contraste entre las unidades de suelo en profundidad. En base a los perfiles de velocidad se establece un modelo de velocidades tridimensional, con énfasis en los Finos del Noroeste y se simulan con el código de diferencias finitas FDSim3D (Kristek & Moczo, 2014; Moczo et al., 2014) dos frentes de ondas planas polarizadas en las orientaciones Norte-Sur y Este-Oeste. Por otro lado, también se genera un mapa de zonas HVSR con la intención de identificar las frecuencias predominantes de los suelos de la Cuenca.

1.2. Hipótesis

La presencia de irregularidades tridimensionales en el basamento rocoso y los contrastes de impedancia generan modificaciones en el contenido frecuencias y amplitud de las ondas sísmicas incidentes en la cuenca de Santiago

1.3. Objetivo general

Generar un modelo de velocidades tridimensional de los suelos de la Cuenca de Santiago con énfasis en el sector nororiente y estimar numéricamente su respuesta y patrones de amplificación sísmica.

1.4. Objetivos Específicos

1. Identificar las principales unidades de suelo de la Cuenca y realizar mediciones de ruido sísmico que permitan caracterizarlas.
2. Calcular curvas de velocidad de fase, elipticidad de onda Rayleigh y HVSR a partir de las mediciones realizadas.
3. Determinar perfiles de velocidad de onda de corte unidimensionales, a través de la inversión conjunta de la velocidad de fase y la elipticidad.
4. Determinar un mapa de razones espectrales HVSR y perfiles de velocidad representativos de cada zona.
5. Definir un modelo de velocidad tridimensional de la Cuenca de Santiago, a partir de los perfiles de velocidad representativos.
6. Obtener la respuesta sísmica del modelo de velocidades 3D a través de simulaciones numéricas, identificando las zonas susceptibles a presentar efecto de sitio.

1.5. Estructura de la Tesis

Esta tesis consta de seis capítulos, además de esta introducción. El capítulo 2 corresponde al marco teórico de la investigación, donde se detallan las principales características de la Cuenca de Santiago, se introduce la modelación en el código FDSim3D y se exponen las propiedades de las ondas sísmicas utilizadas en esta investigación. El capítulo 3 presenta las metodologías utilizadas para adquirir y procesar los datos de ruido sísmico y los perfiles de velocidad y mapa de zonas de HVSR obtenidos de estas. En el capítulo 4 se explica la definición del modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago a partir de los perfiles de velocidad y HVSR disponibles. El capítulo 5 presenta las simulaciones sísmicas del modelo de velocidad y los resultados obtenidos. En el capítulo 6 se analizan los resultados de esta investigación y se presentan las principales conclusiones.

2. Revisión Bibliográfica

2.1. Marco Geomorfológico y Geotécnico

2.1.1. Marco Geomorfológico

La Cuenca de Santiago es una depresión geográfica ubicada en la hoya hidrográfica del Río Maipo, extendida entre las latitudes $33^{\circ}10'S - 33^{\circ}51'S$ y longitudes $70^{\circ}28'O - 71^{\circ}05'O$ (Araneda et al., 2006). La Cuenca se encuentra limitada al norte por el cordón montañoso de Chacabuco, al sur por la Angostura de Paine, al este por la Cordillera de los Andes y al oeste por la Cordillera de la Costa. Presentado un tamaño aproximado de 40[Km] en la dirección norte-sur y 90[km] en la dirección este-oeste (Pastén, 2007).

La topografía superficial de la Cuenca se caracteriza por presentar suaves pendientes en orientación este-oeste, con valores de altitud desde 450[m.s.n.m.] en la base de la Cordillera de la costa y hasta los 850[m.s.n.m.] en la base de la Cordillera de los Andes, presentando una altitud promedio cercana a los 600[m.s.n.m.] (Vergara, 2015). También existe dentro de la cuenca una gran cantidad de cerros islas, donde destacan los cerros San Cristóbal, Chena y Renca, con altitudes máximas de 900 [m.s.n.m.]. La elevación topográfica es presentada en la Figura 2.1.

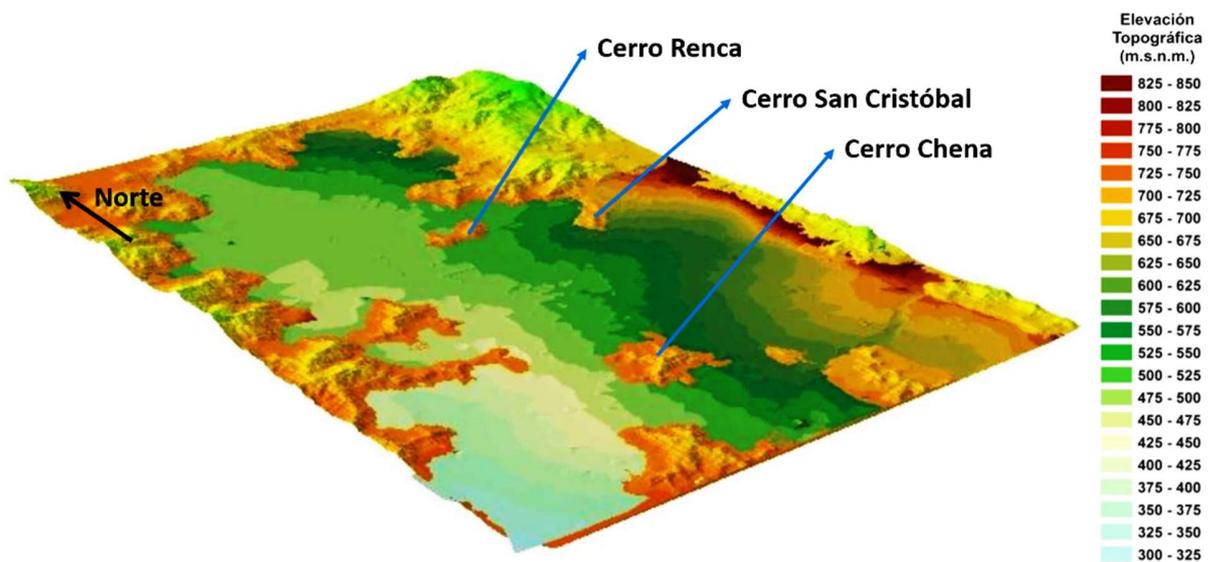


Figura 2.1: Elevación topográfica de la cuenca de Santiago (Mod. Vergara, 2015).

El basamento de la cuenca de Santiago fue definido en una primera instancia por Araneda et al. (2000), quienes utilizaron mediciones de variaciones de gravedad para estimar un modelo 3D del basamento de la Cuenca. Este estudio evidenció variaciones de profundidad de entre los 100 a 500 metros, destacando 3 depocentros situados en las comunas de Pudahuel, Ñuñoa y La Pintana (Figura 2.2A). En el año 2018 González et al. propuso un nuevo modelo gravimétrico centrado en el estudio de los depocentros de la Cuenca. Este último modelo dilucida de mejor forma los depocentros situados en el sector nororiente de la Cuenca. De manera general los modelos indicados no entregan valores precisos para las profundidades de basamento de la Cuenca, solo muestran valores referenciales y las singularidades del basamento. En la Figura 2.2 se presentan las profundidades de basamento definidas por los autores mencionados.

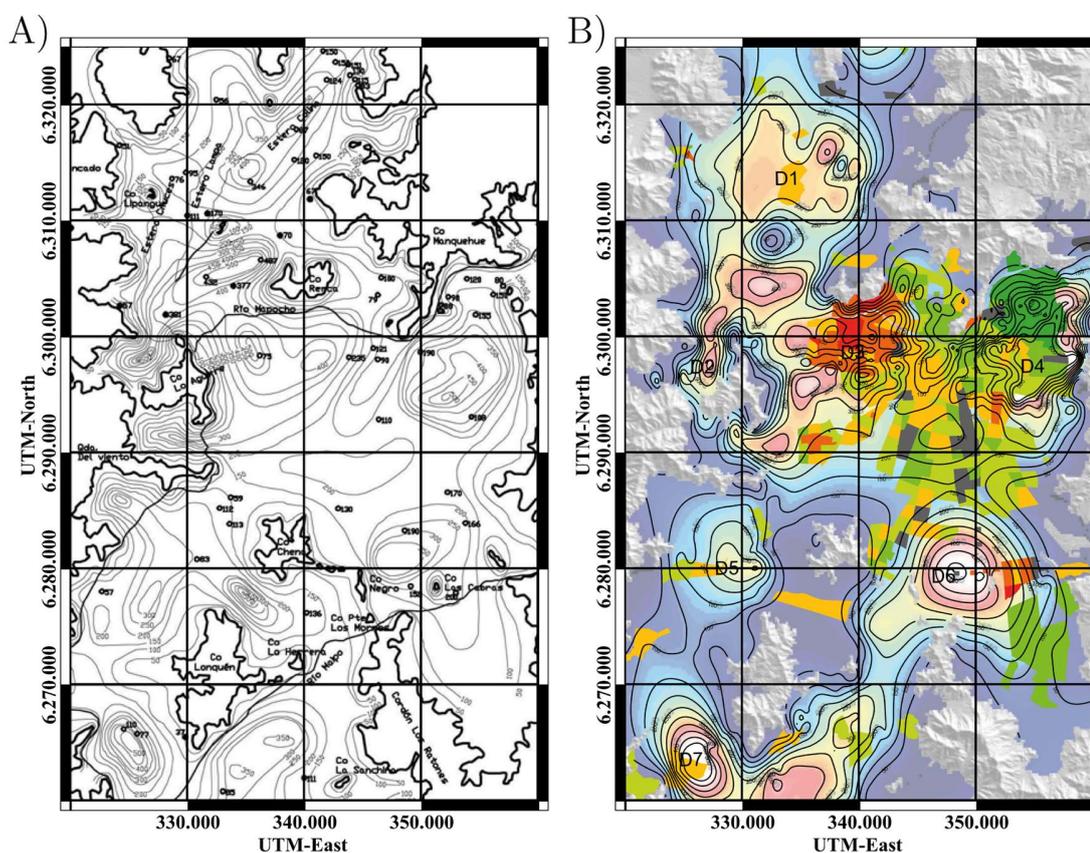


Figura 2.2: Modelos gravimétricos de la Cuenca de Santiago. A) Profundidad de basamento rocoso definida por Araneda et al. (2000), mapa presentado por Araneda et al. (2006) y B) profundidad de basamento definida por González et al. (2018).

2.1.2. Suelos de la Cuenca de Santiago

El primer mapa de la geología superficial de la Cuenca de Santiago fue elaborado por Valenzuela (1978), el cual fue obtenido a partir de la interpretación de pozos y sondajes. El mapa identificó 4 principales grupos de suelos (Figura 2.3): rípios asociados a materiales gravosos provenientes de los ríos Maipo y Mapocho, Finos del noroeste compuestos por limos y arcillas, Depósitos de Conos de Deyección asociados a bloques con gravas subangulares, y depósitos de Pumicita constituidos por cenizas volcánicas y piedras pómez. Posteriormente, Leyton et al. (2010) actualizaron el mapa de suelos al incorporar nuevos pozos, sondajes y prospecciones geofísicas, modificando principalmente los límites entre las distintas unidades de suelos y extendiendo el mapa a otras zonas de la Cuenca Figura 2.4. Una de las modificaciones de los límites de las unidades de suelo más destacada fue la extensión de los depósitos de conos de deyección (o abanicos aluvionales) hacia las comunas de San Joaquín, San Miguel y Pedro Aguirre Cerda.

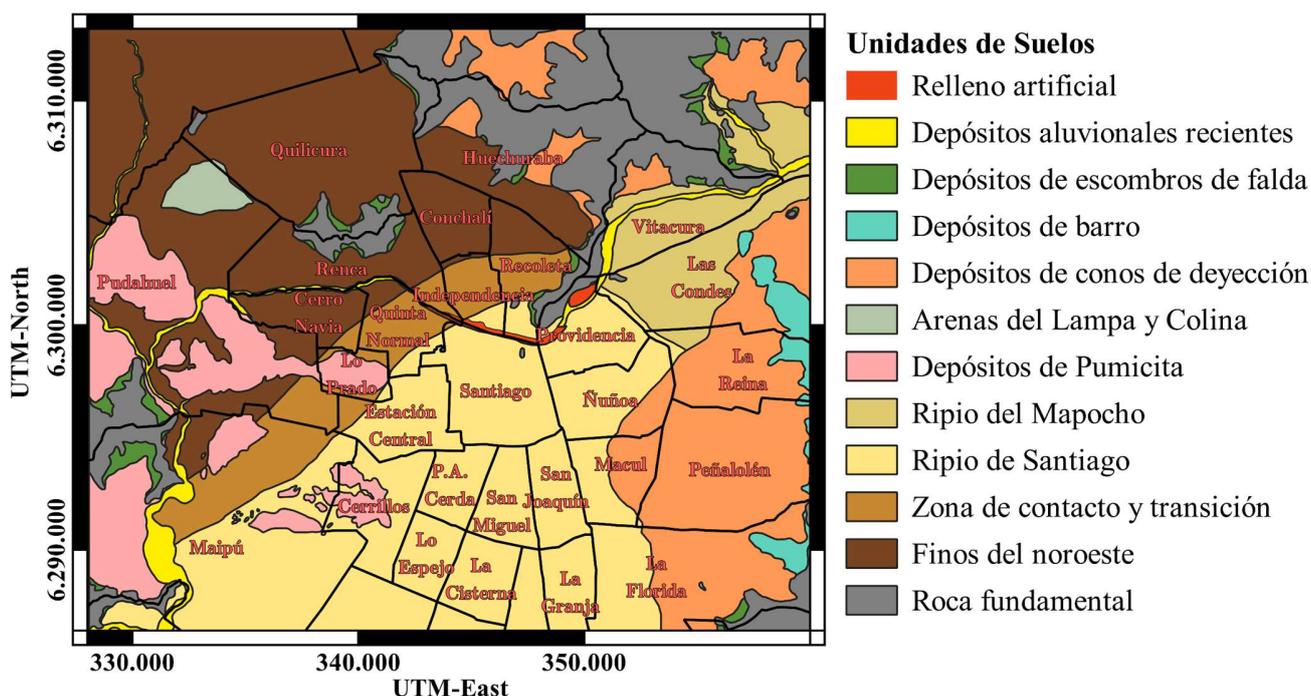


Figura 2.3: Mapa geología superficial de la Cuenca de Santiago, Boletín 33 – 1978 (Mod. Valenzuela, 1978).

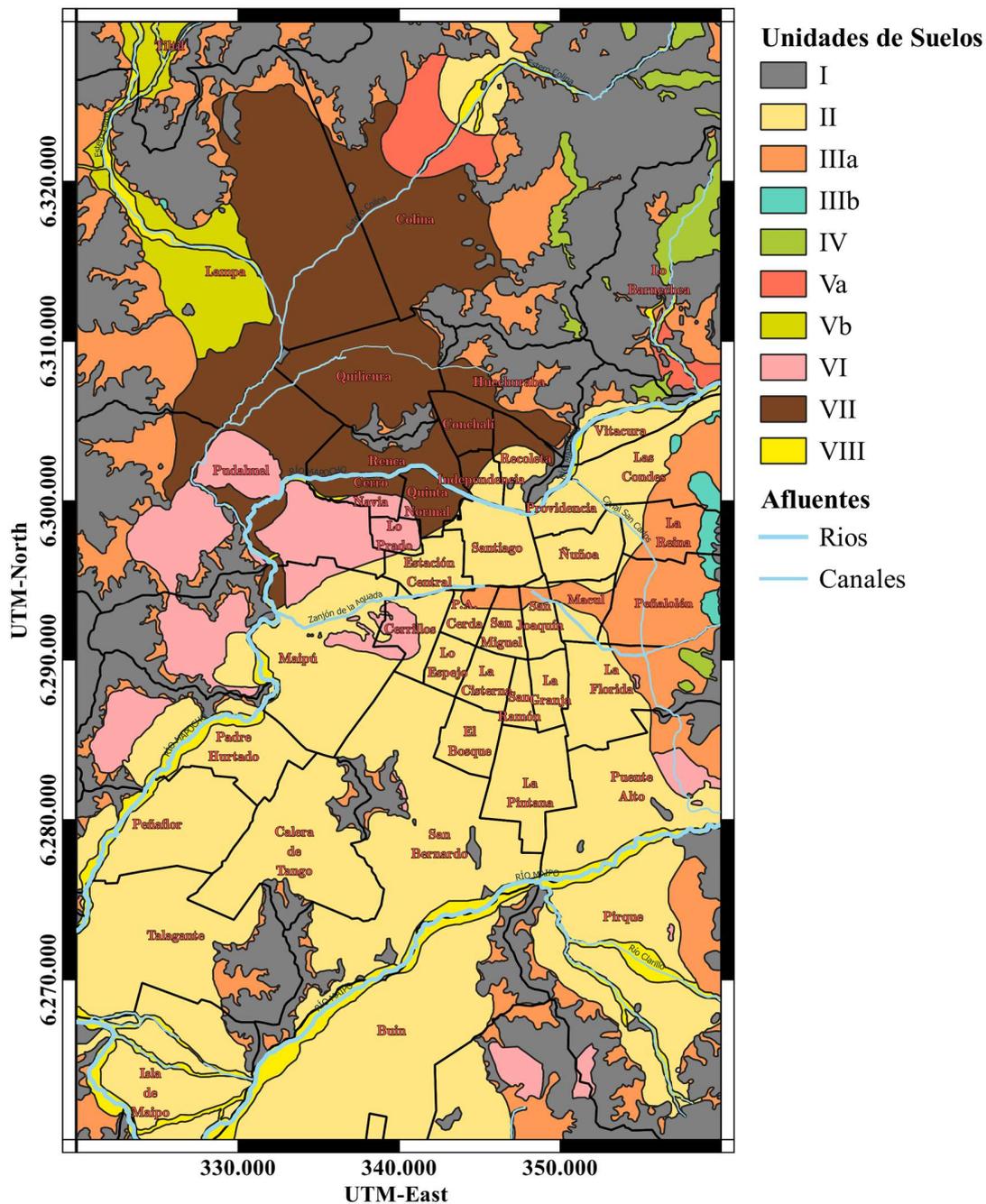


Figura 2.4: Mapa geología superficial de la cuenca de Santiago, Basado en el Boletín 33 – 1978 (Mod. Leyton et al., 2010).

Las unidades de suelos definidas por Leyton et al. (2010) son las siguientes:

Unidad I: Rocas, afloran en los cordones que rodean la Cuenca de Santiago y en los cerros islas (cerros Chena, Santa Lucía, Renca y otros). De acuerdo con el mapa de Fock (2005), hacia el noreste y este afloran rocas asignadas a la Formación Abanico, instruidas por rocas

ígneas. Al norte y al oeste dominan rocas más antiguas, asignadas a las formaciones Lo Valle, Veta Negra y Lo Prado y cuerpos intrusivos cretácicos.

Unidad II: Depósitos constituidos por bloques y gravas subangulares en matriz soportante areno-arcillosa con intercalaciones de arenas, limos y arcillas. En el área de estudio corresponden a abanicos aluviales menores ubicados en las laderas de los relieves principales que rodean la Cuenca.

Unidad IIIa: Depósitos constituidos por bloques y gravas subangulares en matriz soportante areno-arcillosa con intercalaciones de arenas, limos y arcillas. En el área de estudio corresponden a abanicos aluviales menores ubicados en las laderas de los relieves principales que rodean la Cuenca.

Unidad IIIb: Depósitos constituidos por gravas y bloques en matriz areno arcillosa. Corresponden a abanicos aluviales antiguos, principalmente asociados al río Mapocho, ubicados al noreste de la Cuenca. Estos se ubican formando un relieve de altura media como por ejemplo los cerros Apoquindo y Calán.

Unidad IV: Depósitos constituidos por gravas y bloques en matriz soportante arcillo arenosa. En la Cuenca se ubican en el relieve principal, al este y noreste, y corresponden a depósitos de remociones en masa antiguos.

Unidad Va: Depósitos constituidos por gravas en matriz areno arcillosa con abundantes intercalaciones de arenas, limos y arcillas y gruesos suelos limo arcillosos. En la Cuenca corresponden a los depósitos de abanicos aluviales de los esteros Colina y Arrayán

Unidad Vb: Depósitos constituidos por arenas finas a gruesas con mezcla variable de limos y arcillas. En la Cuenca corresponden a los depósitos del estero Lampa.

Unidad VI: Depósitos constituidos por espesores mayores a 20[m] de ceniza volcánica con fragmentos líticos y pómez, asignada a la unidad denominada Ignimbrita Pudahuel. Los depósitos se ubican formando lomas de poca altura en el sector poniente y norponiente de la Cuenca de Santiago. Se incluyen en esta unidad depósitos de cenizas con intercalaciones de arenas limos y gravas.

Unidad VII: Depósitos constituidos por limos y arcillas con intercalaciones de gravas, arenas y cenizas. Los depósitos asignados a esta unidad se ubican principalmente en el sector norte de la Cuenca de Santiago.

Unidad VIII: Depósitos de granulometría variable entre gravas y limos. Corresponden a los depósitos de los cauces fluviales actuales (ríos Maipo y Mapocho) que atraviesan toda la Cuenca.

2.1.3. Propiedades de los Suelos de Santiago

Pastén (2007) estudió las frecuencias predominantes de los suelos de Santiago, realizando mediciones de ruido ambiental y analizando sus respectivas razones espectrales H/V. La conclusión del trabajo fue que los suelos gravosos presentan razones espectrales de muy baja amplitud y en algunos casos planas, donde no es posible identificar una frecuencia predominante, a diferencias de los suelos finos del noroeste, donde se identificaron frecuencias predominantes variables entre los 0.4[Hz] y 2[Hz] (Figura 2.5), relacionadas con la profundidad del basamento rocoso. Posteriormente, Bonnefoy-Claudet et al. (2009) plantearon que los Finos del Noroeste están asociados a HVSr con peaks muy marcados debido a los fuertes contrastes de velocidades de onda entre los suelos y el basamento de rocoso, siendo propensos a modificar y amplificar el contenido de frecuencias de ondas sísmicas, por el contrario de los suelos gravosos.

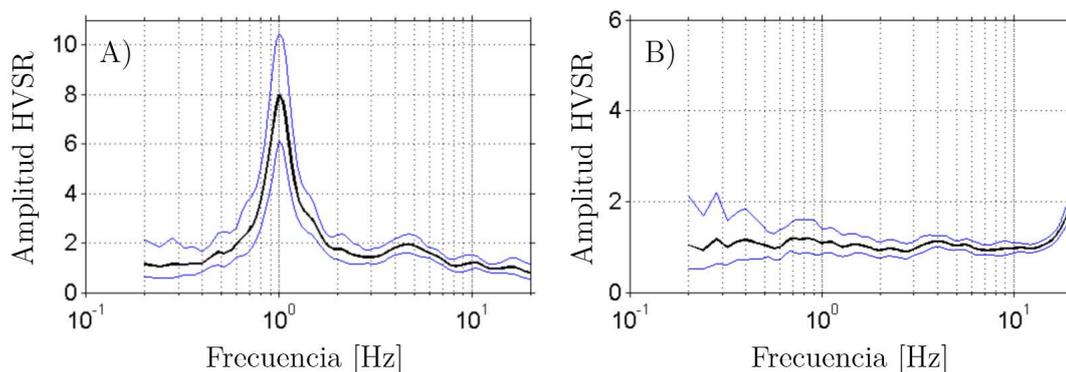


Figura 2.5: Razones espectrales HVSR características de los suelos finos del noroeste y gravas de la Cuenca de Santiago. A) HVSR medido en Huechuraba, B) HVSR medido en San Bernardo (Mod. Pastén, 2007).

Utilizando el parámetro V_{s30} , Ruz & Finn (2019) definieron distintas zonas dentro de la Cuenca de Santiago (Figura 2.6a) coincidentes con las principales unidades de suelos mencionadas en la sección anterior. En base a estos resultados, se elabora la Tabla 2.1, la cual entrega rangos de valores (basados en la nueva clasificación de suelos, NCh433) de V_{s30} para las principales unidades de suelos, coherentes con los valores obtenidos de otras mediciones geofísicas realizados en la Cuenca (Humire et al., 2016; Molnar et al., 2015). Además, Ruz & Finn (2019) también presentan un mapa de periodos obtenidos a partir de mediciones de HVSR (Figura 2.6B) consistentes con los valores obtenidos por Pastén (2007).

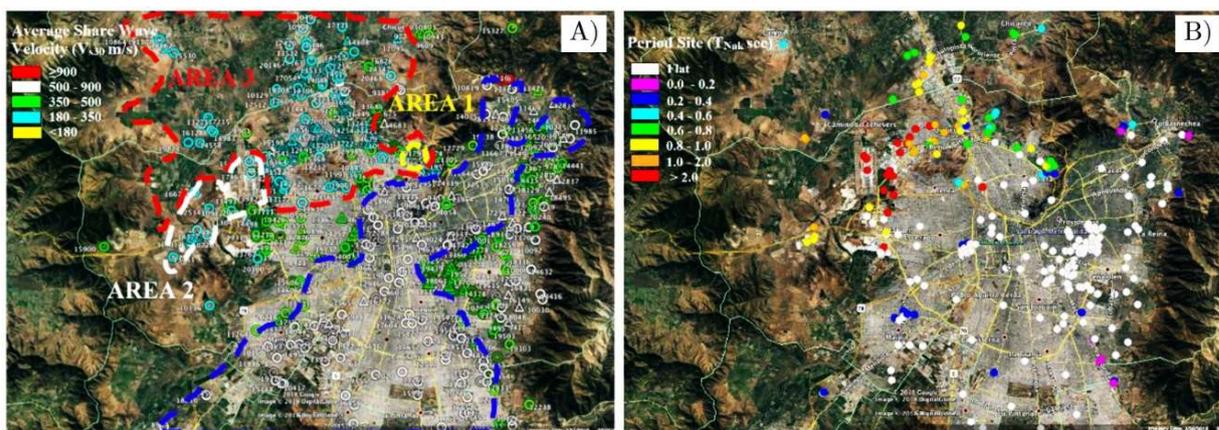


Figura 2.6: A) Mapa de V_{s30} y B) periodos de la Cuenca de Santiago (Ruz & Finn, 2019).

Tabla 2.1: Resumen rango de V_{s30} de las principales unidades de suelo de la Cuenca de Santiago, definida a partir de Ruz & Finn (2019).

Unidad de Suelo	Rango V_{s30} [m/s]
Gravas	500-900
Finos del Noroeste	180-350
Conos de Deyección	350-900
Pumicita	180-500

Usualmente, los perfiles de velocidad de onda de corte son obtenidos utilizando los métodos activos de exploración geofísica, como MASW y SASW, los cuales permiten identificar principalmente los estratos superficiales. Debido a esta limitación, Sáez (2016) aplicó la metodología de correlación cruzada de ruido sísmico (Aki, 1957; Eström et al., 2009) a registros de una red temporal de estaciones sismológicas del CSN, obteniendo perfiles de velocidad de onda de corte de hasta 5 [Km] de profundidad, pero con una baja resolución en los primeros 100 [m]. A partir de estos perfiles, Pastén et al. (2016) definieron curvas de tendencias indicadas en la Figura 2.7, donde se observa un aumento gradual de la velocidad de onda de corte de la roca en profundidad. En base a las metodologías de correlación cruzada implementadas por Sáez (2016), Salomón (2017) generó la primera tomografía de ruido sísmico de la Cuenca de Santiago, donde definió un modelo tridimensional de velocidades de onda de corte con una resolución aceptable entre los 600 [m] y 5 [km] de profundidad, describiendo las propiedades del basamento rocoso de la Cuenca, Figura 2.8.

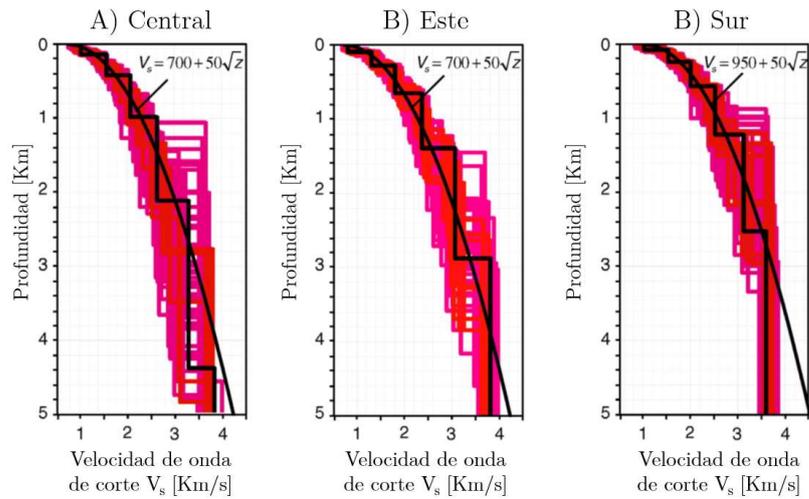


Figura 2.7: Perfiles de grandes profundidades para los suelos de la Cuenca de Santiago. A) perfil asociado a las comunas de Santiago y Estación central. B) Perfil Asociado a las comunas de Las Condes, Ñuñoa y La Renina. C) Perfil asociado a las comunas de La Pintana, Puente Alto y La Florida.

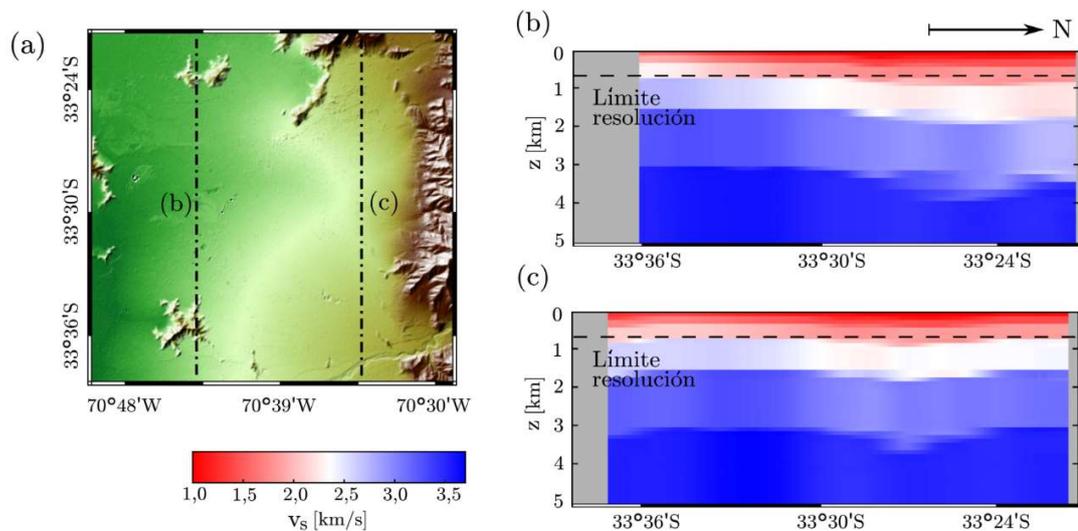


Figura 2.8: Perfiles transversales del modelo de velocidades de Salomón (2017) (a) corresponde a una vista en planta de la Cuenca de Santiago, donde se proyectan los perfiles transversales (b) y (c)

2.2. Modelamiento Dinámico de la Cuenca de Santiago

2.2.1. Modelos Dinámicos de la Cuenca de Santiago

Uno de los primeros modelos dinámicos de Cuenca de Santiago fue realizado por Toledo (2008), quien utilizó la gravimetría de Araneda et al. (2000) para modelar una sección transversal que considera los suelos de la Cuenca como una sola unidad, Figura 2.9. El

modelo numérico consideró una velocidad de onda de corte de 1000 [m/s] para los suelos y 3000 [m/s] para el basamento rocoso, y como fuente sísmica un frente incidente compresional plano, calculado a partir de una función tipo Ricker. Una de las principales conclusiones del modelo fue la validación de la relación entre la profundidad del basamento y el peak de las razones espectrales HVSR, Figura 2.9B.

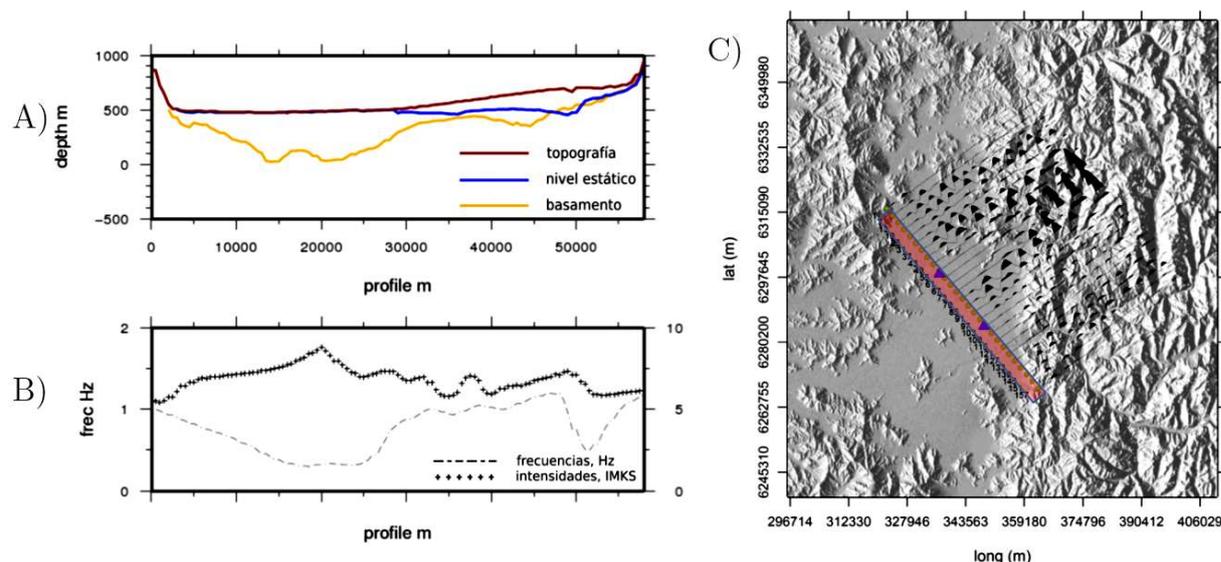


Figura 2.9: Sección transversal de suelos estudiado por Toledo (2008). A) Perfil de elevaciones estudiado, donde se indica la elevación topográfica, nivel estático del agua subterránea y basamento rocoso. B) Frecuencia predominante HVSR e intensidad sísmica IMKS. C) Vista en planta de la ubicación de la sección transversal en la Cuenca de Santiago (Mod. Toledo, 2008).

Pilz et al. (2011) realizaron dos simulaciones sísmicas de la Cuenca de Santiago, utilizando el modelo de velocidades definido por Pilz et al. (2010), el cual considera a los suelos como una sola unidad caracterizada por las velocidades de onda de corte definidas por la ecuación 2.1. El modelo también utiliza la gravimetría de Araneda et al. (2000) para definir el basamento rocoso, cuya velocidad se caracteriza por la ecuación 2.2. El modelo numérico utilizó elementos que van desde los 30[m] a los 900 [m], permitiendo una resolución de frecuencias hasta los 1.8 [Hz]. Las simulaciones sísmicas corresponden a una réplica de magnitud 5.2 del terremoto del 27 de febrero de 2010 y un posible escenario sísmico para la falla San Ramon, Figura 2.10. La principal conclusión del estudio fue la verificación del efecto de la directividad de los sismos y la topografía superficial de la cuenca inciden en la duración de los registros superficiales de la Cuenca, siendo la zona de los finos del noroeste la más propensa a presentar dichos efectos.

$$V_s(z) = 400 + 55\sqrt{\frac{z}{1[m]}} \quad 2.1$$

$$V_s(z) = \begin{cases} 2400 \left[\frac{m}{s} \right], & z \in \{0[km], 2.2[km]\} \\ 3200 \left[\frac{m}{s} \right], & z \in \{2.2[km], 8.9[km]\} \\ 3450 \left[\frac{m}{s} \right], & z \in \{8.9[km], 15[km]\} \end{cases} \quad 2.2$$

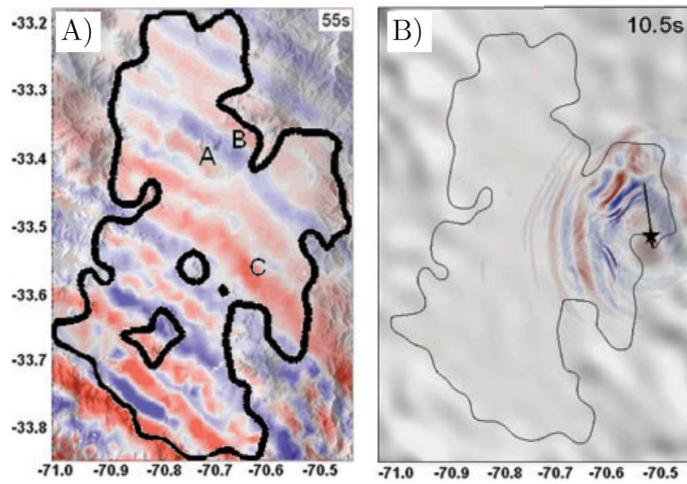


Figura 2.10: Simulaciones sísmicas realizadas por Pilz et al. (2011), donde el color rojo indica las ondas con velocidad positiva y el color azul las ondas con velocidad negativa. A) réplica de magnitud 5.2 del terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010. B) Posible escenario sísmico de activación de la Falla San Ramon. (Mod. Pilz et al., 2011).

Posteriormente, Cortés (2018) realizó un nuevo modelo dinámico de la Cuenca, basado en el modelo de velocidades de Pilz et al. (2011), Figura 2.11, implementado dos modelos con leyes constitutivas viscoelásticos lineales y no lineales, con el software SPEED. El estudio simuló distintos escenarios sísmicos para la falla San Ramón, variando el tamaño del área de la ruptura, para generar sismos de una magnitud de momento sísmicos entre 6 y 7, concluyendo que no existen diferencias significativas entre los modelos lineales y no lineales, debido a la alta rigidez definida para los suelos. Dado este resultado, planteó la necesidad de generar un modelo de velocidades más detallado para la Cuenca de Santiago.

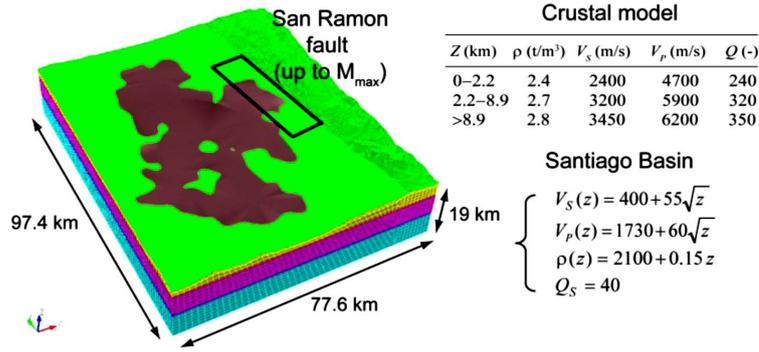


Figura 2.11: Dimensiones y propiedades del modelo numérico de Cortés (2018).

Pavez (2020) modeló 3 perfiles transversales de la Cuenca de Santiago (Figura 2.12), definidos a partir del mapa de suelos de Leyton et al. (2010) y la gravimetría de González et al. (2018). Los perfiles consideraron como referencia los perfiles geológicos definidos por Lagos (2003) y Gálvez (2012), y definiendo las propiedades de suelos en base a la Tabla 2.2, obtenida de Bonnefoy-Claudet et al. (2009) y los estudios de otros autores (Pastén et al., 2016; Pilz et al., 2010). Las profundidades del basamento y las velocidades de onda de corte de los perfiles de suelos fueron definidas para garantizar un buen ajuste con las frecuencias predominantes medidas en la Cuenca de Santiago (Pastén, 2007). En el estudio, se utilizó un pulso tipo Gabor como fuente sísmica, el cual fue propagado en los tres perfiles como un frente de ondas P-SV y SH. La respuesta sísmica de los perfiles indicó que los suelos del noroeste de la Cuenca presentan una mayor amplificación sísmica, en comparación con los suelos gravosos, y su respuesta sísmica es afectada fuertemente por las variaciones laterales de velocidad. Los perfiles de velocidad fueron actualizados por Bustos (2021), y su respuesta fue comparada con el terremoto de Illapel de 2015 (magnitud 8.4 Mw). Sin embargo, los análisis bidimensionales no son capaces de capturar todos los efectos sísmicos (Moczo et al., 2018), enfatizando la necesidad de generar un modelo tridimensional de la cuenca de Santiago.

Tabla 2.2: Propiedades geotécnicas de los suelos de Santiago. (Mod. Bonnefoy-Claudet et al., 2009)

Suelos	Profundidad [m]	V_p [m/s]	V_s [m/s]	Densidad [g]
Gravas	0-20	950-1250	480-720	2-2.3
	200		1300	2.1
	500		2000	2.1
Arcillas	0-20	400-1000	120-350	1.2-1.8
	50		550	2.1
	500		2000	2.1
Cenizas (Pumicita)	0-20	400-900	180-450	1.15-1.7

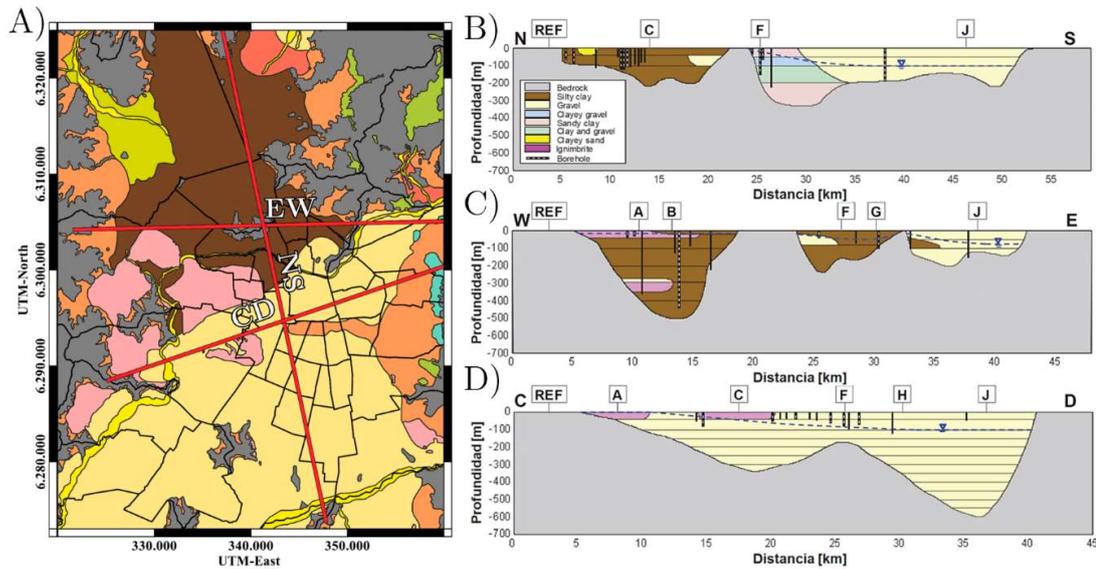


Figura 2.12: Secciones transversales de la Cuenca de Santiago. A) Mapa de suelos Mod. Leyton et al. (2010) con las proyecciones de los perfiles de Pavez (2020). B) Perfil transversal NS. C) perfil transversal WE. D) Perfil transversal CD. (Mod. Pavez, 2020).

2.2.2. Código FDSim3D

En el marco de esta Tesis, se utiliza el código FDSim3D, diseñado para la simulación de ondas sísmicas y terremotos en medios tridimensionales con superficie libre y plana, utilizado un modelo constitutivo viscoelástico y ecuaciones de diferencias finitas de velocidad-tensión con términos de cuarto orden en el espacio y segundo orden en el tiempo (Kristek & Moczo, 2014; Moczo et al., 2014). El código, disponible en el dominio web www.nuquake.eu, ha sido utilizado para modelar el Valle de Grenoble en Francia y la Cuenca de Mygdonian en Grecia en numerosos estudios (Etemadsaeed et al., 2016; Kristek et al., 2017, 2018, 2019; Makra & Chávez-García, 2016; Maufroy et al., 2015; Moczo et al., 2018; Stripajová et al., 2018). Dichos estudios han demostrado la capacidad del código de generar eventos sísmicos definidos a partir de funciones fuentes doble-cupla y frentes de ondas planas incidentes horizontales (ondas S) y verticales (ondas P), siendo capaz de reproducir ondas sísmicas superficiales Rayleigh y Love, y las frecuencias predominantes de las superficies de suelos.

2.2.2.1. Modelo constitutivo de materiales

El modelo constitutivo adoptado por el código FDSim3D es un cuerpo de Maxwell generalizado o *Generalized Maxwell body* (GMB-EK), definido por Emmerich y Korn (1987) y basado en una definición equivalente al de un cuerpo de Zener generalizado o *Generalized Zener body* (GZB), ver Figura 2.13, donde las variables M corresponden a módulos elásticos y η a la viscosidad. Para que los modelos sean equivalentes, se define el módulo δM_i del

GZB igual al módulo M_l del GMB-EK, y cada resorte M_{Rl} del GZB debe ser remplazado por un único resorte $M_H = \sum_{l=1}^n M_{Rl}$ conectado en paralelo con todos los otros cuerpos. La equivalencia entre QZB y GMB-EK fue demostrada por Moczo y Kristek (2005).

A partir del GMB-EK, se define la tensión uniaxial del l -ésimo cuerpo en términos del dominio de la frecuencia ω como

$$\sigma_l(\omega) = \frac{i\eta_l M_l \omega}{M_l + i\eta_l \omega} \varepsilon(\omega) \quad 2.3$$

Y la frecuencia característica del l -ésimo cuerpo como

$$\omega_l = \frac{M_l}{\eta_l} \quad 2.4$$

De esta manera, la relación tensión deformación (en función de la frecuencia) es

$$\sigma(\omega) = \left(M_H + \sum_{l=1}^n \frac{iM_l \omega}{\omega_l + i\omega} \right) \varepsilon(\omega) \quad 2.5$$

Considerando la relación tensión-deformación para un sólido continuo isotrópico perfectamente elástico 3D (Ley de Hooke, con δ_{ij} como la delta de Kronecker)

$$\sigma_{ij} = k\varepsilon_{kk}\delta_{ij} + 2\mu \left(\varepsilon_{ij} - \frac{1}{3}\varepsilon_{kk}\delta_{ij} \right) \quad 2.6$$

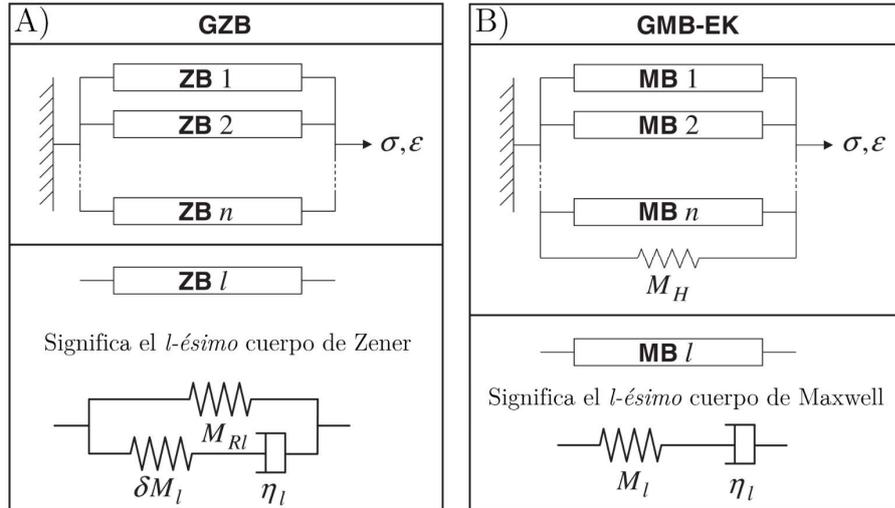


Figura 2.13: A) Cuerpo Zener generalizado (GZB). B) Cuerpo Maxwell generalizado (GMB-EK) (Moczo et al., 2014).

Al tomar en consideración la ecuación 2.6 para generar un modelo viscoelástico, se observa que es necesario aplicar dos cuerpos GMB-EK independientes para los módulos k y μ , los cuales se describen a través de las siguientes expresiones

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{ij_k} = k \frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{kk} \delta_{ij} - \sum_{l=1}^n Y_l^k k \xi_l^{kk} \delta_{ij} \quad 2.7$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{ij_mu} = 2\mu \left(\frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{ij} - \frac{1}{3} \frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{kk} \delta_{kk} \right) - \sum_{l=1}^n 2Y_l^\mu \mu \left(\xi_l^{ij} - \frac{1}{3} \xi_l^{kk} \delta_{ij} \right) \quad 2.8$$

Donde ξ_l^{ij} corresponde a la función inelástica de velocidad de los cuerpos l -ésimo y ε_{ij} corresponde a la deformación total de todo el sistema. Y al sumar las expresiones se obtiene la relación tensión-velocidad viscoelástica

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \sigma_{ij} = & k \frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \left(\frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{ij} - \frac{1}{3} \frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{kk} \delta_{kk} \right) \\ & - \sum_{l=1}^n \left[Y_l^k k \xi_l^{kk} \delta_{ij} + 2Y_l^\mu \mu \left(\xi_l^{ij} - \frac{1}{3} \xi_l^{kk} \delta_{ij} \right) \right] \end{aligned} \quad 2.9$$

Donde función inelástica de velocidad ξ_l^{kk} se relaciona con la deformación ε_{ij} a través de la siguiente expresión

$$\frac{\partial}{\partial t} \xi_l^{ij}(t) + \omega_l \xi_l^{ij}(t) = \omega_l \frac{\partial}{\partial t} \varepsilon_{ij}(t) \quad 2.10$$

Donde Y_l^k , Y_l^μ , k y μ son obtenidos de:

$$Y_l^k = \frac{V_p^2 Q_p(\omega) - \frac{4}{3} V_s^2 Q_s(\omega)}{V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2}, \quad Y_l^\mu = Q_s(\omega), \quad 2.11$$

$$\mu = \left(\frac{V_s}{\rho} \right)^2 \quad 2.12$$

$$k = V_p^2 \rho - \frac{4}{3} \left(\frac{V_s}{\rho} \right)^2 \quad 2.13$$

Donde V_p y V_s corresponden a las velocidades de onda P y onda S, $Q_p(\omega)$ y $Q_s(\omega)$ son sus respectivos factores de calidad de onda y ρ es a la densidad del medio.

De esta forma, la ecuación 2.9 define una ley constitutiva calibrada con los parámetros V_p , V_s , $Q_p(\omega)$, $Q_s(\omega)$ y ρ , para el código FDSim3D.

2.2.2.2. Grilla de diferencias finitas 3D

Los modelos computacionales generados por el código FDSim3D son definidos por el volumen de un paralelepípedo, construido a partir de una grilla discontinua con un espaciamiento h en la superficie y un espaciamiento H en la base (con $h \leq H$), Figura 2.14. Los tamaños y límites del espaciamiento deben ser definidos por el usuario, al igual que las dimensiones de la grilla (ancho, largo y alto). La grilla adopta las propiedades de las estructuras de suelo y roca a modelar, las cuales pueden ser definidas a través de la intersección de planos tridimensionales y funciones que varíen según la posición espacial local. Las propiedades son asignadas a las celdas de la grilla (ver Figura 2.15).

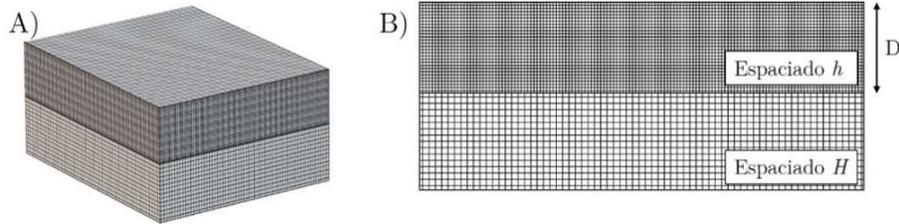


Figura 2.14: Esquema de grilla de diferencias finitas FDSim3D. A) esquema 3D de un modelo. B) esquema del espaciamiento de grilla.

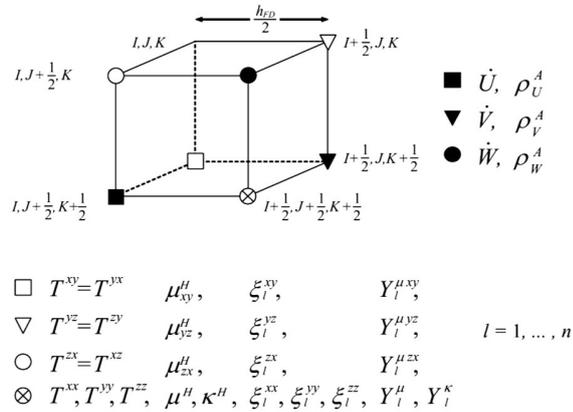


Figura 2.15: Celda grilla FDSim3D con las ubicaciones de las componentes de velocidad \dot{U} , \dot{V} y \dot{W} , los componentes tensoriales T^{ij} , las funciones inelásticas ξ_l^{ij} , los módulos de deformación de corte μ_{ij}^H y compresión k^H , y los coeficientes inelásticos Y_l^μ y Y_l^κ (con $i, j = \{x, y, z\}$). Para una grilla con espaciamiento h_{FD} (Galis et al., 2008).

En las celdas de la grilla del modelo, se propagan las ondas sísmicas utilizando el modelo constitutivo dado por la ecuación 2.9 y las ecuaciones de desplazamiento dadas por las ecuaciones 2.14, 2.15 y 2.16. Las soluciones de las ecuaciones son obtenidas de expansiones

de Taylor de 4^{to} orden en el espacio y 2^{do} orden en el tiempo, las cuales son aplicados a los puntos de integración definidos entre cada espaciamento de grilla.

$$\frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} = V_p^2 \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial z \partial x} \right) + V_s^2 \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial x} \right) \quad 2.14$$

$$\frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} = V_p^2 \left(\frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial y} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial y} \right) + V_s^2 \left(\frac{\partial^2 u_y}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial y} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial y} \right) \quad 2.15$$

$$\frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = V_p^2 \left(\frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial z} \right) + V_s^2 \left(\frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 u_x}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial z} \right) \quad 2.16$$

Debido a las formulaciones (tensión-velocidad) utilizadas, todos los resultados entregados por el código FDSim3D son en términos de velocidad, los cuales pueden ser recuperados de dos formas, utilizando receptores de velocidad distribuidos en la grilla y *snapshots* (los cuales corresponden a planos horizontales que capturan las velocidades de todas las celdas que cortan). La cantidad y ubicación de los receptores son definidos por el usuario, al igual que los *snapshots*.

2.2.2.3. Condiciones de borde

Las condiciones de borde de la grilla del código FDSim3D son reflectantes definidos partir de capas perfectamente combinadas o *perfectly matched layer* (PML), las cuales cumplen la función de evitar el rebote de onda en los bordes del modelo. Las PML son aplicadas en la base y bordes laterales de la grilla del modelo.

Los bordes PML son espacios continuos que no permiten la reflexión de energía, y en el caso de modelos tridimensionales actúa como una esponja que rodea el modelo computacional, atenuando las velocidades y tensiones perpendiculares a los bordes del modelo. Las ecuaciones de PML del código FDSim3D fueron desarrolladas y validadas por Kristek et al. (2009).

Adicionalmente, también se cuenta con la condición de superficie libre, la cual impone una restricción de estado tensional nulo en la superficie del modelo.

2.2.2.4. Estabilidad numérica y propagación de errores

Para garantizar la estabilidad numérica del código FDSim3D, Moczo et al. (2014) proponen la ecuación 2.17, la cual define una restricción para el paso de tiempo Δt del modelo, la velocidad máxima del medio (máxima velocidad entre V_p y V_s) y el espaciamento de grilla h .

$$\Delta t \leq \frac{6}{7\sqrt{3}} \frac{h}{V_{max}} \quad 2.17$$

También se cuenta con una restricción para la frecuencia máxima creíble f_{max} , la cual está definida por la ecuación 2.18 (Moczo et al., 2000), donde V_{min} corresponde a la velocidad mínima del medio (mínima velocidad entre V_p y V_s). Es importante notar que esta restricción es causada por las celdas de la grilla, las que actúan como filtros pasa bajos.

$$f_{max} \approx \frac{V_{min}}{6h} \quad 2.18$$

2.3. Propagación de ondas

2.3.1. Ondas de cuerpo

En el año 1830, Poisson demostró que solamente existen dos ondas fundamentales capaces de propagarse dentro de un sólido (Thorne & Wallace, 1995):

- *Ondas P*: Ondas compresionales relacionadas con deformaciones volumétricas, capaces de propagarse en sólidos y fluidos.
- *Ondas S*: Ondas de corte únicamente capaces de generar deformaciones de corte sin variaciones volumétricas, no son capaces de propagarse en fluidos.

La velocidad de propagación de ambas ondas es dependiente de las propiedades elásticas del medio, definiéndose con las siguientes ecuaciones:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 2\mu}{\rho}} \quad 2.19$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad 2.20$$

Donde k y μ son los módulos de deformación volumétrica y corte de Lamé, y ρ es la densidad del medio. Los módulos de Lamé se relacionan directamente con el módulo de Poisson a través de la relación dada por la ecuación 2.21. Como los módulos de Lamé son valores positivos V_p es siempre mayor que V_s , por consiguiente, las ondas P siempre arriban antes que las ondas S (Thorne & Wallace, 1995).

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad 2.21$$

Es importante notar que las ondas P solo se propaga unidimensionalmente, a diferencia de las ondas S, las cuales se propagan unidimensionalmente en las componentes horizontal y vertical con proyecciones en las componentes ortogonales, generando ondas SH y SV (Aki & Richards, 1980).

2.3.2. Ondas Superficiales

Las ondas superficiales son el resultado de la interacción entre las ondas de cuerpo y la condición de borde de la superficie (tensiones de corte nulas). Las mediciones de ruido ambiental principalmente están compuestas por ondas superficiales, a causa de su bajo decaimiento energético, en comparación con las ondas de cuerpo (Nakata et al., 2019; Thorne & Wallace, 1995; Wathelet, 2005). El decaimiento energético de las ondas superficiales y de cuerpo está dado por las ecuaciones 2.22 y 2.23, donde r es la distancia entre la onda y su fuente de origen (Aki & Richards, 1980).

$$\Delta E_{ondas\ superficiales} = \frac{1}{r} \quad 2.22$$

$$\Delta E_{ondas\ de\ cuerpo} = \frac{1}{r^2} \quad 2.23$$

Las ondas superficiales corresponden a dos tipos:

- *Ondas Love*: Corresponden a ondas SH reflejadas en la superficie, por lo que solo presentan desplazamientos paralelos a la superficie, de modo que son solamente registradas por las componentes horizontales de los sismómetros y acelerógrafos. A diferencia de las ondas de cuerpo, su velocidad es dispersiva, es decir, que su velocidad varía según la frecuencia.
- *Ondas Rayleigh*: corresponde a ondas SV y P acopladas, generando movimientos elípticos en planos perpendiculares a la superficie, por lo que son capturadas por las componentes horizontales y verticales de los sismómetros. El acoplamiento entre las ondas SV y P solamente es posible si sus componentes tienen un desfase de 90° entre sí. (Aki & Richards, 1980; Burtin et al., 2016).

Las ondas Rayleigh son caracterizadas a través de las curvas de dispersión de velocidad de fase y elipticidad, siendo esta última la razón de aspecto que describen los movimientos horizontales (H) y verticales (V) de la onda. Ambas curvas son dependientes de las propiedades del medio y la frecuencia, y en función de estas la onda puede presentar movimientos elípticos prógrados o retrógrados (Figura 2.16A y B). Para ejemplificar este fenómeno, se utiliza un semi espacio infinito de dos capas definido por las propiedades de la Tabla 2.3.

En las curvas de la Figura 2.17, se puede apreciar que la elipticidad de onda Rayleigh presenta un máximo (asociado al contraste de velocidad entre las capas) y un mínimo. Donde los movimientos de partícula asociados a frecuencias menores al valor máximo se relacionan con movimientos retrógrados, al igual que las frecuencias mayores al mínimo, por el contrario, los movimientos de partícula asociados a frecuencias intermedias entre el máximo y mínimo son prógrados. El máximo y mínimo de la elipticidad corresponden a cambios de polaridad de la onda. De esta forma, los movimientos de onda para el máximo son movimientos horizontales sin componente vertical y para el mínimo son movimientos verticales sin componente horizontal (Foti et al., 2014). Es importante destacar que en caso de propagar una onda Rayleigh en un semi espacio homogéneo, todos los movimientos de partícula serán retrógrados (Thorne & Wallace, 1995).

Tabla 2.3: Parámetros de un semi espacio infinito de dos capas

Espesor	V_p [m/s]	V_s [m/s]	Densidad [kg/m ³]
30	930	500	1800
∞	5800	3200	2000

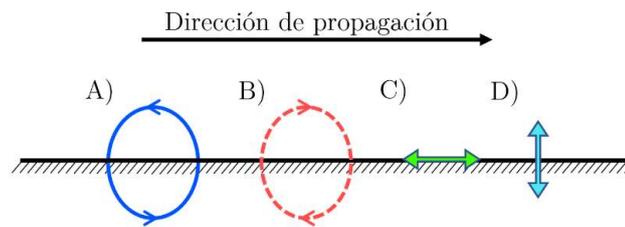


Figura 2.16: Diagramas de propagación de ondas Rayleigh. A) Onda retrógrada, B) onda prógrada, C) onda de desplazamiento horizontal y D) onda de desplazamiento vertical.

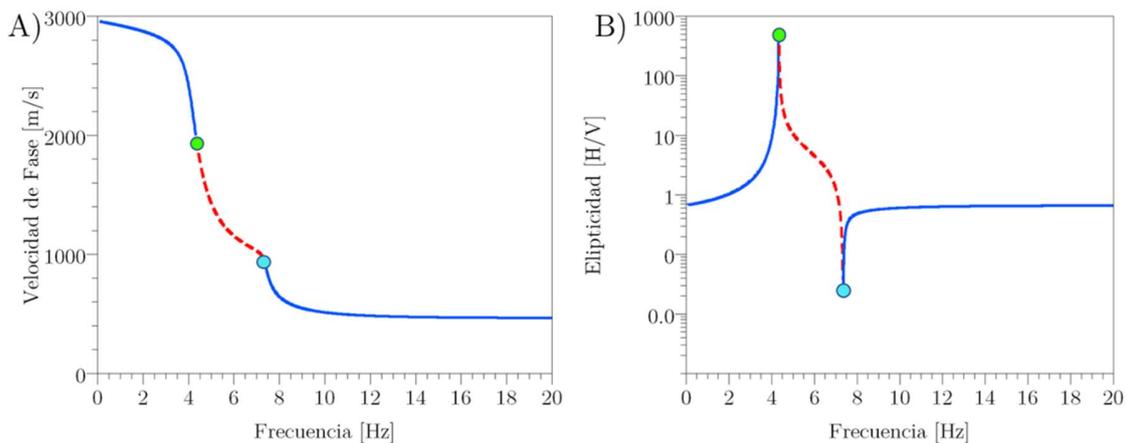


Figura 2.17: Curva de dispersión de velocidad de fase y elipticidad de onda Rayleigh para el perfil de la Tabla 2.3, asociadas al modo fundamental de la onda. A) Velocidad de fase y B) elipticidad de onda Rayleigh. Los colores de las curvas y puntos están asociadas a los movimientos de partícula indicados en la Figura 2.16. Figura basada en Hobiger (2011).

3. Perfiles de velocidad de la Cuenca de Santiago

En el marco de esta Tesis, se realizaron un total de 44 mediciones de ruido ambiental en la Cuenca de Santiago, tomando también en consideración las mediciones disponibles realizadas por otros autores. El objetivo fue obtener las curvas de dispersión de velocidad de fase, elipticidad de onda Rayleigh y razones espectrales HVSR de los sitios estudiados para calcular perfiles de velocidad de onda de corte que dilucidan las estructuras de suelo hasta su contacto con el basamento rocoso. Adicionalmente, se calcularon los HVSR de todos los registros disponibles, con el objetivo de generar un mapa de zonas de HVSR de la Cuenca de Santiago.

En esta sección se presentan las metodologías de medición en terreno y de procesamiento de datos, junto con sus correspondientes resultados.

3.1. Campañas de exploración

Para poder definir los puntos de interés a medir dentro de la Cuenca de Santiago, primero fue necesario definir zonas de interés. Para ello, se utilizó como referencia el mapa de suelos de Leyton et al. (2010) y las mediciones de HVSR de los autores indicados en la Tabla 3.1. La Figura 3.1 muestra las 4 zonas de interés definidas y sus respectivas subzonas, caracterizadas en la Tabla 3.2.

Tabla 3.1: Mediciones HVSR utilizadas de otros autores y los respectivos instrumentos utilizados

Autores	Instrumento de Medición
Pastén (2007)	Lennartz de 5seg
Caldairou (2013)	Tromino 3G
Pastén et al. (2017)	Tromino 3G
Horta (2019)	Tromino 3G
Pavez (2020)	Tromino 3G
Espinosa (n.d.)	Tromino 3G
Red estaciones DG-CSN	Nanometrics T.C. de 120seg

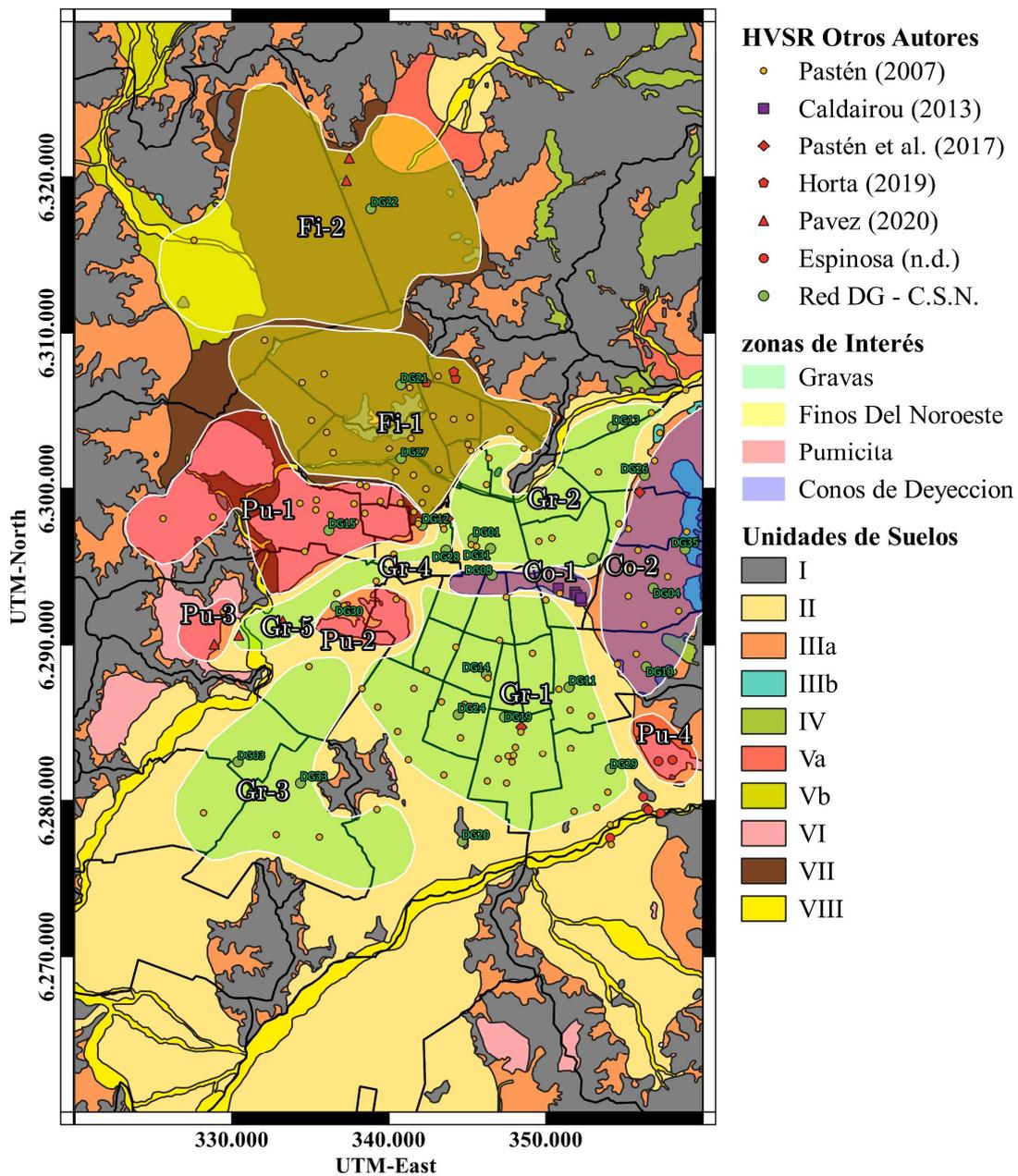


Figura 3.1: Zonas de interés de la Cuenca de Santiago inferidas a partir de estudios de otros autores.

Tabla 3.2: Zonas de interés de estudio, y sus correspondientes subzonas

Zonas de interés	Subzonas	Características geológicas y de los HVSR
Gravas	Gr-1	Gravas depositadas por el Río Maipo. HVSR de muy baja amplitud, con tendencia a presentar un peak en torno a 1.0Hz.
	Gr-2	Gravas depositadas por el Río Mapocho. HVSR de muy baja amplitud, con tendencia a presentar un peak en torno a 1.0Hz.
	Gr-3	Gravas depositadas por el Río Maipo. HVSR de muy baja amplitud, con tendencia a presentar un peak en torno a 11.0Hz o 0.4Hz.
	Gr-4	Gravas depositadas por el Río Mapocho. HVSR de muy baja amplitud, con tendencia a presentar un peak en torno a los 0.5HZ.
	Gr-5	Gravas depositadas por el Río Maipo/Maipo. HVSR de muy baja amplitud, con tendencia a presentar un peak en torno a los 0.4HZ.
Finos del Noroeste	Fi-1	Finos del Noroeste. HVSR con un peak claramente definido entre los 0.4-2.0Hz
	Fi-2	Finos del Noroeste. HVSR sin un peak claramente definido, donde no es posible identificar una tendencia.
Pumicita	Pu-1	Pumicitas. HVSR con uno o dos peak claramente definidos, con frecuencias en torno los 0.4Hz y 2.0Hz
	Pu-2	Pumicitas. HVSR con uno o dos peak claramente definidos, con frecuencias en torno los 0.5Hz y 2.5Hz
	Pu-3	Pumicitas. HVSR con un peak claramente definido entre los 0.8 y 1.5Hz
	Pu-4	Pumicitas. HVSRs sin un peak claramente definido, donde no es posible identificar una tendencia.
Conos de Deyección	Co-1	Conos de deyección. HVSR con un peak claramente definido en torno a los 3.5Hz
	Co-2	Conos de deyección. HVSR de muy baja amplitud, con tendencia a presentar un peak en torno a 0.5Hz.

Los 44 sitios medidos en este estudio, además de las mediciones de otros autores (Espinosa, n.d.; Horta, 2019; Pastén et al., 2017; Pavez, 2020; Salomón, 2017), se encuentran indicados en la Figura 3.2. Es importante mencionar que las mediciones realizadas por Salomón (2017) corresponden a correlaciones cruzadas de ruido sísmico entre las estaciones sismológicas DG30 y R18M de la red del CSN. La metodología de medición es presentada en la sección 3.1.1.

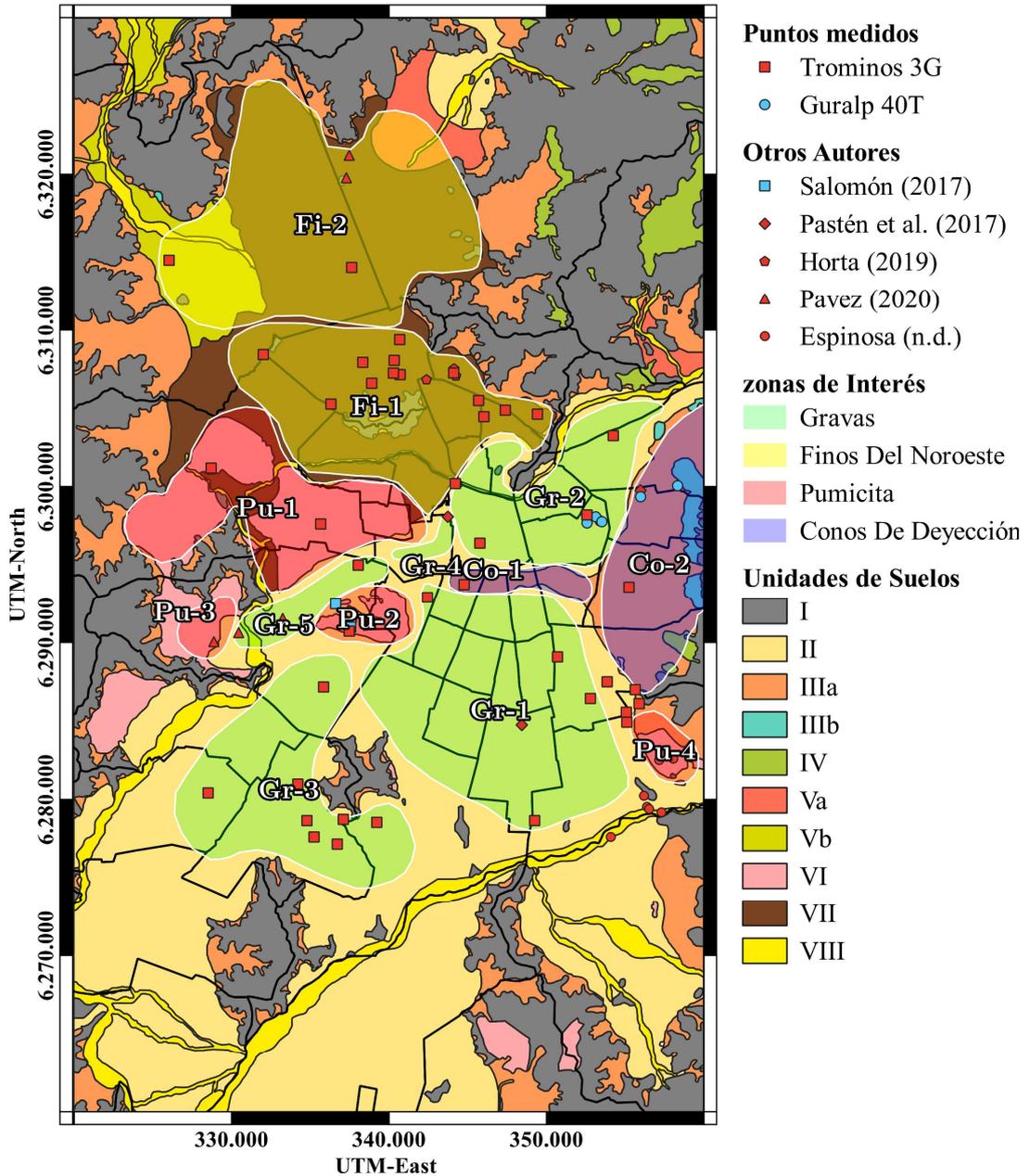


Figura 3.2: Mediciones en la Cuenca de Santiago realizadas en este estudio.

3.1.1. Metodologías de terreno

En el desarrollo de esta investigación, se utilizaron dos tipos instrumentos sísmicos, 4 geófonos portátiles Tromino-3G y 6 estaciones sísmicas Guralp-40T (con un sistema de adquisición portable Taurus). Los 4 Trominos fueron dispuestos en los sitios indicados en la Figura 3.2, donde se realizaron mediciones simultáneas de 40 minutos con los 4 instrumentos para sincronizar las mediciones, disponiéndolos en arreglos espaciales trapezoidales y lineales según las limitaciones de cada terreno en estudio. En la Figura 3.3, se muestran dos ejemplos de arreglos espaciales. Las separaciones instrumentales máximas variaron entre los 40 y 170 [m], y fueron obtenidas de un GPS de alta precisión.

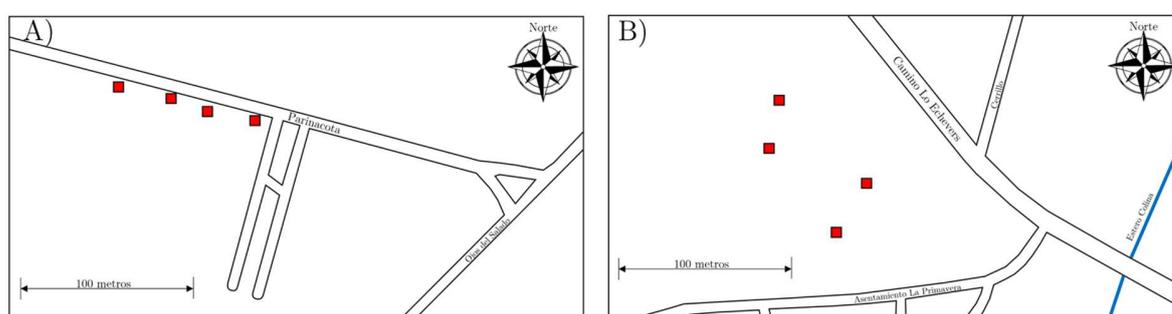


Figura 3.3: Esquemas disposición espacial de sensores Trominos. Los cuadrados rojos corresponden a los Trominos. B) Arreglo lineal realizado en la comuna de Quilicura y B) arreglo trapezoidal realizado en la comuna de Lampa.

Los autores mencionados en la Figura 3.2 (a excepción de Salomón (2017)) se basaron en metodologías de terreno similares a las desarrolladas en esta Tesis, e igualmente utilizaron sensores Trominos para realizar las mediciones.

Las estaciones Guralp-40T fueron instaladas en las comunas de Ñuñoa, La Reina y Las Condes, Figura 3.4. Las estaciones estuvieron instaladas durante 6 días, y las distancias entre estaciones obtenidas a partir de su ubicación geoespacial se muestran en la Tabla 3.3.

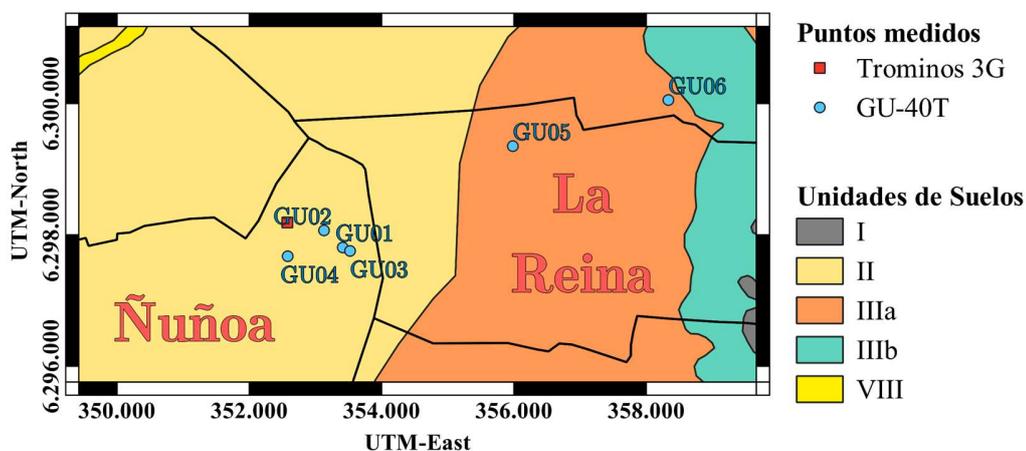


Figura 3.4: Disposición espacial de las estaciones Guralp-40T.

Las principales especificaciones y configuraciones técnicas de los instrumentos utilizados en terreno se encuentran en la Tabla 3.4.

Tabla 3.3: Distancias entre estaciones Guralp-40T

Distancia [m]	GU01	GU02	GU03	GU04	GU05	GU06
GU01	0	384	122	843	2999	5410
GU02	-	0	502	675	3129	5571
GU03	-	-	0	946	2933	5332
GU04	-	-	-	0	3794	6227
GU05	-	-	-	-	0	2454
GU06	-	-	-	-	-	0

Tabla 3.4: Instrumentos utilizados en terreno

Instrumento	Especificaciones:
	<p>TROMINO TE3G</p> <ul style="list-style-type: none"> • Geófono triaxial • Frecuencia de adquisición 512Hz • Frecuencia natural del instrumento ~5Hz
	<p>GURALP-40T</p> <ul style="list-style-type: none"> • Sismómetro triaxial • Frecuencia de adquisición 100Hz • Frecuencia natural del instrumento ~0.3Hz
	<p>Garmin GPSMAP 64sc</p> <ul style="list-style-type: none"> • GPS de precisión entre 1 a 3 metros • Sincronización con al menos 6 satélites

3.1.2. Red de estaciones sísmicas RM–MT CSN

Adicionalmente también se tomaron en consideración registros de eventos sísmicos para el cálculo de HVSR, obtenidos de la red RM-MT del CSN, la cual está compuesta por estaciones sísmicas distribuidas sobre toda la Cuenca de Santiago. Cada estación cuenta con un acelerómetro triaxial EpiSensor Force Balance, un sistema de adquisición de 4 [GB] y una antena GPS.

3.2. Procesamiento de datos

A partir de los registros en terreno se calcularon las curvas de dispersión de velocidad de fase, elipticidad de onda Rayleigh y las razones espectrales HVSR, las que se utilizaron para la obtención de los perfiles de velocidad.

3.2.1. Curvas de dispersión de velocidad de fase

La velocidad de fase de onda Rayleigh se obtuvo mediante la correlación cruzada de ruido sísmico, basada en las metodologías desarrolladas por Aki (1957) y Ekström et al. (2009). En el marco de esta Tesis se utilizaron las rutinas de cálculo elaboradas en las tesis de Sáez (2016) y Salomón (2017).

La correlación cruzada de ruido sísmico es una técnica de procesamiento de señales que permite identificar el grado de similitud entre las ondas superficiales registradas por dos estaciones sísmicas (Santamarina & Fratta, 2006), la cual converge a la función de Green del medio en presencia de fuentes de ruido ambiental difuso (Lobkis & Weaver, 2001). Al solo considerar las componentes verticales de los registros, es posible obtener los trenes de onda Rayleigh (Shapiro & Campillo, 2004). No obstante, la condición de campo difuso o homogeneidad de ruido sísmico no siempre está presente, por ello se realiza un apilamiento en el cálculo de la correlación cruzada, el cual consiste en dividir las señales en ventanas de tiempo de menor tamaño y correlacionar cada una de estas, con el objetivo de mejorar la coherencia de la correlación cruzada (Sánchez-Sesma & Campillo, 2006; Walker, 2012).

Para obtener la de velocidad de fase, se asocian los cruces por cero de la correlación cruzada con los cruces por cero de la función de Bessel de primera especie y orden cero (detalles en Pastén et al. 2016 y Salomón et al. 2021). De este modo, se genera una familia de curvas de velocidad de fase asociadas a distintos valores m (Ekström et al., 2009). La Figura 3.5 presenta un ejemplo del cálculo de la curva de dispersión de la velocidad de fase. En la Figura 3.5C se muestran las curvas de velocidad de fase para cada valor m . En este caso el valor de m seleccionado es cero por los valores de velocidad esperados para la zona en el rango completo de frecuencias.

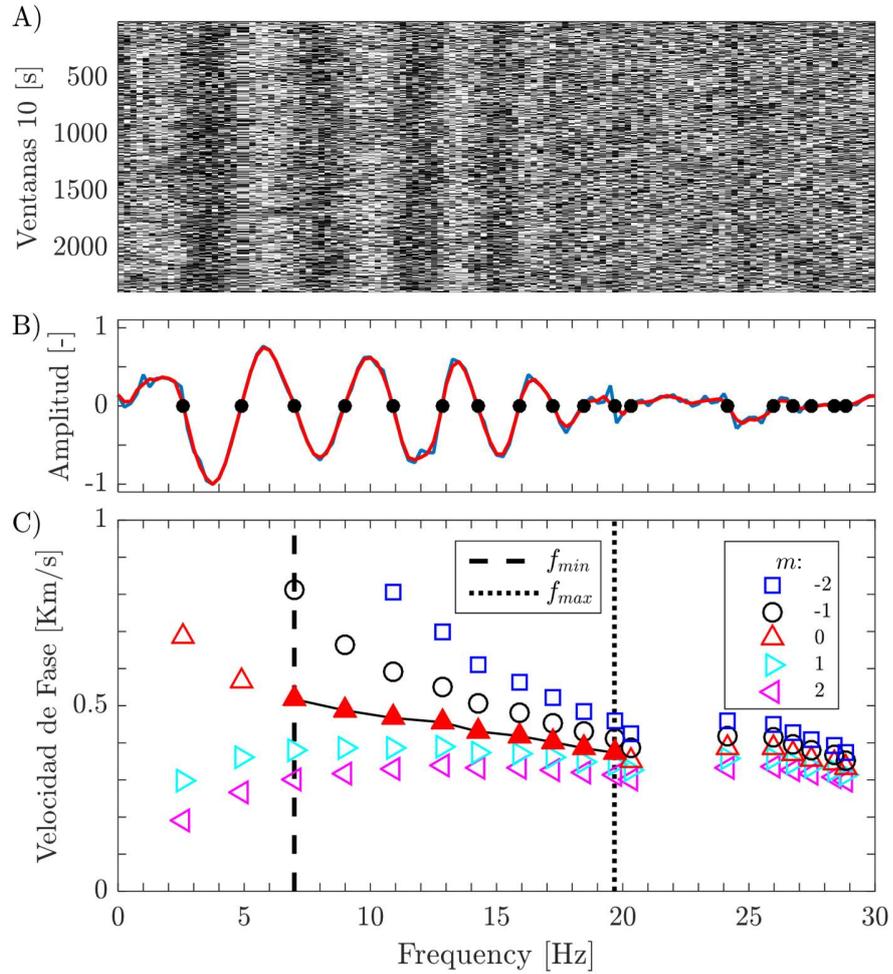


Figura 3.5: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la comuna de Peñalolén, utilizando registros de 40 [min]. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 10 [s] y una superposición entre ventanas del 90%, B) espectro de correlación promedio y C) velocidad de fase para distintos valores de m .

El rango de validez de la velocidad de fase fue determinado por un intervalo de frecuencias $[f_{min}, f_{max}]$. La frecuencia mínima f_{min} , definida por la ecuación 3.1, depende de la máxima longitud de onda λ_{max} , que puede ser equivalente a la separación instrumental (Walker, 2012), el tamaño de las ventanas de apilamiento Δ_t y la velocidad de fase c . La frecuencia máxima f_{max} corresponde al último punto donde el espectro de correlación promedio es sinusoidal (espaciado regular en los cruces por 0). De esta forma la velocidad de fase en la Figura 3.5C queda definida en el rango de frecuencias delimitada por las líneas segmentadas. Los parámetros utilizados para el cálculo de la curva de dispersión de velocidad de fase según el instrumento utilizado se encuentran en la Tabla 3.5, para el caso de los Guralp-40T se utilizan ventanas de mayor duración en comparación con los Trominos para obtener una

mejor resolución a bajas frecuencias. En el Apéndice A se presentan ejemplos de las correlaciones de cruzadas obtenidas en esta investigación.

$$f_{min} \leq \min \left(\frac{\lambda_{max}}{c}, \frac{10}{\Delta_t} \right) \quad 3.1$$

Tabla 3.5: Parámetros cálculo de velocidad de fase por instrumento

Variables	Trominos	Guralp-40T
Largo de Ventana [s]	10	30
Overlap [%]	90	90
f_{min} [Hz]	0.1	0.1
f_{max} [Hz]	50	50

3.2.2. Elipticidad de onda Rayleigh

El método HVSR fue el primer método utilizado para la estimación de la elipticidad de onda Rayleigh (Nogoshi & Igarashi, 1971). El método consiste en realizar la razón espectral entre las componentes horizontales y vertical de un registro de ruido sísmico. Sin embargo, ese método no es capaz de cuantificar la proporción de ondas Rayleigh y Love, por lo que se hace necesario inferir dicho valor al momento de invertir la curva HVSR (Arai & Tokimatsu, 2005; Köhler et al., 2006). Por esta razón, se han desarrollado distintas metodologías como MUSIQUE (Hobiger, 2011), HVTFA (Fäh et al., 2009) y RayDec (Hobiger, 2009), las cuales son capaces de mitigar los efectos de onda Love y permiten obtener la elipticidad de la onda Rayleigh. En el marco de esta Tesis, se utilizó el método RayDec.

El método RayDec se basa en la técnica de decrecimiento aleatorio o *random decrement technique* (Asmussen, 1997; Cole, 1973), la cual es aplicada a las tres componentes de un registro de ruido sísmico, utilizando como disparador la componente vertical del registro, con el fin de resaltar los efectos de las ondas Rayleigh sobre las ondas Love (Hobiger, 2011). La Figura 3.6 muestra la aplicación RayDec.

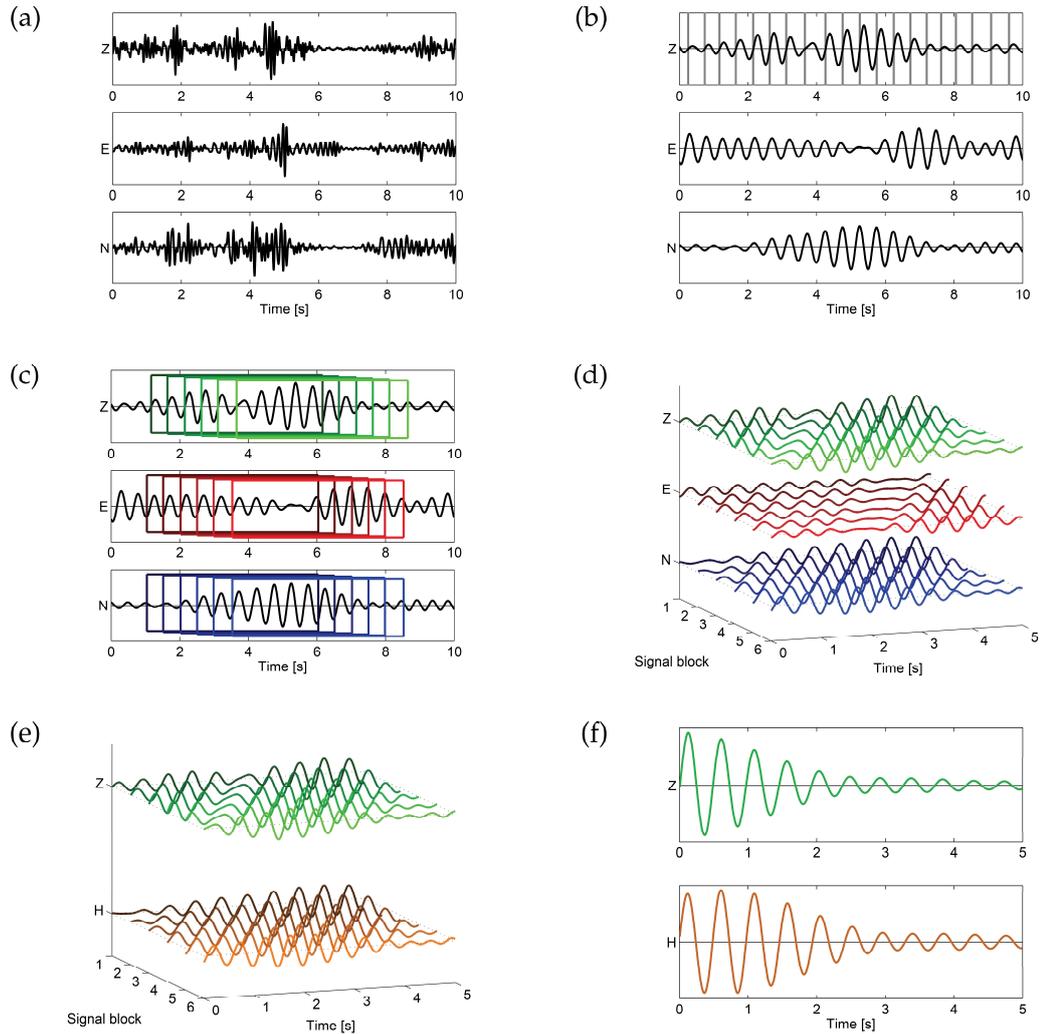


Figura 3.6: Esquema gráfico del método RayDec. A) Registro de ruido sísmico. B) Registro filtrado para una frecuencia central f , e identificación de los cruces por cero de la componente vertical. C) Para cruce por cero se definen ventanas de largo Δ , y se aplica el desfase de $1/4f$ a las componentes horizontales. D) Apilamiento de las ventanas de largo Δ . E) Las componentes horizontales son proyectadas por el ángulo azimutal que maximiza la correlación entre la componente vertical y horizontal. F) Todas las ventanas son sumadas y la elipticidad para la frecuencia f es obtenida como la raíz cuadrada del cociente de la energía de las señales. (Hobiger, 2011).

A continuación, se describe la metodología RayDec, la cual recibe como variables de entrada la componente vertical $v(t)$, Norte $n(t)$ y Este $e(t)$, de un registro de ruido sísmico. Los registros son filtrados con un filtro Chebyshev de orden 4 con un ancho de banda df y una frecuencia central f . Este proceso es realizado para un rango discreto de frecuencias f , obteniéndose las familias de señales filtradas $v_f(t)$, $n_f(t)$ y $e_f(t)$. Para cada cruce por cero

de la componente vertical filtrada $v_f(t)$ se obtiene un tiempo τ_i , con el cual se definen ventanas de largo Δ para cada componente (con $t \in [0, \Delta]$):

$$\begin{aligned} v_{f,b,i}(t) &= v_f(\tau_i + t) \\ e_{f,b,i}(t) &= e_f\left(\tau_i - \frac{1}{4f} + t\right) \\ n_{f,b,i}(t) &= n_f\left(\tau_i - \frac{1}{4f} + t\right) \end{aligned} \quad 3.2$$

El factor $\frac{1}{4f}$ corresponde al desfase de las componentes vertical y horizontal de la onda Rayleigh (periodo de tiempo que toma un punto desplazarse 90° en una elipse). Con las componentes $e_{f,b,i}(t)$ y $n_{f,b,i}(t)$, se obtiene la componente horizontal proyectada $h_{f,b,i}(t)$ por el azimut θ_i :

$$h_{f,b,i}(t) = \sin(\theta_i) e_{f,b,i}(t) + \cos(\theta_i) n_{f,b,i}(t) \quad 3.3$$

El azimut θ_i se obtiene al maximizar la correlación entre la componente vertical y horizontal:

$$C_{f,b,i}(\theta) = \int_0^\Delta v_{f,b,i}(t) \cdot h_{f,b,i}(t, \theta) dt \quad 3.4$$

Quedando θ_i definido como:

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{\int_0^\Delta v_{f,b,i}(t) \cdot e_{f,b,i}(t, \theta) dt}{\int_0^\Delta v_{f,b,i}(t) \cdot n_{f,b,i}(t, \theta) dt} \quad 3.5$$

La ecuación 3.5 entrega dos soluciones para θ_i ($\theta_{1,i} = \theta_{2,i} + 180^\circ$), de las cuales se escoge el valor que permite obtener una correlación positiva. Es importante mencionar que este método no distingue movimientos prógrados o retrógrados, asume que todas las ondas son retrógradas.

A pesar de que el factor θ_i maximiza la correlación $C_{f,b,i}(\theta)$, se puede tener un bajo valor de correlación, por consiguiente, se define el factor de correlación $c_{f,b,i}$ definido por:

$$c_{f,b,i} = \frac{\int_0^\Delta v_{f,b,i}(t) \cdot h_{f,b,i}(t) dt}{\sqrt{\int_0^\Delta v_{f,b,i}^2(t) \cdot h_{f,b,i}^2(t) dt}} \quad 3.6$$

De esta forma, las componentes $v_{f,b,i}(t)$ y $n_{f,b,i}(t)$ son ponderadas por el factor $c_{f,b,i}^2$ y sumadas para todos sus tiempos τ_i , obteniéndose las siguientes señales de largo Δ :

$$v_{f,S}(t) = \sum_i c_{f,b,i}^2 \cdot v_{f,b,i}(t) \quad 3.7$$

$$h_{f,S}(t) = \sum_i c_{f,b,i}^2 \cdot h_{f,b,i}(t) \quad 3.8$$

Finalmente se calcula la elipticidad e_f como la raíz cuadrada del cociente de la energía de las señales $v_{f,S}(t)$ y $h_{f,S}(t)$:

$$e_f = \sqrt{\frac{\int_0^\Delta (h_{f,b,i}(t))^2 dt}{\int_0^\Delta (v_{f,b,i}(t))^2 dt}} \quad 3.9$$

Mediante la repetición de la metodología descrita para todo el rango de frecuencias f , se obtiene la elipticidad de ondas Rayleigh en función de la frecuencia. La metodología descrita fue desarrollada y obtenida de la Tesis doctoral de Hobiger (2011).

El ancho de banda del filtro df y el largo de ventana filtrada Δ , son obtenidos en función de la frecuencia f , quedando definidos por la siguiente expresión:

$$df = df_{par} \cdot f \quad 3.10$$

$$\Delta = \frac{N_{ciclos}}{f} \quad 3.11$$

Donde df_{par} corresponde a la restrictivita del filtrado (a mayor valor de df_{par} , el filtrado es menos estricto), y N_{ciclos} corresponde a la cantidad de ciclos a considerar para cada frecuencia f (Hobiger et al., 2009).

Es importante indicar que el método RayDec solamente es capaz de reproducir fielmente el flanco derecho del máximo de la elipticidad, y parte del flanco izquierdo, ver Figura 2.17 (Hobiger et al., 2009). La Figura 3.7 muestra la comparación entre la elipticidad teórica esperada, la obtenida con el método RayDec y el HVSR. De la figura es posible notar que la curva de elipticidad obtenida del RayDec se ajusta en torno al máximo de la curva teórica y que el HVSR es una sobre estimación de esta, puesto que las ondas Love contribuyen en la amplitud.

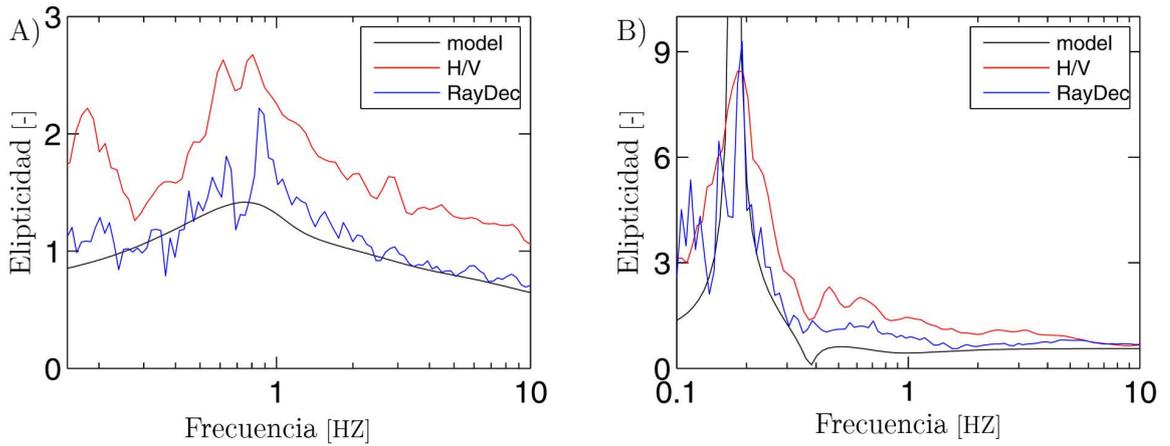


Figura 3.7: Comparación del ajuste de elipticidad obtenida con el método RayDec y la razón espectral HVSR. La curva negra representa la elipticidad teórica, la curva roja la razón espectral HVSR y la curva azul la elipticidad obtenida del método RayDec. A) corresponde a una elipticidad de muy baja amplitud y B) corresponde a una elipticidad de alta amplitud (Mod Hobiger et al., 2009).

Para aplicar el método RayDec, los registros de la Cuenca de Santiago se dividieron en ventanas de 10 minutos (Figura 3.8), en cada una de estas se calculó su respectiva elipticidad (RayDec), y al promediarlos se obtuvo la elipticidad del sitio, ver Figura 3.9. Los parámetros utilizados para el cálculo con RayDec se muestran en la Tabla 3.4, donde es importante mencionar que el parámetro df_{par} tomará el valor 0.2 siempre y cuando permita dilucidar el máximo, de caso contrario se utilizará el valor 0.1.

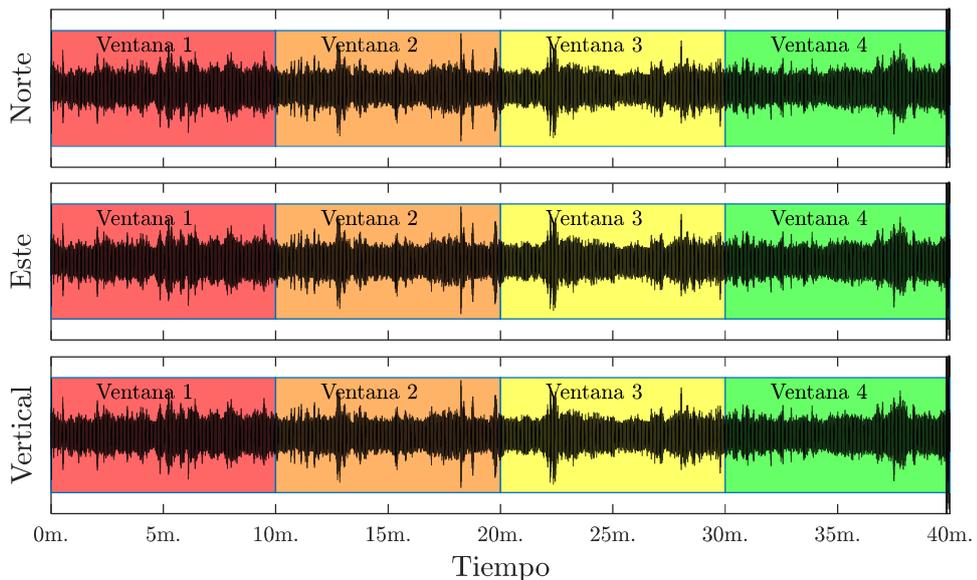


Figura 3.8: División de un registro de un sensor Tromino en ventanas de 10 minutos (Medición Comuna de Huechuraba, Ciudad Empresarial).

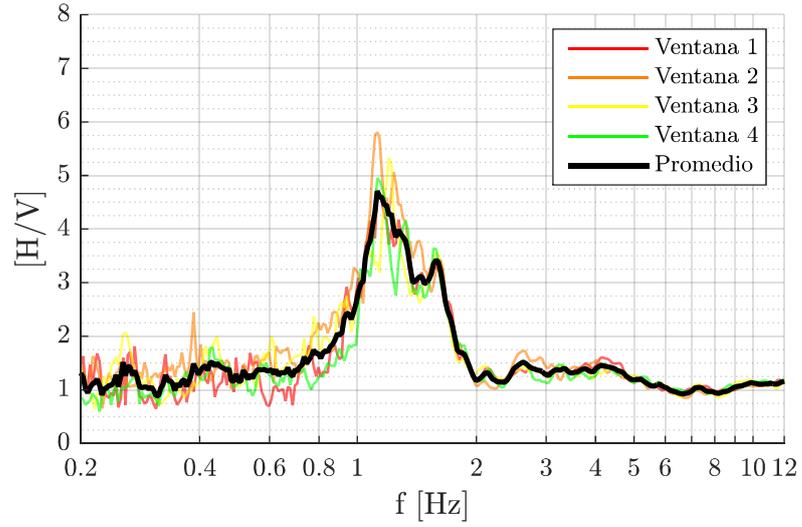


Figura 3.9: Elipticidad del registro Figura 3.8. Las curvas roja, naranja, amarilla y verde corresponden la elipticidad obtenida método RayDec y la curva negra corresponde al promedio de estas.

Tabla 3.6: Parámetros de cálculo del método RayDec

Largo registro de entrada	:	10 min.
Frecuencia mínima calculada f_{min}	:	0.2Hz
Frecuencia máxima calculada f_{max}	:	12Hz
Número de frecuencias entre el rango $[f_{min} f_{max}]$:	300
Numero ciclos por frecuencia N_{ciclos}	:	10
Ancho de banda del filtro df_{par}	:	10 [%] o 20 [%]

3.2.3. Razones espectrales H/V (HVSR)

El método HVSR fue introducido por Nogoshi y Igarashi (1971) y posteriormente popularizado por Nakamura (1989). Este consiste en obtener el cociente espectral entre la componente horizontal y vertical de un registro de ruido sísmico. De esta forma para las componentes Este $e(t)$, Norte $n(t)$ y vertical $v(t)$ de un registro, la razón espectral HVSR queda definida como:

$$HVSR(f) = \frac{\sqrt{E(f)^2 + N(f)^2}}{V(f)} \quad 3.12$$

Donde $E(f)$, $N(f)$ y $V(f)$ corresponden a los espectros de Fourier de $e(t)$, $n(t)$ y $v(t)$.

La evidencia empírica ha demostrado que el peak del HVSR es afín a la frecuencia de resonancia de la estructura del suelo (Bonney-Claudet et al., 2006; Haghshenas et al., 2008; Verdugo, 2009) y en presencia de campos de ondas difusos se ha podido establecer una relación entre el HVSR y la función de autocorrelación de Green (Sánchez-Sesma et al., 2011). Sin embargo, han sido evidenciadas variaciones direccionales en los campos de ondas, dependiendo de las fuentes de ruido y variaciones espaciales del medio (Albarello & Lunedei, 2010; Walker, 2012); por consecuencia, la proporción de ondas Rayleigh y Love es variable de un lugar a otro (Endrun, 2011). Debido a esto, el HVSR solamente es utilizado como un estimador de la frecuencia predominante de la estructura del suelo.

Para la obtención de las razones espectrales HVSR se utilizó el software Geopsy (Wathelet, 2005; Wathelet et al., 2020), aplicando la siguiente metodología basada en la guía del SESAME (2004):

- 1) Selección de ventanas: se aplica el criterio de máximo y mínimo STA/LTA al registro (Withers et al., 1998), con el objetivo de identificar los intervalos de ruido estacionario, donde se ajustan ventanas de largo Δt (Figura 3.10).
- 2) Cálculo de Espectros: para cada ventana se aplica un cosine-tapered del 5% y se calculan los espectros de Fourier, suavizados por el método Konno & Ohmachi (1998).
- 3) Cálculo de HVSR: Se aplica la ecuación 3.12 a los espectros de las ventanas, obteniéndose los HVSRs para cada una y finalmente se calcula su promedio y desviación estándar, obteniéndose el HVSR representativo del registro (Figura 3.11). Adicionalmente, también se aplican las ecuaciones 3.13 y 3.14 para obtener HVSR polarizados en las direcciones Norte y Este, con la finalidad de verificar la existencia de polarizaciones de los campos de onda.

$$HVSR(f) = \frac{N(f)}{V(f)} \quad 3.13$$

$$HVSR(f) = \frac{E(f)}{V(f)} \quad 3.14$$

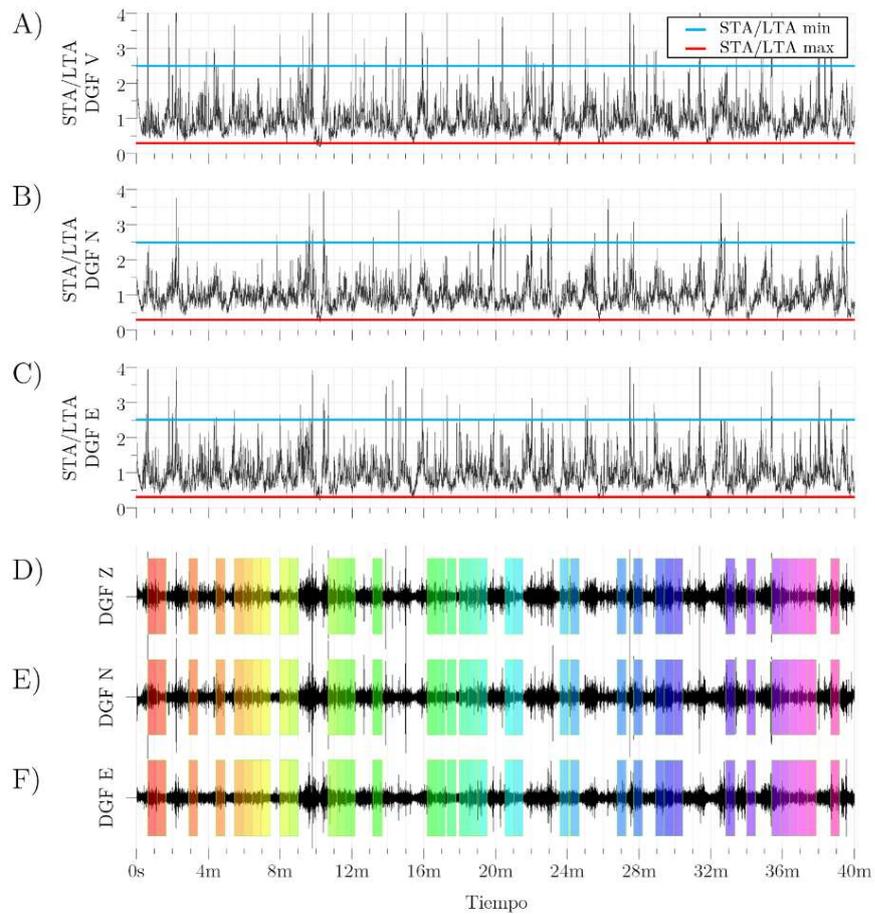


Figura 3.10: Selección de ventanas HVSR con criterio STA/LTA. A), B) y C) STA/LTA para las componentes de un registro DGF, con sus respectivos límites máximo y mínimo. D), E) y F) registro DGF con sus respectivas ventanas de ruido estacionario seleccionadas en colores.

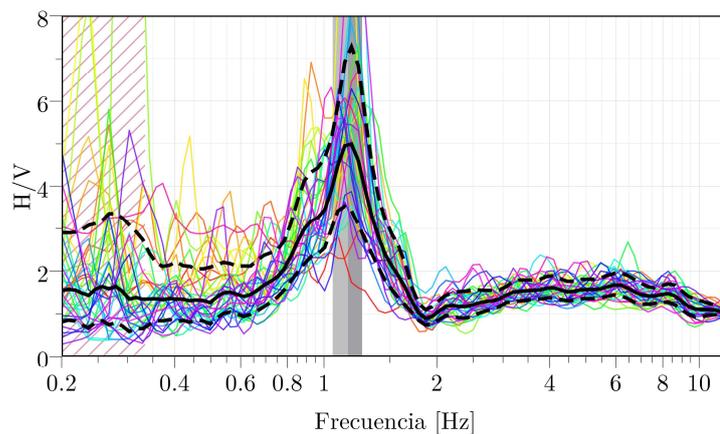


Figura 3.11: HVSR del registro de la Figura 3.10. La línea negra continua representa el promedio de las de las ventanas de ruido estacionario y la línea negra segmentada su desviación estándar.

Es importante destacar que la metodología descrita es aplicable únicamente a registros de ruido sísmico (mediciones sin presencia de eventos sísmicos); en caso contrario (Sección 3.1.2. red RM-MT), solamente se utilizó el tiempo posterior a los eventos sísmicos (Figura 3.12), donde se aplicaron los pasos 1), 2) y 3) mencionados. Adicionalmente, también se utilizó el criterio “bad sample threshold” el cual evita que se tomen en consideración amplitudes del registro que superen un cierto porcentaje de la amplitud máxima de este.

Solamente fueron consideradas válidas las razones espectrales que cuenten con al menos 20 ventanas, y fueron restringidas por una frecuencia mínima observable determinada por la ecuación 3.15. Los parámetros de selección de ventanas por instrumento se encuentran en Tabla 3.7 y Tabla 3.8.

$$f_{min} = \frac{10}{\Delta t} \quad 3.15$$

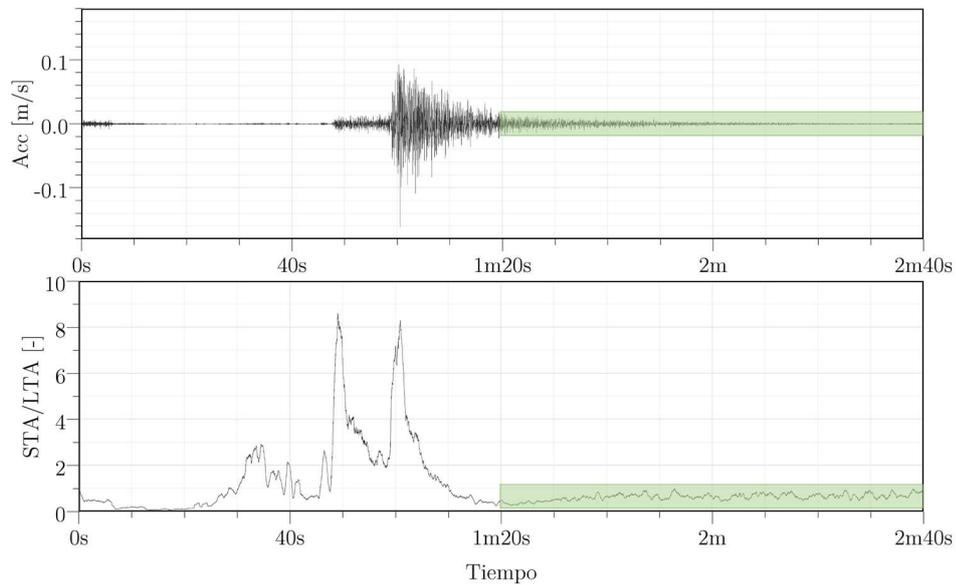


Figura 3.12: Selección del tiempo posterior al evento sísmico, utilizando el criterio LTA/STA. A) registro de aceleraciones de un evento sísmico. B) criterio STA/LTA del registro. El recuadro verde indica la zona posterior al evento sísmico

Tabla 3.7: Parámetros de definición de ventanas para el cálculo de HVSR por instrumento

Autor	Instrumento	Largo ventana Δt [s]	Overlap [%]	Threshold [%]	f_{min} [Hz]
Este Trabajo	Tromino 3G	30	0	-	0.33
Pastén (2007)	Lennartz 5seg	30 - 40	0	-	0.33 - 0.25
CSN Red DG	Nanometrics T.	60	0	-	0.16
Este Trabajo	Guralp-40T	60	0	-	0.16
CSN RM-MT	EpiSensor F.B.	30	0	30	0.33

Tabla 3.8: Parámetros criterio STA/LTA por instrumento.

Instrumento	STA [s]	LTA[s]	STA/LTA mínimo [s]	STA/LTA máximo [s]
Tromino	1	30	0.3	2.5
Lennartz de 5seg	1	30	0.3	2.5
CSN Red DG	1	60	0.5	2
Guralp-40Tb	1	60	0.5	2
CSN Red RM-MT	1	20	0.1	2.5

Las razones espectrales HVSR obtenidas fueron clasificadas según la investigación de Pastén (2007), donde se identificaron 4 tipos razones espectrales (Figura 3.13):

- Tipo 1: Razones espectrales donde se puede identificar claramente una frecuencia predominante, con una amplitud superior a dos.
- Tipo 2: Razones espectrales donde se identifican al menos dos frecuencias predominantes, con amplitudes superiores a dos.
- Tipo 3: Razones espectrales donde no es posible establecer una frecuencia predominante con claridad y presentan amplitudes superiores a dos.
- Tipo 4: Razones espectrales de amplitudes menores a dos, donde no siempre es posible identificar una frecuencia predominante

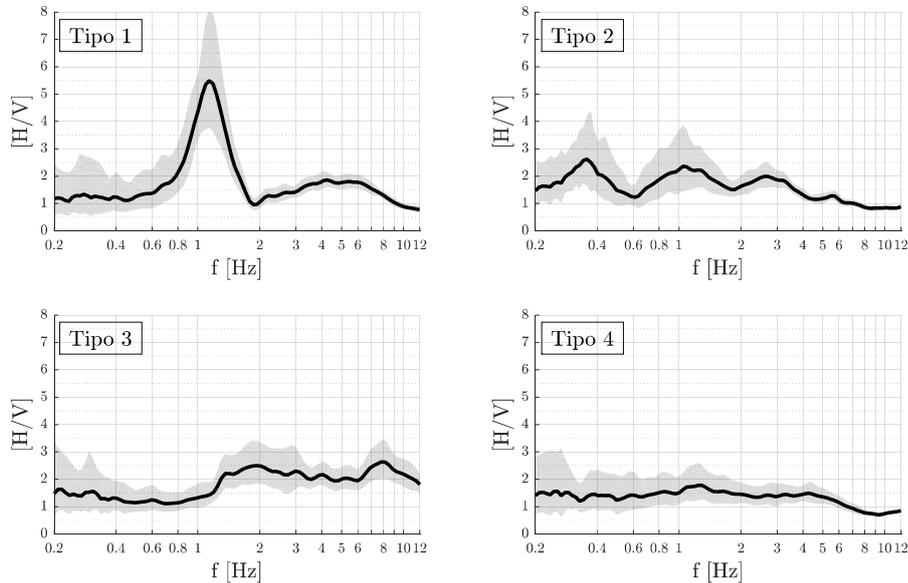


Figura 3.13: Tipos de razones espectrales. Tipo 1: Es posible identificar una frecuencia predominante. Tipo 2: Se identifican al menos dos frecuencias predominantes. Tipo 3: No es posible identificar una frecuencia predominante, a pesar de que la amplitud es superior a 2. Tipo 4: Amplitud inferior a 2, y no siempre es posible identificar una frecuencia predominante.

3.3. Obtención de perfiles de velocidad

La obtención de los perfiles de velocidad de onda de corte se realizó mediante la inversión conjunta de las curvas de dispersión de velocidad de fase y elipticidad de onda Rayleigh, utilizando la subrutina Dinver del software Geopsy (Wathelet, 2005; Wathelet et al., 2020). El proceso de inversión se realizó en tres pasos, los cuales se explican a continuación.

3.3.1. Paso 1: Selección de los datos representativos de cada sitio

La selección de los datos representativos fue necesaria debido a que en cada sitio de estudio se utilizaron 4 instrumentos sísmicos; por ende, cada sitio cuenta con al menos 4 razones espectrales HVSR, 4 elipticidades (RayDec) y entre 1 a 6 curvas de velocidad de fase (dependiendo de la calidad de las correlaciones cruzadas). A continuación, se presentan los criterios de selección de datos:

- Curva de dispersión : Se superpusieron todas curvas disponibles y se escogieron de entre 10 puntos equiespaciados representativos de esta, ver Figura 3.14. En el caso de que solo se dispusiera de una curva de dispersión válida, esta fue automáticamente elegida como la curva representativa.
- Peak HVSR : Se seleccionó la curva HVSR con mayor cantidad de ventanas y menor dispersión. Esta debía ser coherente con las mediciones adyacentes al sitio, ver Figura 3.15, y a partir de esta se identificó la frecuencia predominante asociada a la máxima amplitud.
- Elipticidad de onda Rayleigh : Se eligió la curva promedio del instrumento que mejor describa el flanco derecho e izquierdo máximo del HVSR, la cual debe ser coherente con las curvas de los demás instrumentos. Si las curvas se complementan entre sí, se utilizó la suma de sus secciones coherentes. Finalmente, la curva fue suavizada con la función Konno & Ohmachi (1998), ver Figura 3.16.

Para el caso de las razones espectrales tipo 4, donde no fue posible dilucidar un máximo, se analizaron las razones espectrales HVSR de estaciones sísmicas fijas o de mediciones anteriores (Pastén, 2007) cercanas al sitio en estudio, con el fin de estimar una frecuencia predominante. Dichas razones espectrales referenciales debían estar situadas en la misma categoría de zonas de interés (Figura 3.1), y ser similares en forma con respecto al HVSR en estudio. En la Figura 3.17 se muestra un ejemplo de la definición de la frecuencia predominante para una medición con un sensor Tromino ubicada en el Parque O'Higgins,

donde se toman como referencia las estaciones sísmicas DG01 y DG31, estimándose una frecuencia de 0.96[Hz]. Para los sitios con razones espectrales tipo 2 se consideró solamente válido el peak de menor amplitud, y las razones espectrales tipo 3 fueron descartadas del proceso de inversión.

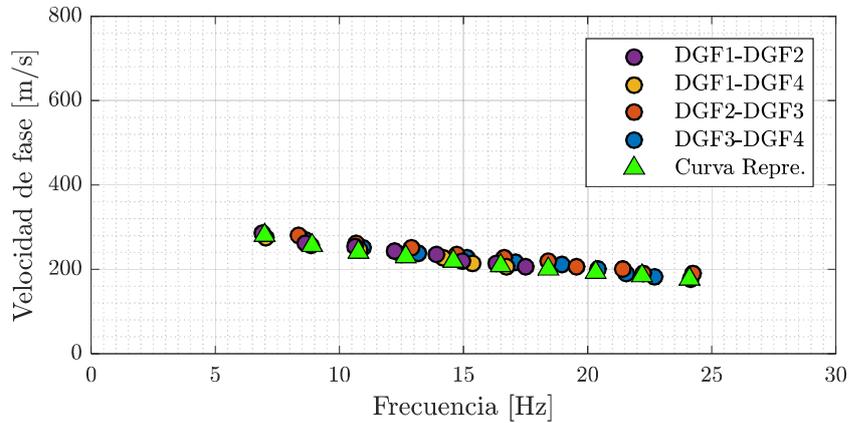


Figura 3.14: Criterio de selección de curvas de dispersión de velocidad de fase representativa. Los puntos corresponden a las velocidades de fase obtenidas de distintos pares de instrumentos DGF, y los puntos verdes conforman la curva representativa utilizada en la inversión. El sitio de las mediciones está en la comuna de Quilicura.

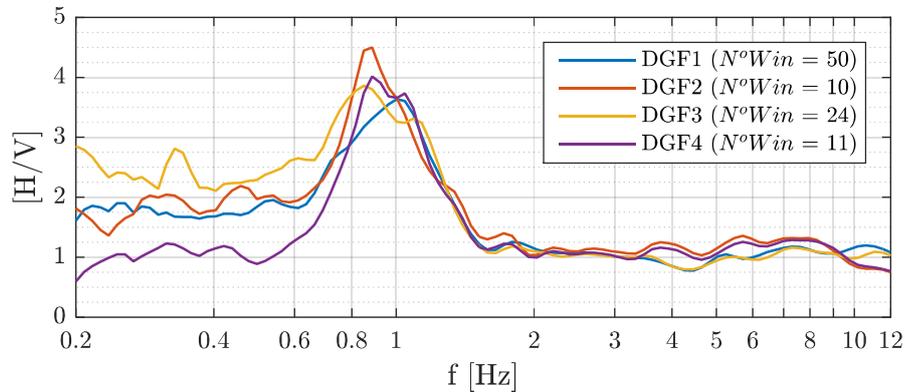


Figura 3.15: Razones espectrales HVSR. La razón espectral representativa corresponde al HVSR de DGF1, debido a su cantidad de ventanas ($N^{\circ}Win$). El sitio de las mediciones es el mismo de la Figura 3.15.

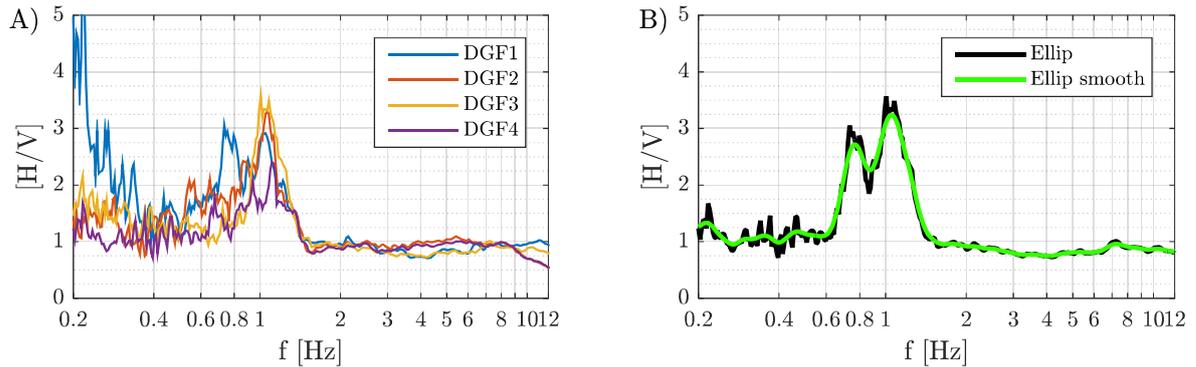


Figura 3.16: Elipticidad de onda Rayleigh. A) Elipticidad de cada instrumento DGF y B) elipticidad promedio (curva negra) junto a la elipticidad inferida suavizada (curva verde).

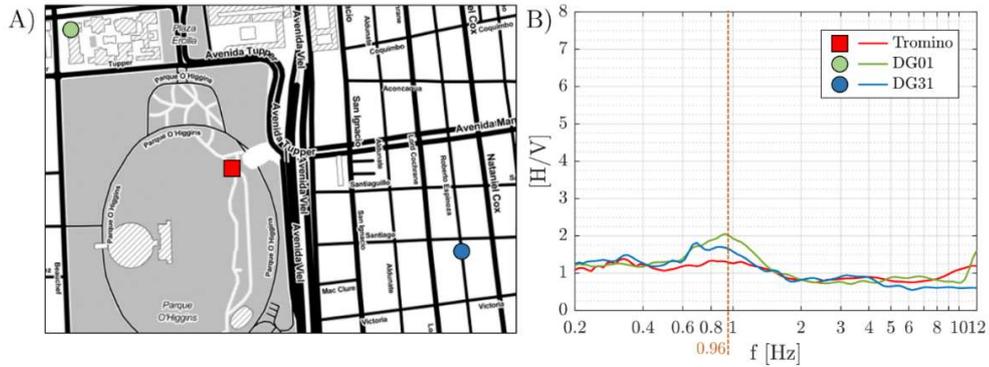


Figura 3.17: Ejemplo definición de frecuencia predominante para razón espectral HVSR tipo 4. A) Ubicación espacial del punto en estudio (cuadrado rojo), y las estaciones sísmicas de referencia (círculos azul y verde). B) Razones espectrales del punto de estudio y de las estaciones sísmicas de referencia.

3.3.2. Paso 2: Inversión de la curva de dispersión

Con los datos ya seleccionados, se invirtieron las curvas de dispersión de velocidad de fase representativas de cada sitio medido. Para esto fue necesario definir un espacio de búsqueda donde se ajustaron los perfiles de velocidades, el cual determinó la cantidad de capas N_c del perfil y el rango de valores de sus propiedades. La cantidad de capas adoptadas se muestra en la Tabla 3.9 en función de la profundidad del basamento esperada del sitio de medición (Araneda et al., 2000; González et al., 2018). Las potencias de las capas se definen con la Tabla 3.10, las cuales se definen en función de la posición de cada capa y las longitudes de onda máximas y mínimas de curva de dispersión. La numeración de las capas está asociada a su profundidad, siendo la capa 1 la capa más superficial y la capa N_c el semi espacio infinito. El rango de valores de las propiedades de las capas se encuentra en la Tabla 3.11.

Tabla 3.9: Cantidad de capas Nc del espacio de búsqueda

Profundidad de basamento [m]	Numero de capas Nc
0 – 99	6
100 – 399	7
400 – 600	8

Tabla 3.10: Potencias de las capas del espacio de búsqueda

Numero de la Capa	Límite inferior [m]	Límite superior [m]
1	1,0 [m]	$\min(\lambda_{min}[m], 10[m])$
2	1,0 [m]	50[m]
3 hasta $(Ne - 1)$	$\max(1[m], \lambda_{min}[m])$	$\max\left(\frac{\lambda_{max}}{Ne - 3}[m], 100[m]\right)$

Tabla 3.11: Propiedades del espacio de inversión

Propiedad	Rango de valores
Velocidad de onda de corte Vs [$\frac{m}{s}$]	50 – 2000
Velocidad de onda de corte Vp [$\frac{m}{s}$]	50 – 8000
Módulo de Poisson ν [–]	0.25 – 0.35
Peso específico γ [$\frac{Kg}{m^3}$]	2000 – 2200

Con el espacio de búsqueda ya definido, se establecieron los parámetros del algoritmo de búsqueda del Vecindario (Wathelet et al., 2004; Wathelet, 2008), con los parámetros de la Tabla 3.12. De esta forma, se generaron un total de 62750 perfiles en cada inversión, de los cuales se eligió el perfil con el mejor ajuste de velocidad de fase, ver Figura 3.18.

Tabla 3.12: Parámetros del algoritmo del vecindario

Parámetro	Valor
Número de iteraciones $itmax$ [–]	250
Número de modelo generados al azar en la primera iteración $Ns0$ [–]	250
Número de modelos generados en cada iteración Ns [–]	250
Número de modelos a considerar como soluciones en cada iteración Nr [–]	250

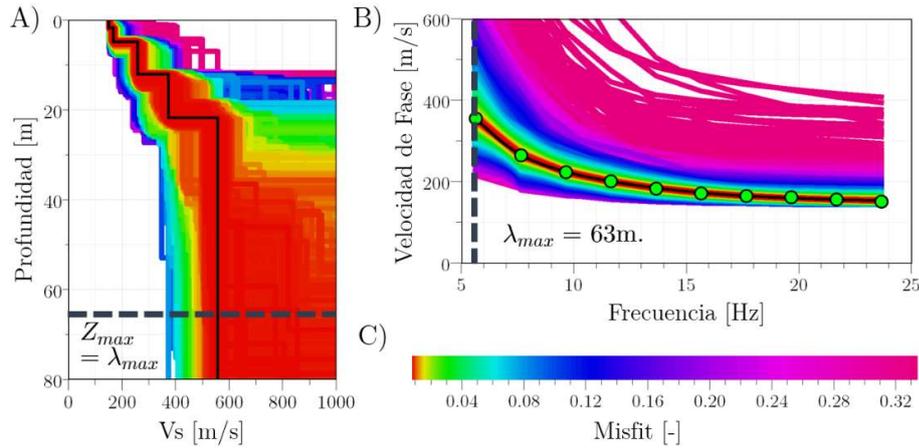


Figura 3.18: Perfil de velocidades obtenido a partir de la inversión de la velocidad de fase con una resolución máxima de 63 [m] de profundidad, equivalente a λ_{max} . A) perfiles de velocidad, donde la curva negra representa el perfil con mejor ajuste y B) curvas de dispersión, donde los puntos verdes representan los puntos de la curva de dispersión de velocidad de fase objetivo. El color de los perfiles y las curvas depende del desajuste (misfit) de los modelos.

Los perfiles obtenidos a partir de la curva de dispersión de velocidad de fase son solamente válidos hasta una profundidad Z_{max} equivalente a la longitud de onda máxima λ_{max} , puesto que el cálculo de la velocidad de fase no está sujeta a la aproximación de campo lejano, por el contrario de las formulaciones en el dominio del tiempo para la función de Green (Ekström et al., 2009). Para lograr estimar un perfil de velocidades hasta la profundidad del basamento rocoso se realizó una nueva inversión de velocidades.

3.3.3. Paso 3: Inversión conjunta de la velocidad de fase y elipticidad

La segunda inversión de velocidad consideró la curva de velocidad de fase, la elipticidad y el peak de HVSR. Además, acotó los espacios de búsqueda de cada caso con los resultados de la primera inversión, con el objetivo de facilitar la convergencia de la inversión conjunta. Adicionalmente, también se fijó la velocidad del semi espacio infinito (basamento rocoso) a 1900 [m/s], valor obtenido de la tomografía de Salomón (2017).

Con el objetivo de generar perfiles coherentes con la geomorfología de la Cuenca, se plantearon 4 metodologías de inversión conjunta, las cuales dependen de los contrastes de velocidad de onda de cortes esperados en profundidad. Cada metodología interpreta la elipticidad y el espacio de búsqueda de forma diferente. Dichas metodologías fueron basadas en los trabajos de Hobiger et al. (2013) y Gouveia et al. (2018), donde este último estudio demostró que la utilización de los flancos de la elipticidad además del uso de la curva de dispersión velocidad de fase entrega resultados coherentes con perfiles de velocidad obtenidos de ensayos invasivos *Cross-Hole*. La clasificación de los perfiles esperados se encuentra ejemplificada en la Figura 3.19 y descrita en la Tabla 3.13. Cabe destacar que los perfiles

tipos C y D corresponden a casos excepcionales, donde se impone una inversión de velocidad en profundidad (tipo C) o un contraste de velocidad superficial asociado al peak del HVSR (tipo D), con el objetivo de generar perfiles de velocidad compatibles con las con las gravimetrías de la Cuenca de Santiago (Araneda et al., 2000; González et al., 2018), puesto que al invertir un perfil tipo C o D como tipo A se obtienen diferencias de al menos 200 [m] con las gravimetrías.

Tabla 3.13: Tipos de Perfiles

Tipo A:	Perfiles asociados a razones espectrales HVSR tipo 1 y 2, donde la frecuencia predominante está asociada a un fuerte contraste de velocidad entre el ultimo estrato de suelo y el basamento rocoso.
Tipo B:	Perfiles asociados a razones espectrales HVSR tipo 4, donde la frecuencia predominante está asociada a un leve contraste de velocidad entre la última capa de suelo y el basamento rocoso.
Tipo C:	Perfiles Tipo A o B, con presencia de inversiones de velocidad de onda de corte.
Tipo D:	Perfiles asociados a razones espectrales tipo 1 y 2, donde la frecuencia predominante está asociada a un contraste de velocidades entre las capas de suelo (y no la roca). Se asumen que el contraste de velocidad entre la última capa de suelo y el basamento rocoso es leve.

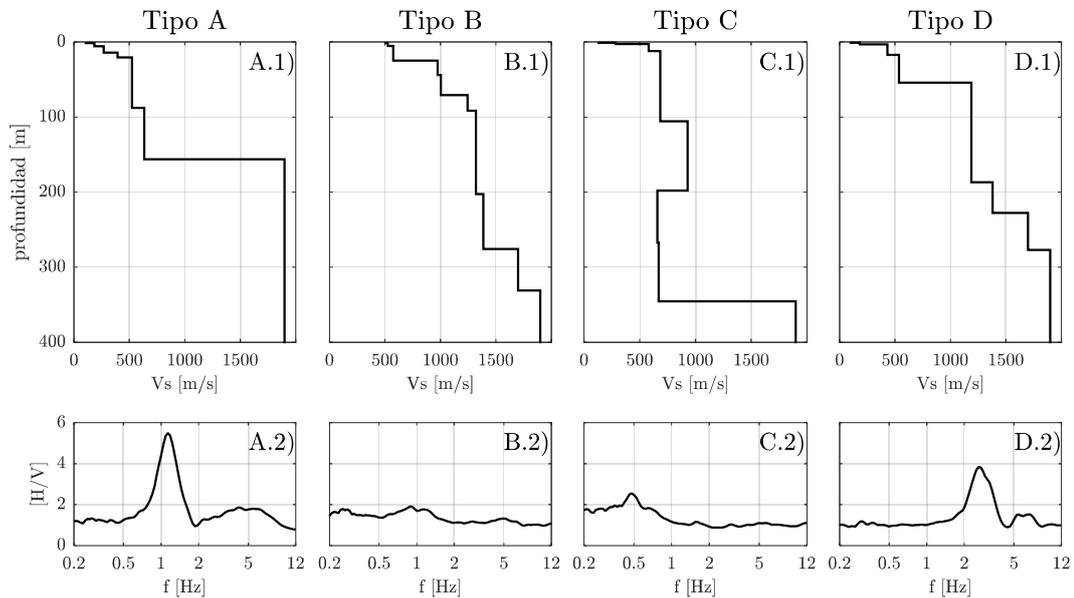


Figura 3.19: Clasificación de perfiles. A.1) Ejemplo perfil tipo A caracterizado por presentar un fuerte contraste de velocidades, asociado al HVSR de A.2). B.1) ejemplo perfil tipo B, presenta bajos contraste de velocidad, se asocia al HVSR de B.2). C.1.) Ejemplo perfil tipo C, caracterizado por presentar inversiones de velocidad, asociado al HVSR de C.2). D.1) ejemplo perfil tipo D, presenta un fuerte contraste de velocidad entre las primeras capas de suelo, asociado al HVSR de D.2).

Los perfiles tipo B no contaron con ninguna restricción particular, sólo consideraron perfiles normalmente dispersivos (es decir perfiles que aumentan de velocidad en profundidad), al igual que los perfiles tipo A, con la excepción de que estos fijaran el valor de la velocidad de onda de corte de la penúltima capa a 1700 [m/s], con la intención de evitar fuertes contrastes de velocidad en profundidad. Los perfiles tipo C tuvieron la condición adicional de permitir la disminución de la velocidad de onda de corte en profundidad, y los perfiles tipo D tuvieron como cotas mínimas de velocidad de corte para su penúltima y ante penúltima capa 1500 [m/s] y 1700 [m/s], respectivamente, con el objetivo de generar un fuerte contraste de velocidad en las capas más superficiales. Finalmente, las elipticidades fueron interpretadas según el HVSR asociado. Para razones espectrales tipo 1 y 2 se consideraron los dos flancos por separado, caracterizados por 20 puntos cada uno, y para razones espectrales tipo 4 se consideraron los flancos unidos, con un total de 40 puntos. Los cuatro tipos de perfiles consideran la frecuencia predominante de HVSR.

En la segunda inversión de velocidad conjunta, se utilizaron los mismos parámetros de la inversión anterior (Tabla 3.12) para el algoritmo de búsqueda, y los factores de ponderación de las curvas fueron 40, 1 y 1, para la curva de dispersión de velocidad de fase, elipticidad y la frecuencia asociada peak de HVSR, respectivamente. Además, se consideró una dispersión del 10% para la curva de elipticidad y para la frecuencia del peak del HVSR. En los casos donde los perfiles no lograron ajustarse a la frecuencia del HVSR, se modificó el espacio de búsqueda; en el caso que la frecuencia fuera mayor a la esperada, se agregaron capas de suelo, y en el caso contrario se quitaron capas, hasta que el proceso de inversión generara un perfil que lograra ajustarse a la frecuencia.

En las siguientes Figuras 3.20 a 3.23 se presentan ejemplos de cada tipo de perfil de velocidad de onda de corte, y sus respectivos ajustes a las curvas objetivo.

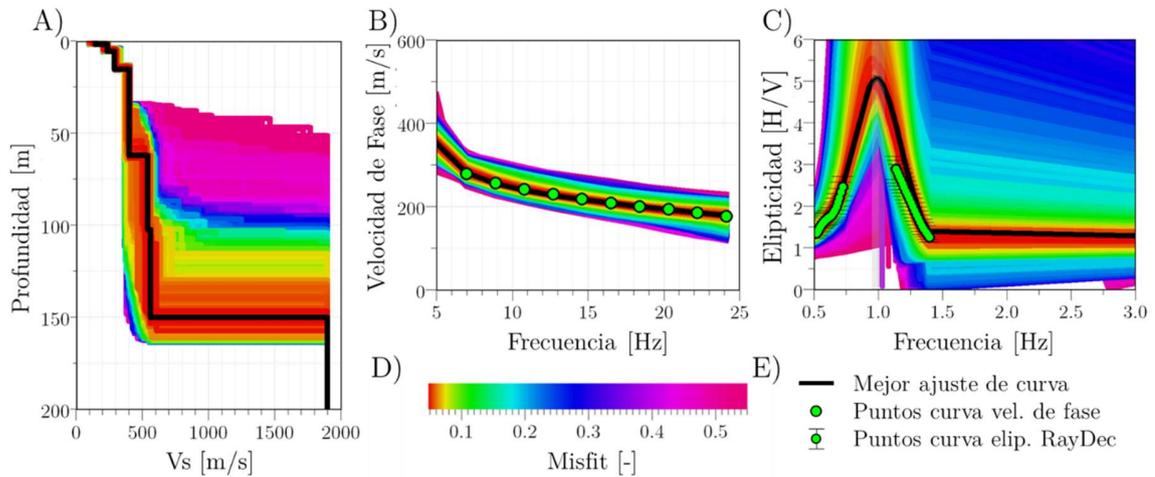


Figura 3.20: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo A. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.

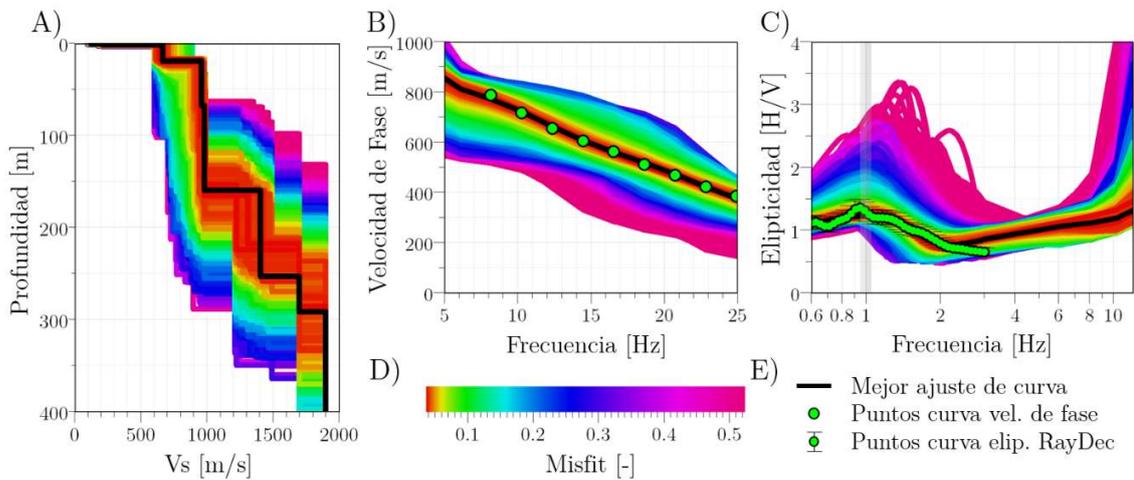


Figura 3.21: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo B. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.

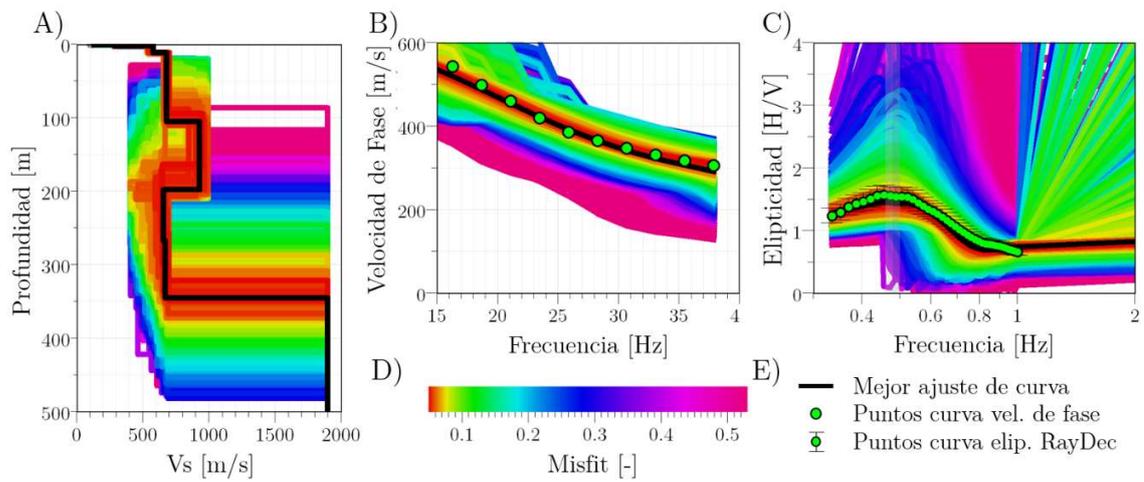


Figura 3.22: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo C. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.

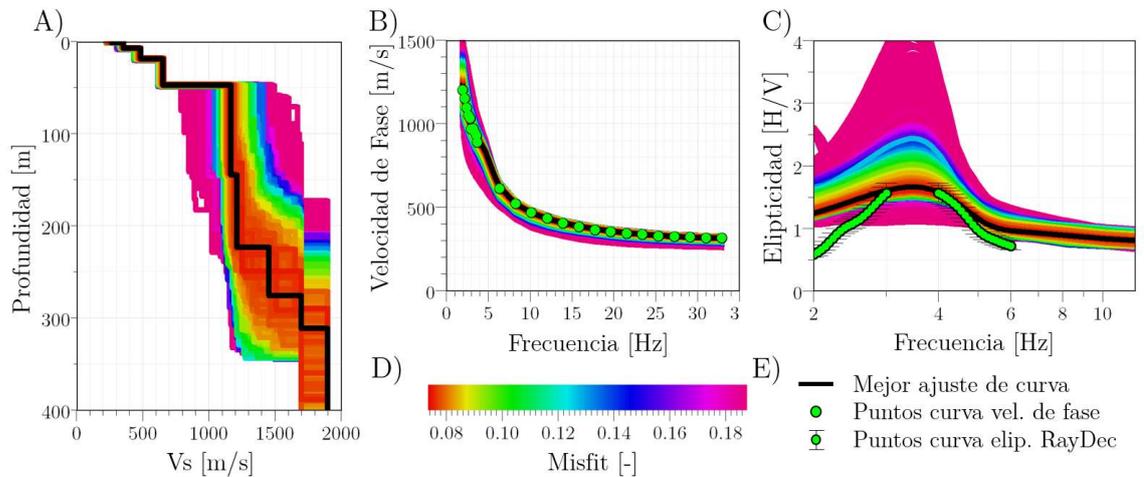


Figura 3.23: Ejemplo de inversión conjunta perfil tipo D. A) Perfiles de velocidad obtenidos de la inversión de velocidades. B) Curvas de dispersión. C) Curvas de elipticidad de onda Rayleigh. D) Nivel de ajuste a las curvas objetivo. E) Leyenda de las curvas.

3.4. Resultados

3.4.1. Mapa de Zonas HVSR

A partir de los datos disponibles se obtuvieron un total de 230 razones espectrales HVSR válidas, las cuales fueron agrupadas según la forma de la curva HVSR y tipo de suelo, obteniéndose las zonas HVSR indicadas en la Figura 3.24. Los nombres de dichas zonas fueron definidos según la unidad de suelo asociada (“G”-gravas, “F”-Finos del Noroeste, “C”-Conos de Deyección y “P”-Pumicita), y si fue posible identificar una tendencia en la forma de las curvas HVSR se denotaron con la letra “A”, de caso contrario se utilizó la letra “B”.

Las principales características de las zonas HVSR donde se identificó una tendencia se encuentran en la Tabla 3.14. Y las curvas HVSR promedio en cada sitio asociadas a cada zona se encuentran en las Figura 3.25, Figura 3.26 y Figura 3.27.

En el Apéndice B se encuentra el detalle de cada HVSR, donde se incluye su ubicación, autor, frecuencia predominante e instrumento de medición.

Tabla 3.14: Características representativas de las principales zonas de HVSR de la Cuenca de Santiago

Zonas HVSR	Tipo de Suelo Asociado	Tipo de HVSR Representativo	Frecuencia Representativa [Hz]	Rango de frecuencias [Hz]
G.A1	Gravas	4	1.00	0.80 – 1.66
G.A2	Gravas	4	1.00	0.84 – 1.00
G.A3	Gravas	4	1.50	1.02 – 2.10
F.A1	Finos del N. /Gravas	1	1.2	0.80 – 1.54
F.A2	Finos del N. /Gravas	1	0.6	0.50 – 0.80
F.A3	Finos del Noroeste	1	0.43	0.40 – 0.48
F.A4	Finos del Noroeste	1	0.35	0.32 – 0.50
P.A1	Pumicita	2	0.40/3.00	0.36 – 0.85/2.41 – 3.16
P.A2	Pumicita	2	0.40/1.30	0.36 – 0.42/1.20 – 1.90
P.A3	Pumicita	2	0.50/3.50	0.34 – 0.52/2.80 – 3.70
C.A1	Conos de Deyección	1	3.50	2.60 – 4.16
C.A2	Conos de Deyección	1	0.50	0.46 – 0.60
C.A3	Conos de Deyección	4	-	0.68 – 0.88

Nota: La tabla solo indica las características representativas de las zonas donde fue posible identificar una tendencia en las curvas HVSR. El detalle de cada sitio de medición se encuentra en el Apéndice B

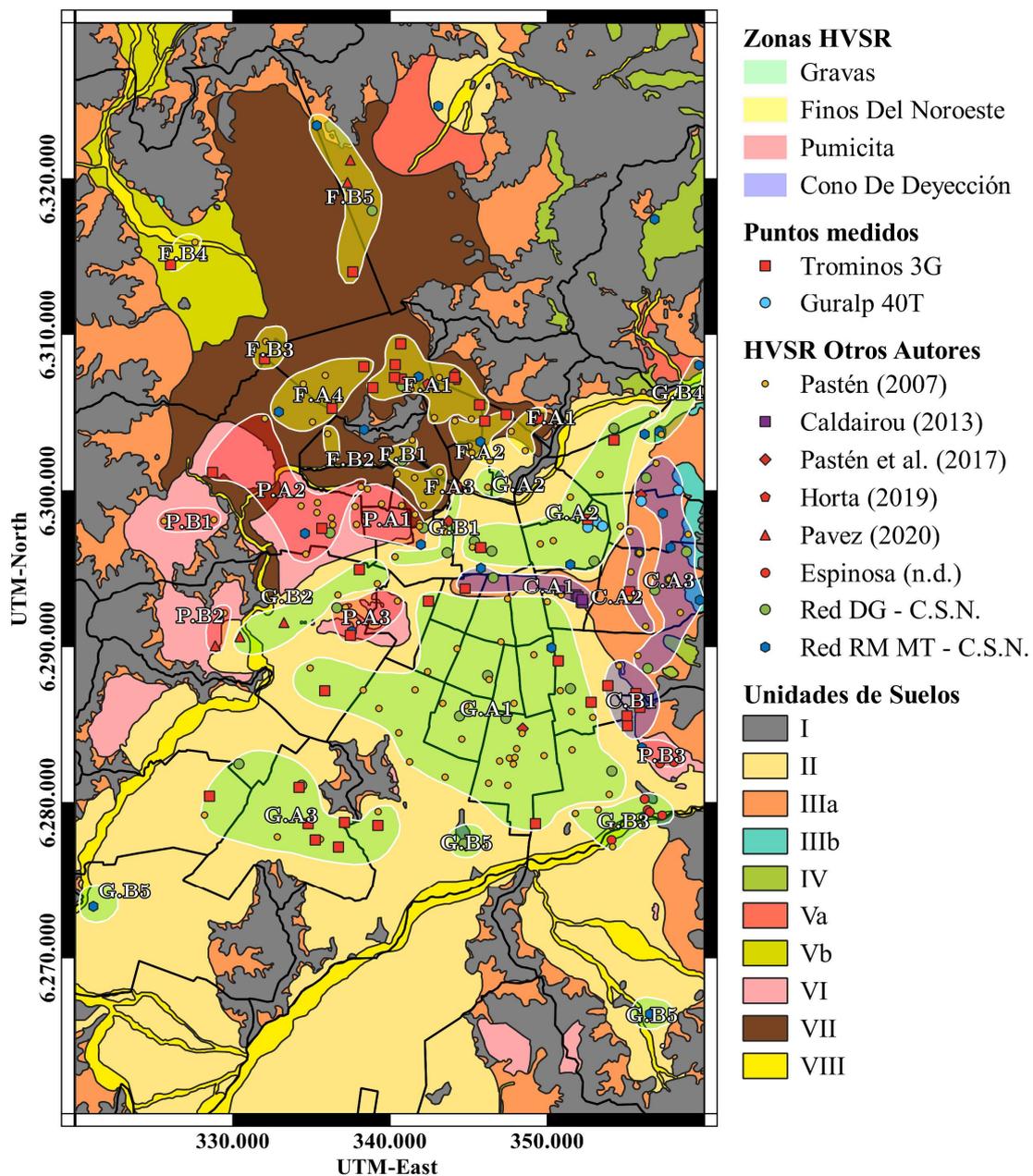


Figura 3.24: Mediciones y principales zonas HVSR junto a la geología superficial de la Cuenca de Santiago.

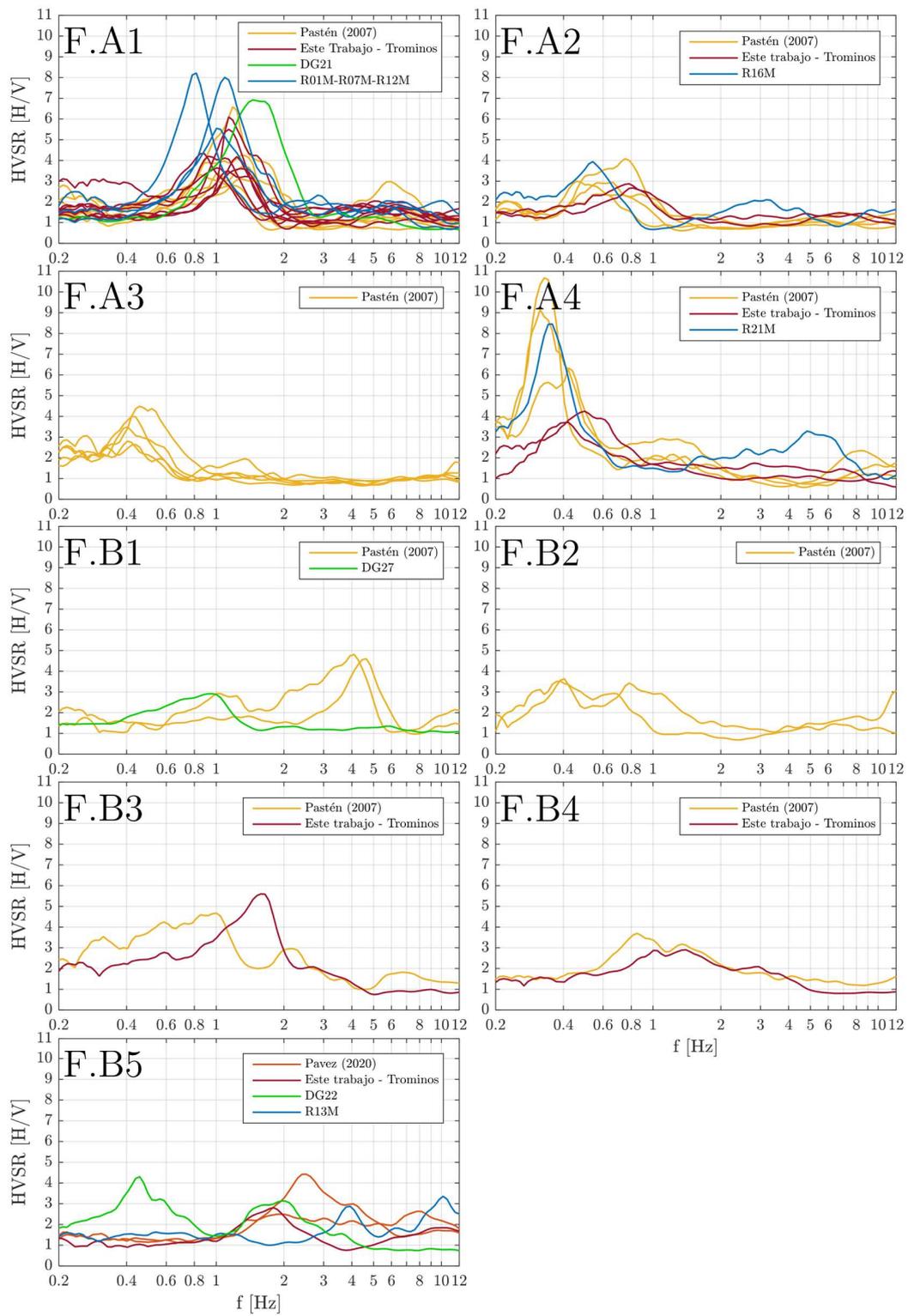


Figura 3.25: HVSRs asociadas a la unidad de suelo: Finos del Noroeste.

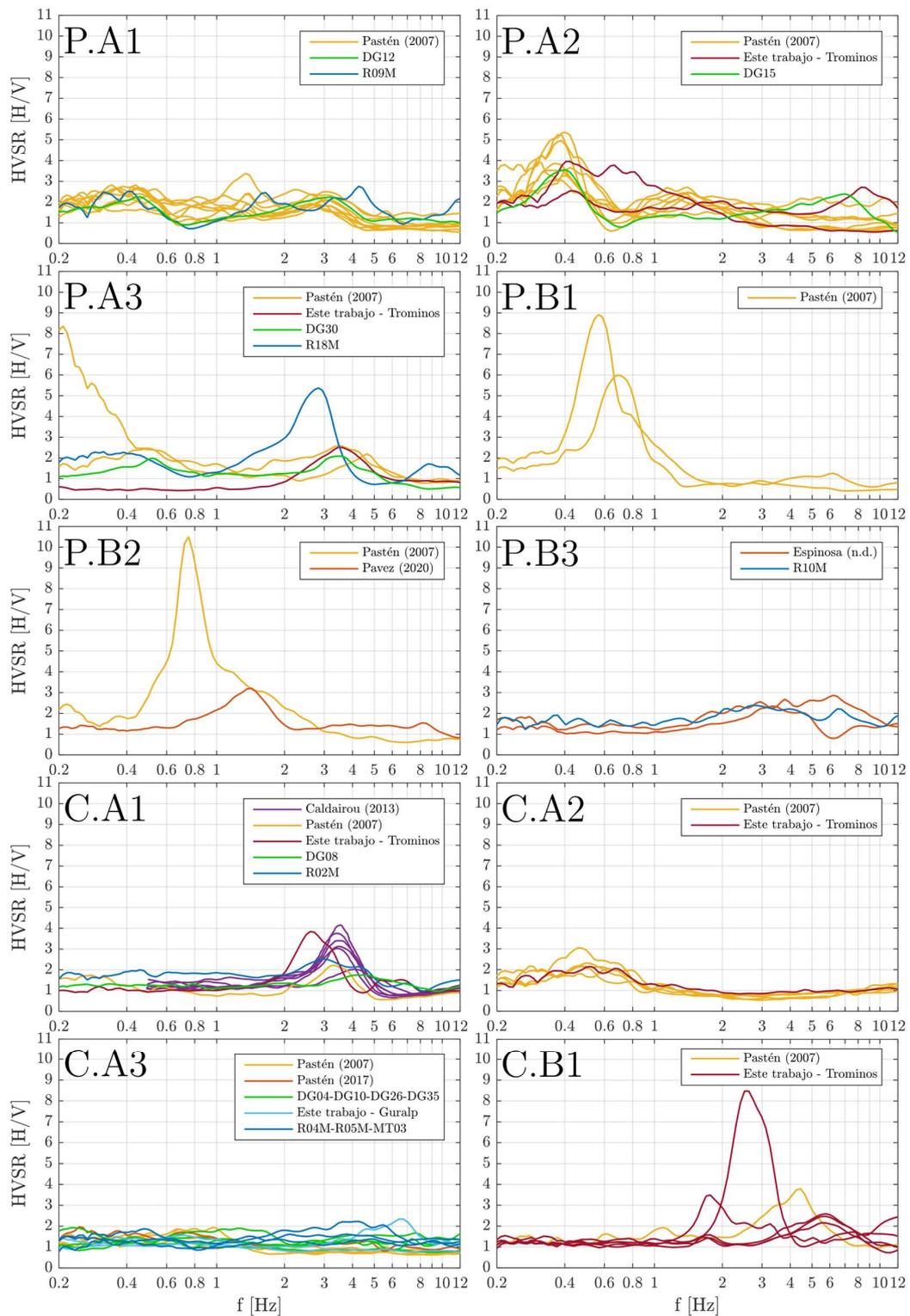


Figura 3.26: HVSRs asociados a las unidades de suelo: Pumicitas y Conos de Deyección

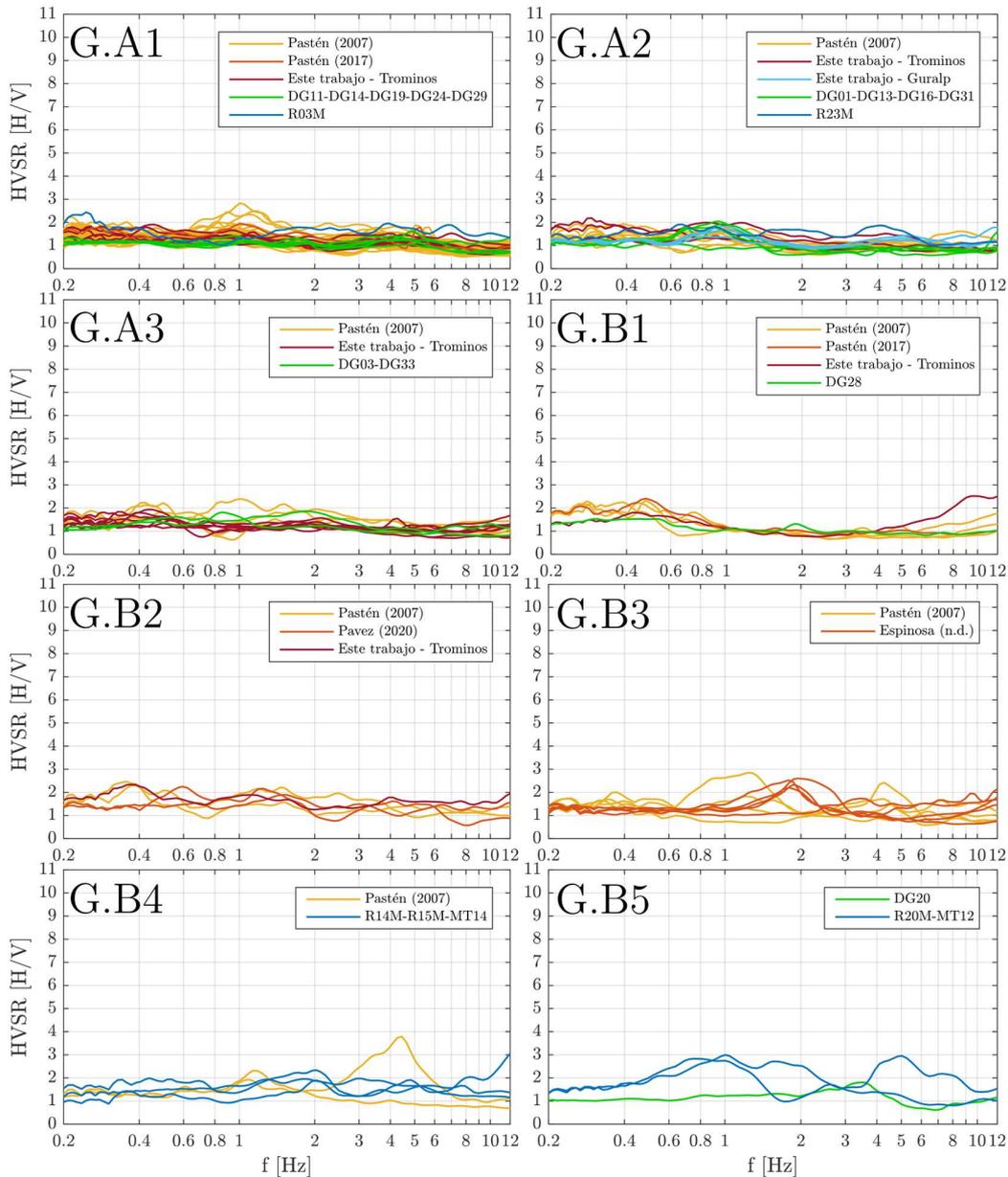


Figura 3.27: HVSRs asociados a la unidad de suelo: Grava.

3.4.2. Curva de dispersión de velocidad de fase

Las curvas de dispersión de velocidad de fase obtenidas de las mediciones indicadas en la Figura 3.2 se presentan la Figura 3.28A, donde se agruparon según las zonas de HVSR asociadas (Figura 3.24). Es importante notar que las curvas en el rango de frecuencias de 2 a 4 [Hz] fueron obtenidas partir de las estaciones fijas Guralp 40T para las gravas y de Salomón (2017) para el caso de la Pumicita. La Figura 3.28B muestra las curvas representativas de cada punto de medición (Criterio de selección de 10 puntos, indicado en la sección 3.3.1.).

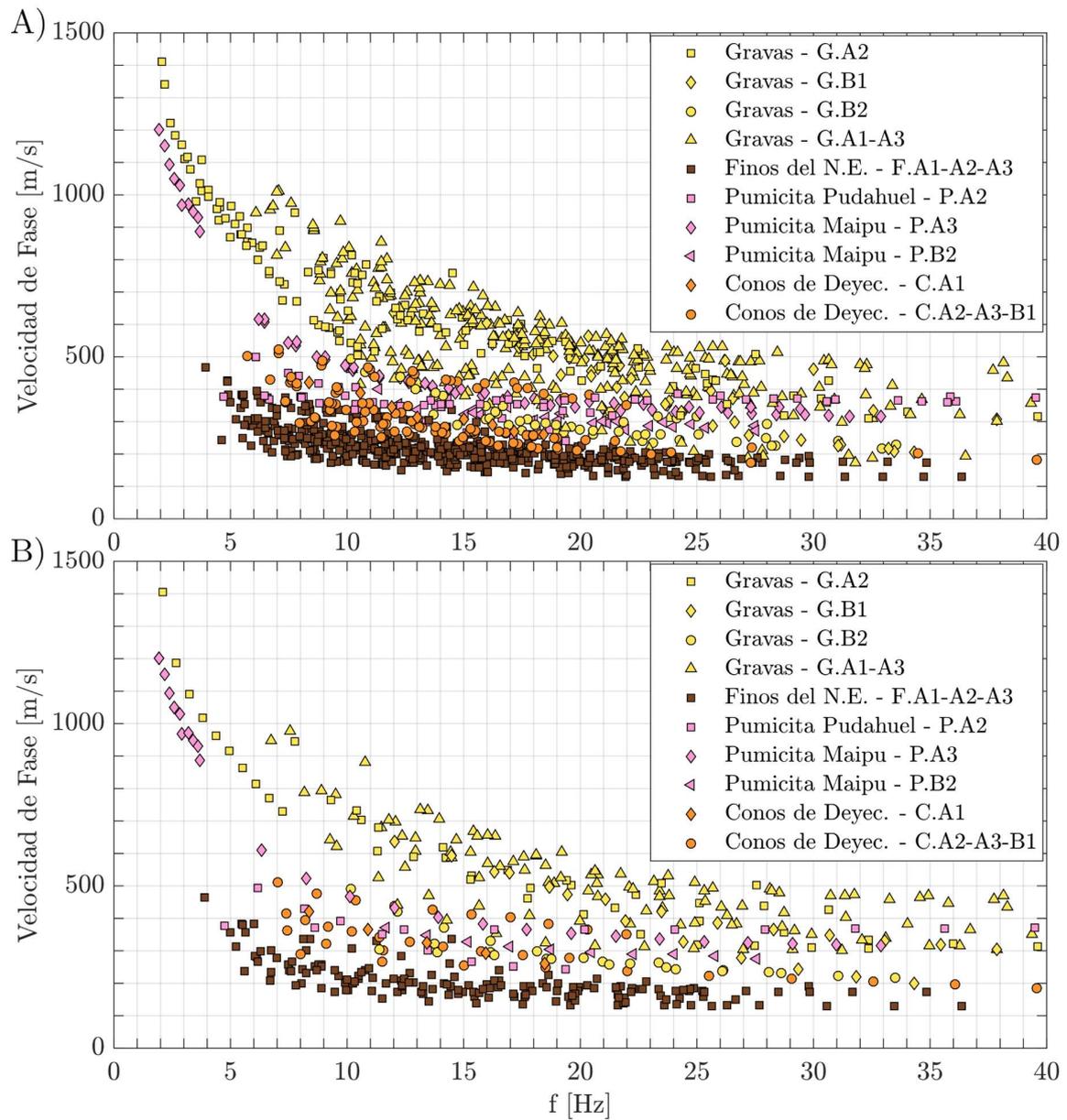


Figura 3.28: Curvas de velocidad de fase obtenidas a través de la correlación cruzada de ruido sísmico. A) Curvas de velocidad obtenidas de todas mediciones disponibles. B) Curvas de velocidad de fase representativas de cada sitio.

3.4.3. Perfiles de velocidad de onda de corte

Los puntos de medición donde fue posible definir un perfil de velocidad de onda de corte son presentados en la Figura 3.29, donde solamente se indican las zonas HVSR que contienen al menos un perfil de velocidad. Los perfiles de velocidad fueron agrupados según la unidad de suelo asociado y su respectivo valor de V_{S30} , Tabla 3.15. Utilizando la nueva propuesta de clasificación sísmica de suelos de la norma NCh433 (Tabla 3.16), se clasificaron los perfiles, obteniéndose la Tabla 3.17. Los perfiles son presentados en las Figura 3.30, Figura 3.31 y Figura 3.32.

Es importante destacar que los grupos de perfiles “G1” y “G2” asociados a las Gravass, incluyeron un perfil fuera de la unidad de Suelo (C.B1 y P.B2), puesto que dichos perfiles presentaron curvas de dispersión afines con las Gravass.

El detalle de cada perfil de onda de corte, además de los ajustes de curva de elipticidad y distribución estadística de cada grupo de perfiles se encuentra en el Apéndice C.

Tabla 3.15: Grupos de perfiles de velocidad de onda de corte

Grupo de Perfiles	Tipo de Suelo	V_{S30} Promedio [m/s]	Zona HVSR Asociada	Tipo de Perfil	N° de Perfiles
G1	Gravass	611	G.A1-A2-A3/C.B1	B-A	12
G2	Gravass	416	G.B2/P.B2	B-A	4
G3	Gravass	560	G.B1	C	2
F1	Finos	286	F.A1-A2-A3	A	10
P1	Pumicita	397	P.A2	C	2
P2	Pumicita	476	P.A3	D	1
C1	Conos de Deyec.	411	C.A2-A3-B1	B-A	3
C2	Conos de Deyec.	378	C.A1	D	1

Nota: la categoría “Tipo de Perfil” hace referencia a la clasificación de la Tabla 3.13.

Tabla 3.16: Nueva propuesta de clasificación de sísmica de suelos norma NCh433.

Sitio Tipo:	V_{s30} [m/s]	T [seg]	f [Hz]
A Roca, Suelo cementado	≥ 900	< 0.15	> 6.67
B Roca blanda o fracturada, suelo muy denso o firme	≥ 500	< 0.30	> 3.33
C Suelo denso o firme	≥ 350	< 0.40	> 2.50
D Suelo medianamente denso o firme	≥ 180	< 1.00	> 1.00
E Suelo de compacidad o consistencia mediana	< 180		

Tabla 3.17: Grupos de perfiles de velocidad de onda de corte y su respectiva clasificación sísmica.

Grupo de Perfiles	V_{s30} Promedio [m/s]	Tipo de HVSR	Frecuencia Predominante [Hz]	Clasificación sísmica NCh433
G1	611	4-1	0.40-1.75	B-C
G2	416	4-1	0.37-1.42	C-D
G3	560	4-1	0.45-0.48	B-C
F1	286	1	0.40-1.28	D-E
P1	397	1-2	0.41-0.42	D
P2	476	1	3.50	C
C1	411	4-1	0.52-3.26	C
C2	378	1	2.60	C

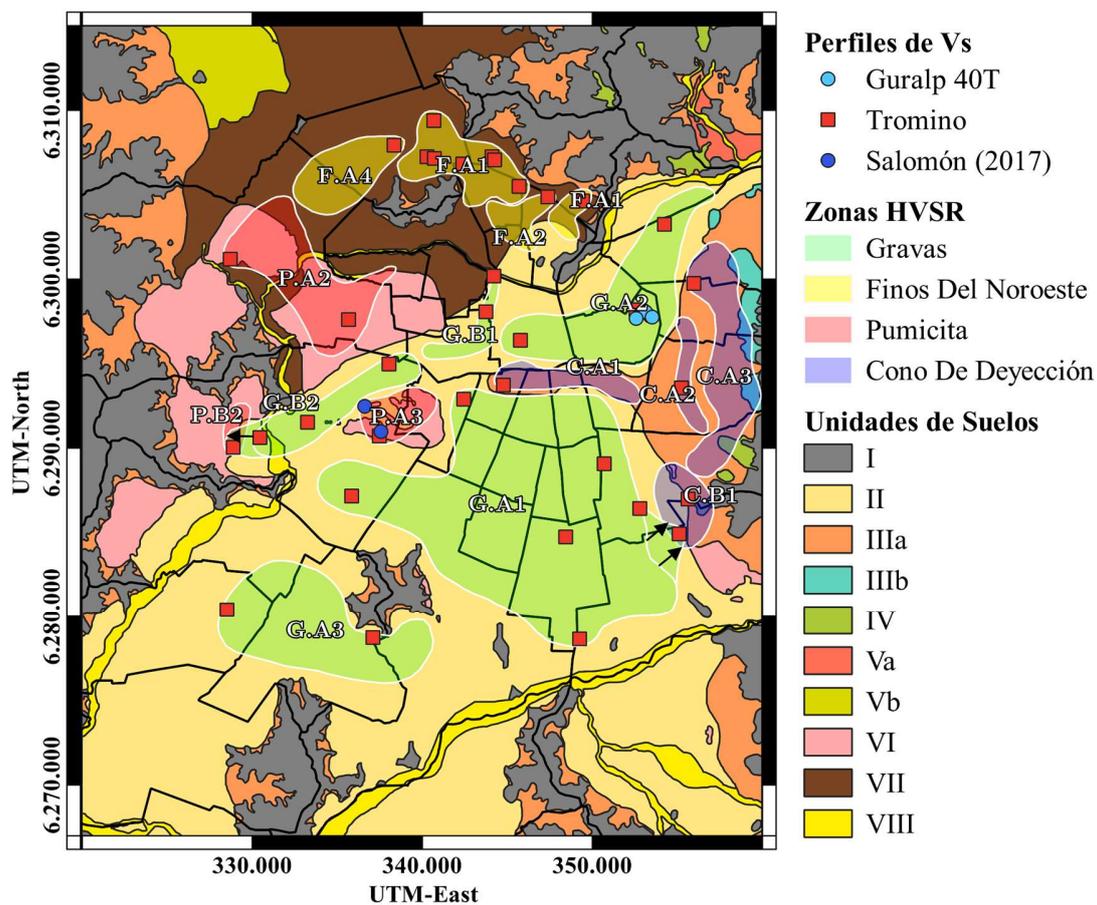


Figura 3.29: Ubicación de los perfiles de velocidad de onda de corte en la Cuenca de Santiago.

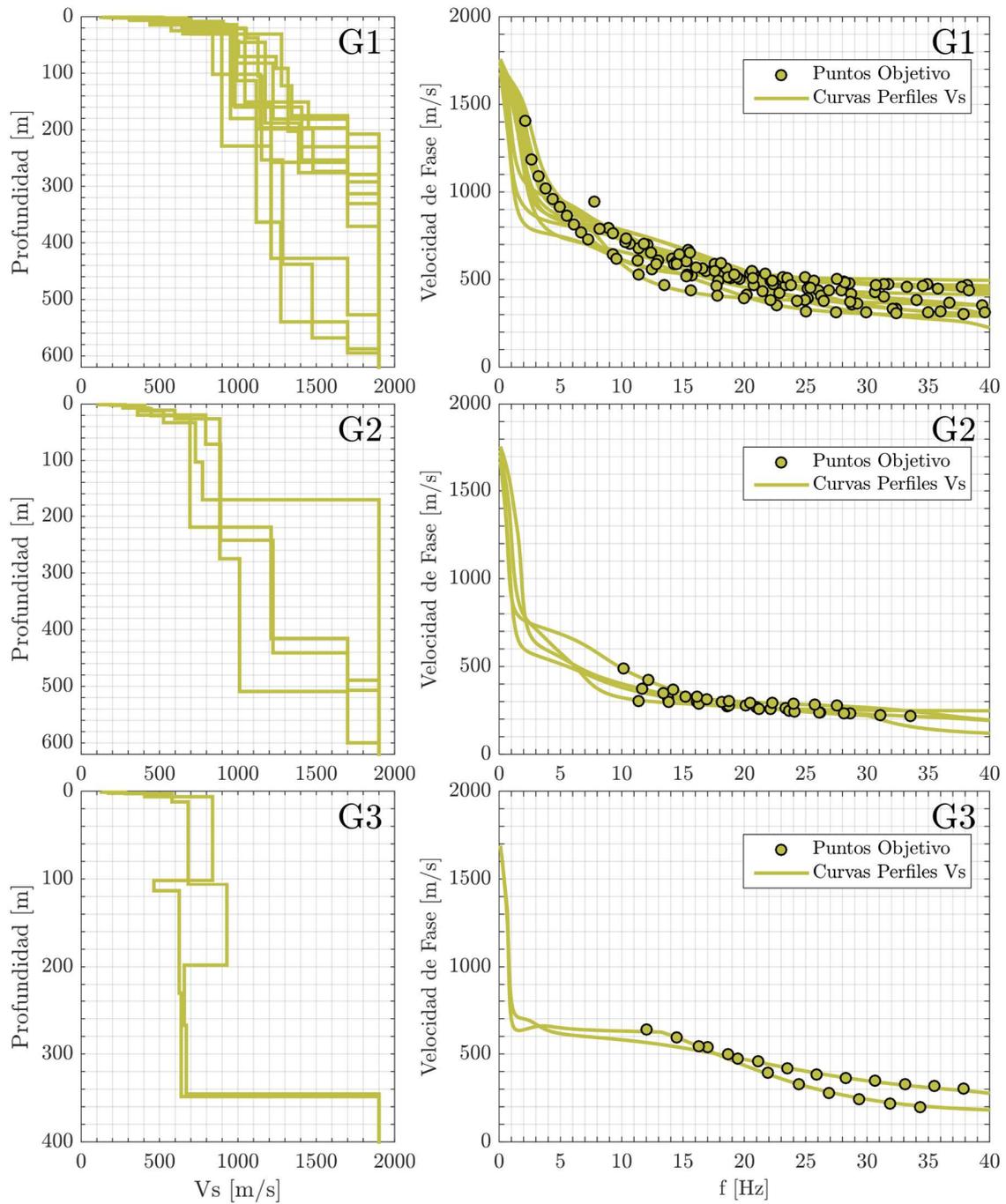


Figura 3.30: Grupos de perfiles de velocidad asociados a las Gravas. Los gráficos de la columna izquierda corresponden a los perfiles de velocidad de onda de corte, y los gráficos de la columna derecha corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase teóricas de los perfiles y sus respectivos puntos objetivos (Figura 3.28B).

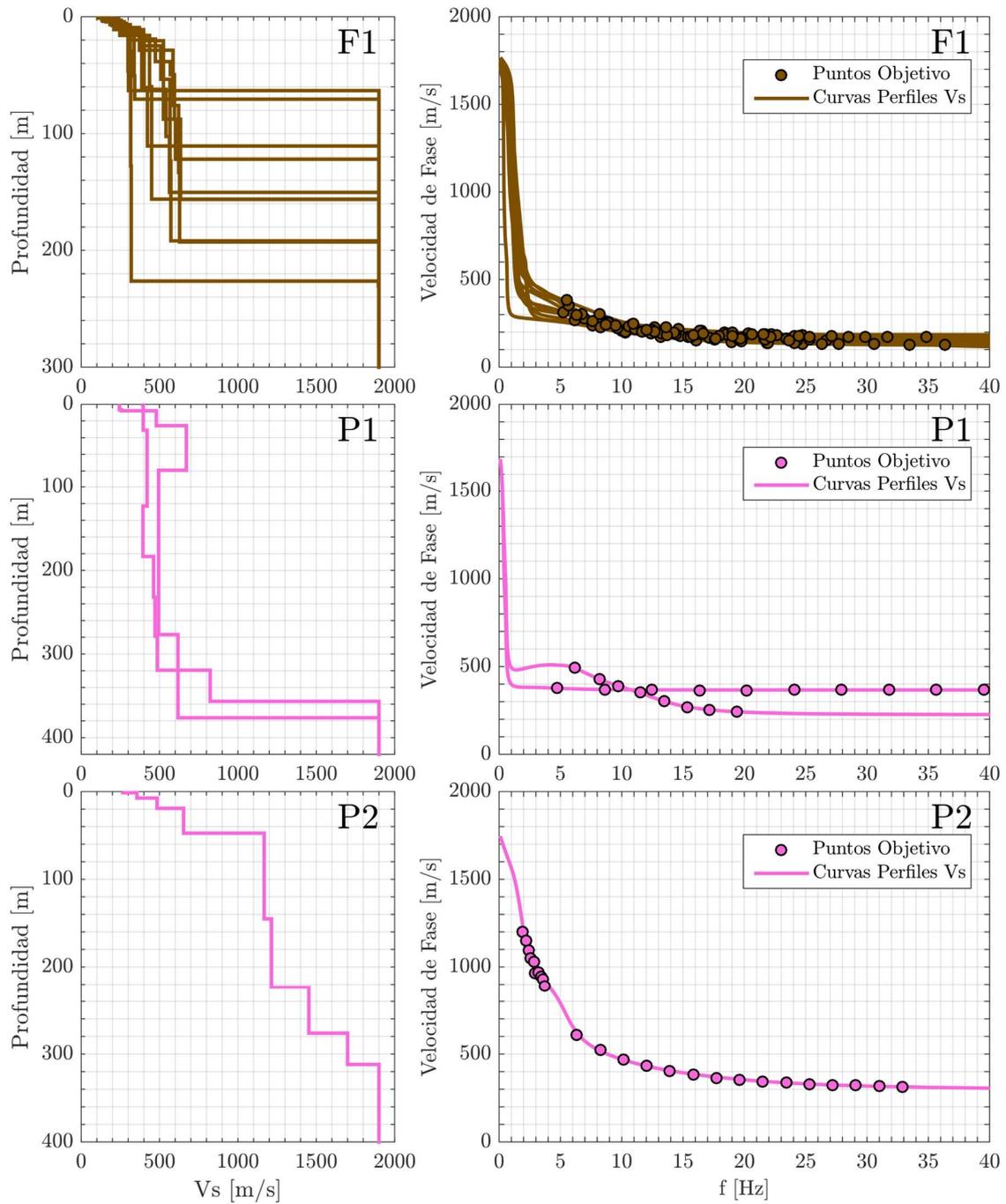


Figura 3.31: Grupos de perfiles de velocidad asociados a los Finos del Noroeste y Pumicitas. Los gráficos de la columna izquierda corresponden a los perfiles de velocidad de onda de corte, y los gráficos de la columna derecha corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase teóricas de los perfiles y sus respectivos puntos objetivos (Figura 3.28B).

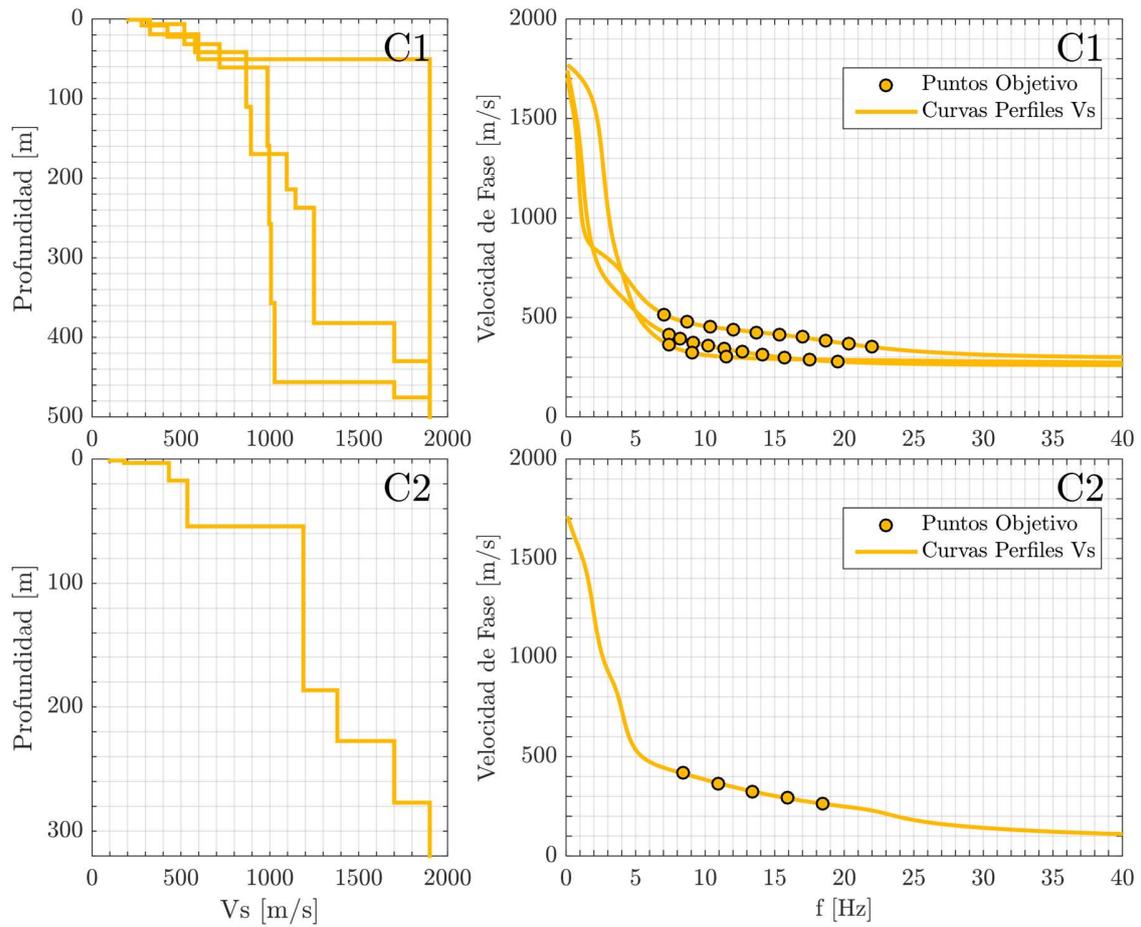


Figura 3.32: Grupos de perfiles de velocidad asociados a los Conos de Deyección. Los gráficos de la columna izquierda corresponden a los perfiles de velocidad de onda de corte, y los gráficos de la columna derecha corresponden a las curvas de dispersión de velocidad de fase teóricas de los perfiles y sus respectivos puntos objetivos (Figura 3.28B).

4. Modelo de Velocidades

Para la definición del modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago fue necesario definir perfiles de velocidad representativos de los principales grupos de suelos, y en base a estos se definió el basamento rocoso y los respectivos volúmenes de cada grupo de suelo, compatibles con las frecuencias predominantes de los HSVR medidos.

4.1. Perfiles de velocidad de onda de corte representativos

A partir de los grupos de perfiles obtenidos de la sección 3.4.3. se definieron perfiles de velocidad de onda de corte representativos de cada grupo (a excepción del grupo G3 que no fue considerado), los cuales tuvieron como objetivo ajustarse a las curvas de dispersión disponibles de cada grupo.

Cada perfil es definido considerando espesores de estratos de 10 m en profundidad, y se fijan las velocidades de los primeros 30 m con la intención de ajustarse a los V_{S30} de cada grupo. Para el caso de los grupos de suelo G1, G2 y C1 se utilizaron leyes potenciales, dado que estas garantizan bajos contrastes de velocidades entre los estratos, y para los grupos P2 Y C2, se asume que las unidades de suelos de cada uno de estos se encuentran sobre estratos de gravas y conos de deyección, por tanto, son completados en profundidad por las funciones de velocidad de onda de corte de estos.

La Tabla 4.1 indica las funciones matemáticas que definen a cada perfil y la Figura 4.1, Figura 4.2 y Figura 4.3 presentan sus respectivos ajustes de curva de velocidad de fase.

Las velocidades de onda compresionales V_p de los perfiles representativos fueron obtenidas utilizando la ecuación 4.1 donde ν corresponde al módulo de Poisson, el cual fue estimado para cada grupo utilizando como referencia los perfiles obtenidos de la inversión conjunta. Las densidades fueron obtenidas utilizando los datos de Bonnefoy-Claudet et al., 2009 (Tabla 2.2). Los valores son presentados en la Tabla 4.2.

$$V_p = V_s \sqrt{\frac{2(\nu - 1)}{2\nu - 1}} \quad 4.1$$

Tabla 4.1: Perfiles de velocidad de onda de corte representativos

Grupo de Perfiles	Rango de profundidades [m]	Velocidad de onda de corte [m/s]	V_{s30} [m/s]
G1	0 – 10	400	579
	10 – 20	700	
	20 – 30	800	
	30 – 530	$V_{sg1}(Z) = 800 + 49.2\sqrt{Z - 30}$	
G2	0 – 10	300	437
	10 – 20	500	
	20 – 30	650	
	30 – 350	$V_{sg2}(Z) = 650 + 36.3\sqrt{Z - 30}$	
F1	0 – 10	200	290
	10 – 30	350	
	30 – 80	450	
	80 – 150	500	
	150 – 250	550	
	250 – 450	600	
P1	0 – 10	350	382
	10 – 200	400	
	200 – 600	500	
P2	0 – 10	350	469
	10 – 20	500	
	20 – 40	650	
	40 – 600	$V_{sg1}(Z) = 800 + 49.2\sqrt{Z - 30}$	
C1	0 – 10	300	415
	10 – 20	450	
	20 – 30	600	
	30 – 450	$V_{sc1}(Z) = 600 + 29.3\sqrt{Z - 30}$	
C2	0 – 10	300	407
	10 – 20	450	
	20 – 50	550	
	50 – 600	$V_{sg1}(Z) = 800 + 49.2\sqrt{Z - 30}$	

Nota: Z es la profundidad en metros.

Tabla 4.2: Velocidad de onda compresional, módulo de Poisson y densidad, asociados a los perfiles representativos

Grupo de Perfiles	Rango de profundidades [m]	Velocidad de onda compresional [m/s]	Coefficiente de Poisson [-]	Densidad [Kg/m ³]
G1	0 – 10	748	0.3	2100
	10 – 20	1310		
	20 – 30	1497		
	30 – 530	$V_{pg1}(Z) = 1497 + 92.0\sqrt{Z - 30}$		
G2	0 – 10	561	0.3	2000
	10 – 20	935		
	20 – 30	1216		
	30 – 350	$V_{pg2}(Z) = 1216 + 67.9\sqrt{Z - 30}$		
F1	0 – 10	356	0.27	1800
	10 – 30	624		
	30 – 80	801		
	80 – 150	891		
	150 – 250	980		
	250 – 450	1069		
P1	0 – 10	624	0.27	1700
	10 – 200	713		
	200 – 600	891		
P2	0 – 10	624	0.27	1700
	10 – 20	891		
	20 – 40	1158		
	40 – 600	$V_{pg1}(Z) = 1497 + 92.0\sqrt{Z - 30}$		
C1	0 – 10	561	0.3	2000
	10 – 20	842		
	20 – 30	1123		
	30 – 450	$V_{pc1}(Z) = 1123 + 54.8\sqrt{Z - 30}$		
C2	0 – 10	561	0.3	2000
	10 – 20	842		
	20 – 50	1029		
	50 – 600	$V_{pg1}(Z) = 1497 + 92.0\sqrt{Z - 30}$		

Nota: Z es la profundidad en metros.

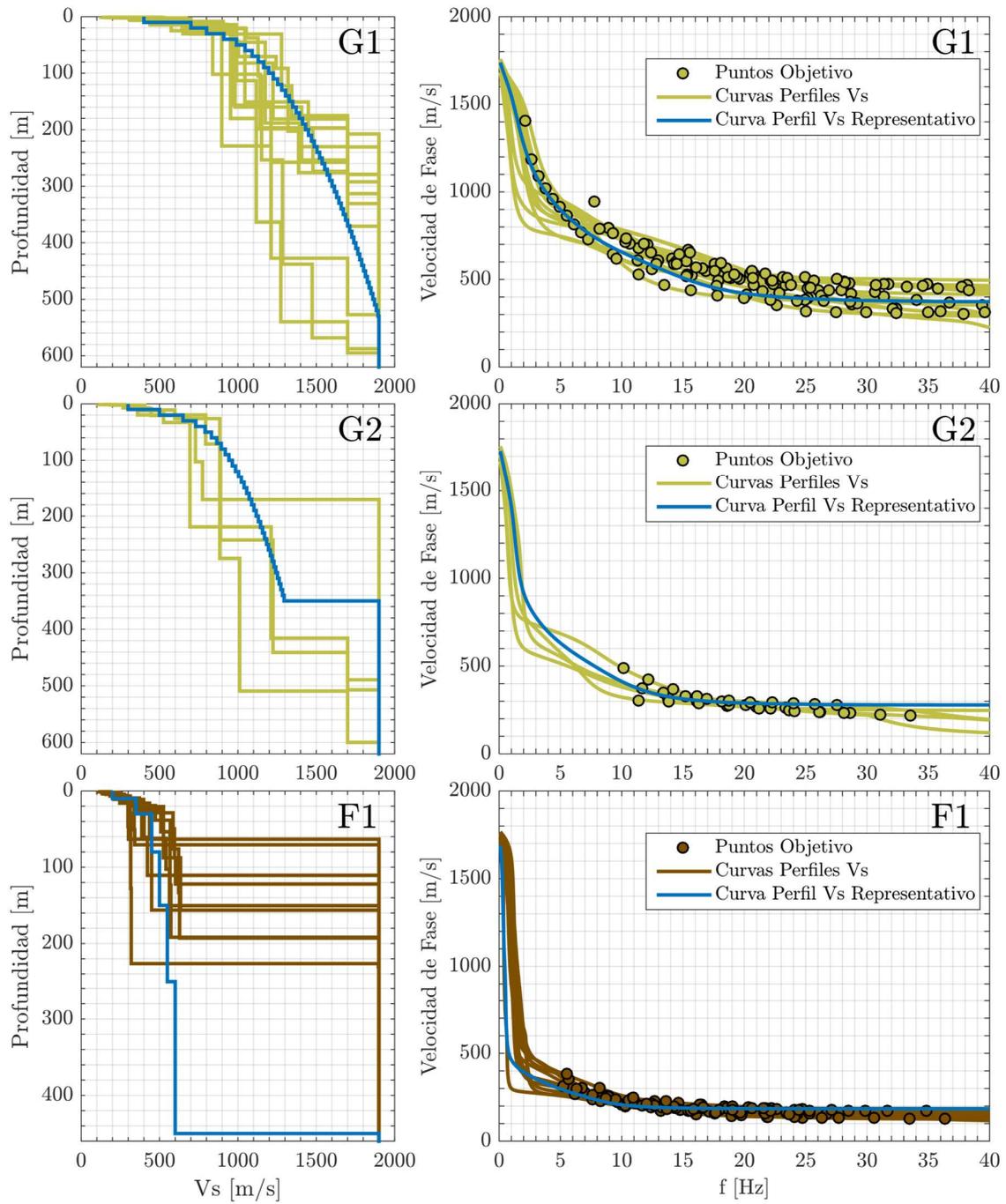


Figura 4.1: Perfiles de velocidad de onda de corte representativos de los grupos de perfiles G1, G2 y F1.

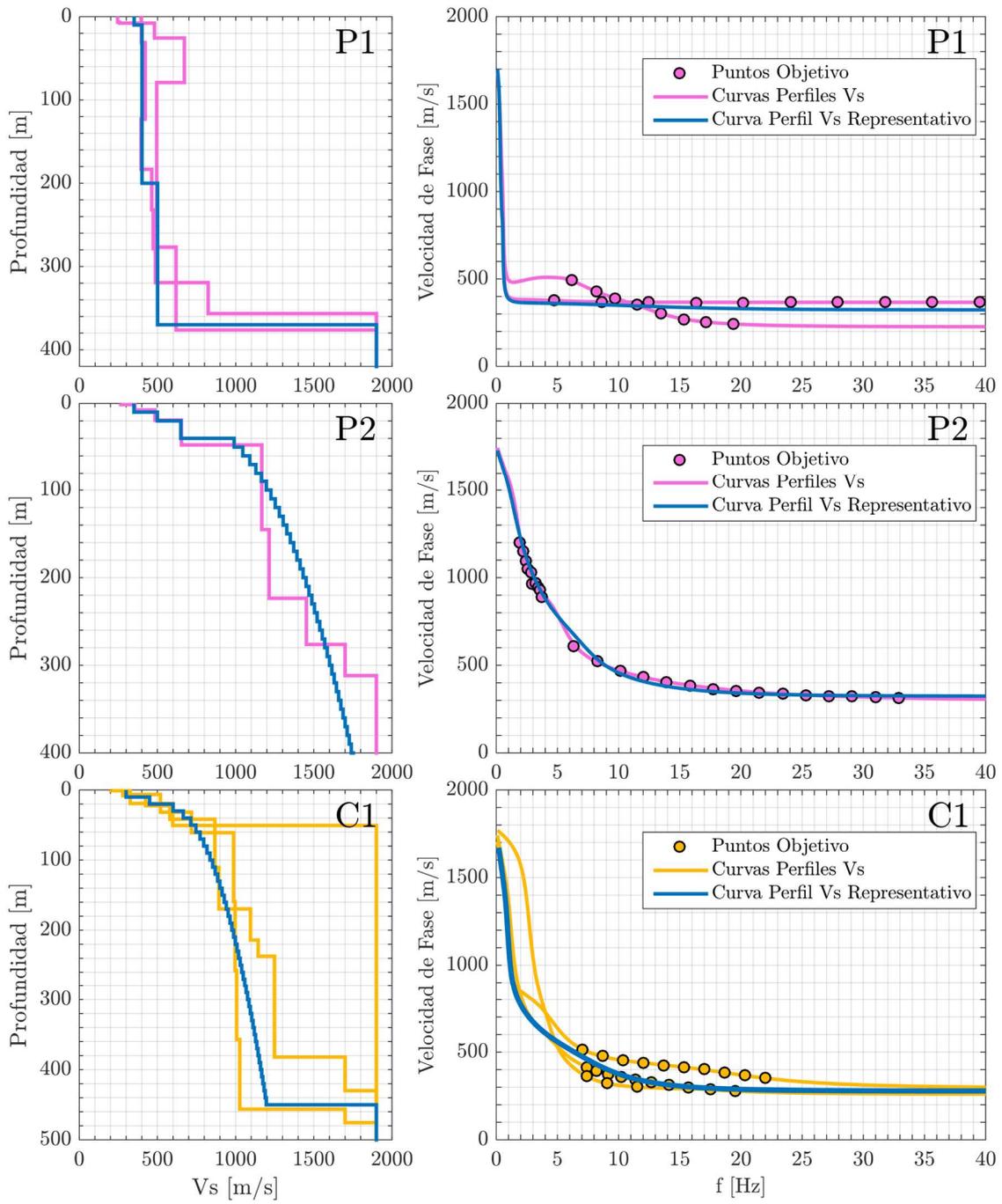


Figura 4.2: Perfiles de velocidad de onda de corte representativos de los grupos de perfiles P1, P2 y C1.

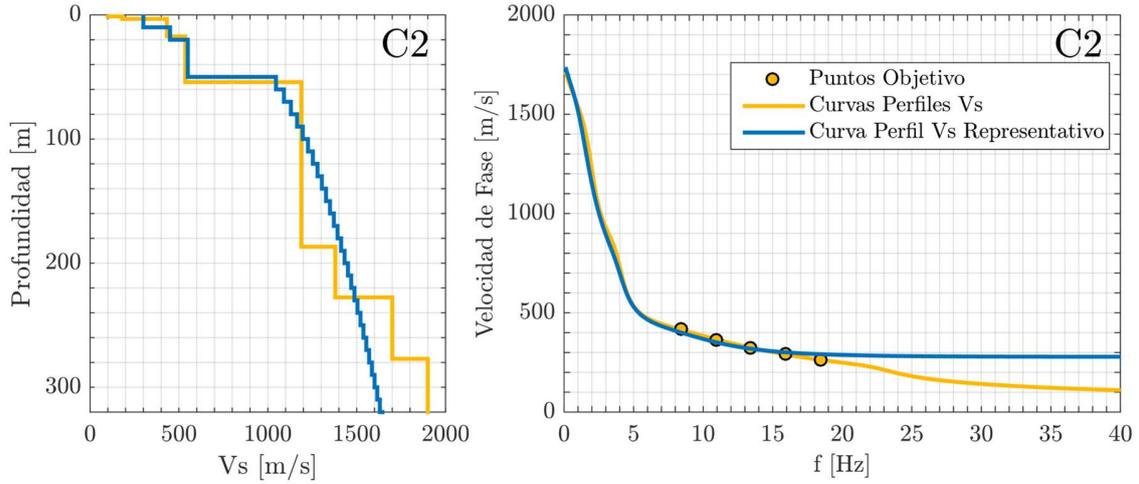


Figura 4.3: Perfil de velocidad de onda de corte representativo del grupo de perfiles C2.

La velocidad del basamento rocoso fue definida con la tomografía de la Cuenca de Santiago (Salomón 2017), donde se obtuvieron los valores de velocidad de onda de corte V_s indicados en la Tabla 4.3, y con la ecuación 4.1 se calcularon los respectivos valores de velocidad de onda compresional. Los valores de velocidad considerados son menores a 2500 [m/s] con la finalidad de garantizar la estabilidad numérica del modelamiento sísmico en el código FDSim3D.

Tabla 4.3: Propiedades dinámicas de basamento rocoso.

Rango de profundidades [m]	V_s [m/s]	Poisson [-]	V_p [m/s]	Densidad [Kg/m ³]
0 – 600	1900	0.3	3555	2600
600 – 1000	2300	0.3	4303	2600
1000 – 10000	2500	0.3	4677	2600

Debido al modelo constitutivo del código FDSim3D, es necesario definir los factores de calidad de onda S y P para cada perfil, para lo cual se utilizan las ecuaciones 4.2 y 4.3 (Makra et. al., 2016; Riga et. al., 2016; Zhu, 2018). Los factores se relacionan directamente con el amortiguamiento (disipación de energía en función de la deformación)

$$Q_s = \frac{V_s}{10} \quad 4.2$$

$$Q_p = 2Q_s \quad 4.3$$

4.2. Definición de volúmenes de suelos

En base a las zonas HVSR y grupos de perfiles obtenidos en la sección 3.4.1. y 3.4.3. se modificó y simplificó el mapa de unidades de suelos de Leyton et al. (2010), quedando como resultado el modelo de la Figura 4.4. El modelo presenta dos modificaciones significativas, la extensión de las Pumicitas de Pudahuel (P1) hacia el Aeropuerto de Santiago, y la extensión de los Conos de Deyección (C1) de la comuna de Pedro Aguirre Cerda hacia la comuna de Santiago. De esta forma, el modelo queda acotado por las coordenadas indicadas en la Tabla 4.4, las cuales permiten determinar sus dimensiones, Tabla 4.5.

La profundidad del basamento rocoso asociada a las unidades de suelo F1 y P1 fue estimada mediante el cálculo de la elipticidad teórica de onda Rayleigh de cada perfil representativo. Se ajustó la profundidad del basamento en todos los puntos donde se disponía de una medición de HVSR de tal forma de ajustar el peak de la elipticidad teórica con el peak de la medición empírica de HVSR. Para las otras unidades de suelo, se utilizaron las gravimetrías de Araneda et al. (2000) y González et al. (2018). Esta última fue utilizada principalmente para definir el depocentro del sector Nororiente de la Cuenca de Santiago. El basamento rocoso del modelo es presentado en la Figura 4.6A, donde la profundidad máxima de los dos principales depocentros es de 530 m. Las elipticidades teóricas fueron calculadas utilizando la subrutina GPLivemodel del software Geopsy (Wathelet, 2005; Wathelet et al., 2020).

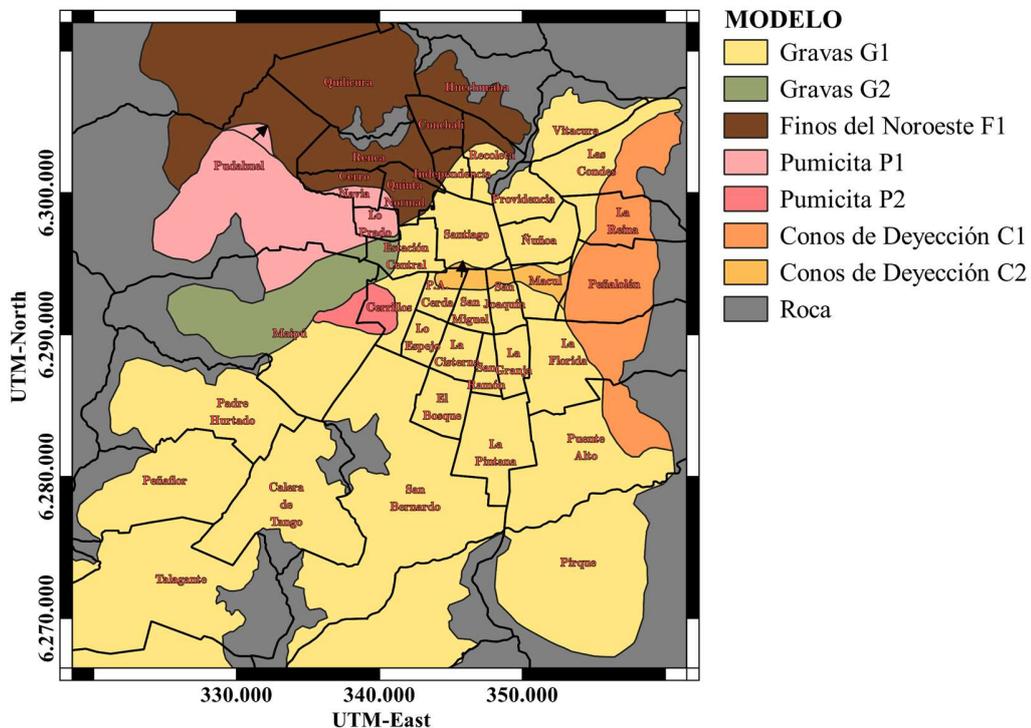


Figura 4.4: Modelo simplificado de suelos. Las modificaciones en la extensión de las Pumicitas de Pudahuel y los Conos de Deyección asociados a la comuna Pedro Aguirre Cerda se indican con flechas.

Tabla 4.4: Extensión superficial del Modelo de Velocidades

Coordenada UTM	Mínimo	Máxima
UTM – North	6266400	6311600
UTM – East	318100	360900

Tabla 4.5: Dimensiones del Modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago

Dirección	Tamaño
Norte – Sur	45.2 Km
Este – Oeste	42.8 Km
Vertical	10.0 Km

Los volúmenes de suelo asociados a cada unidad de suelo fueron definidos en base a las áreas superficiales de cada una (Figura 4.4), las cuales fueron proyectadas en profundidad considerando una pendiente positiva 5:1 (Simulando la forma de un talud). Sin embargo, los volúmenes de suelos asociados C2 y P2 fueron definidos con la misma metodología utilizada para la definición del basamento rocoso de F1 y P1, pero variando la profundidad del contacto con las gravas. Sus volúmenes fueron definidos con una pendiente negativa de 5:1. Posteriormente, todos los volúmenes de suelos y el basamento rocoso fueron suavizados utilizando una media móvil y una grilla de puntos con un espaciamiento 100 [m].

Un modelo de unidades de suelo tridimensional fue generado intersecando entre si los volúmenes de suelos individuales. La primera intersección fue entre el basamento rocoso y el volumen de F1 y posteriormente P1, G2, G1, C1, C2, y P2. El orden de intersección de los volúmenes de suelos determinó las secuencias estratigráficas del modelo. La profundidad del basamento rocoso y los espesores de los volúmenes de suelos son presentado en la Figura 4.6 y Figura 4.5, mientras que la intercalación entre los volúmenes de suelos es presentada en la Figura 4.7 y Figura 4.8, además de secciones transversales del modelo.

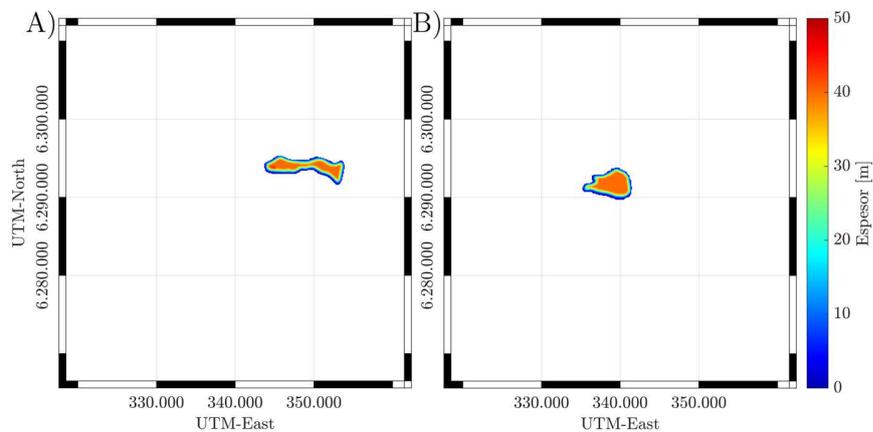


Figura 4.5: Espesor de los volúmenes de suelos asociados a los perfiles representativos: A) Pumicita P2 y B) Conos de Deyección C2.

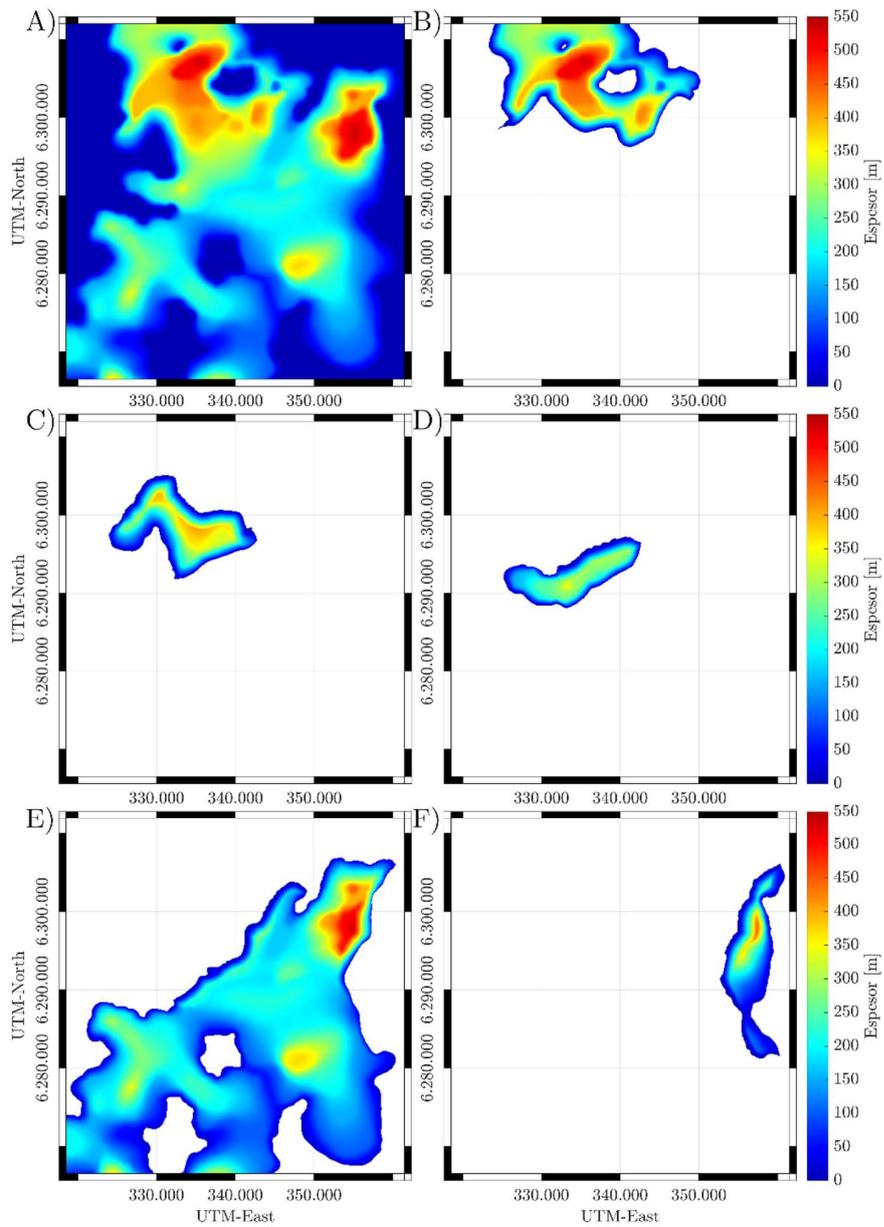


Figura 4.6: Espesor de los volúmenes de suelos asociados a los perfiles representativos del modelo: A) Basamento rocoso, B) Finos de Noroeste F1, C) Pumicita P1, D) Gravas G2, E) Gravas G1 y F) Conos de deyección C1.

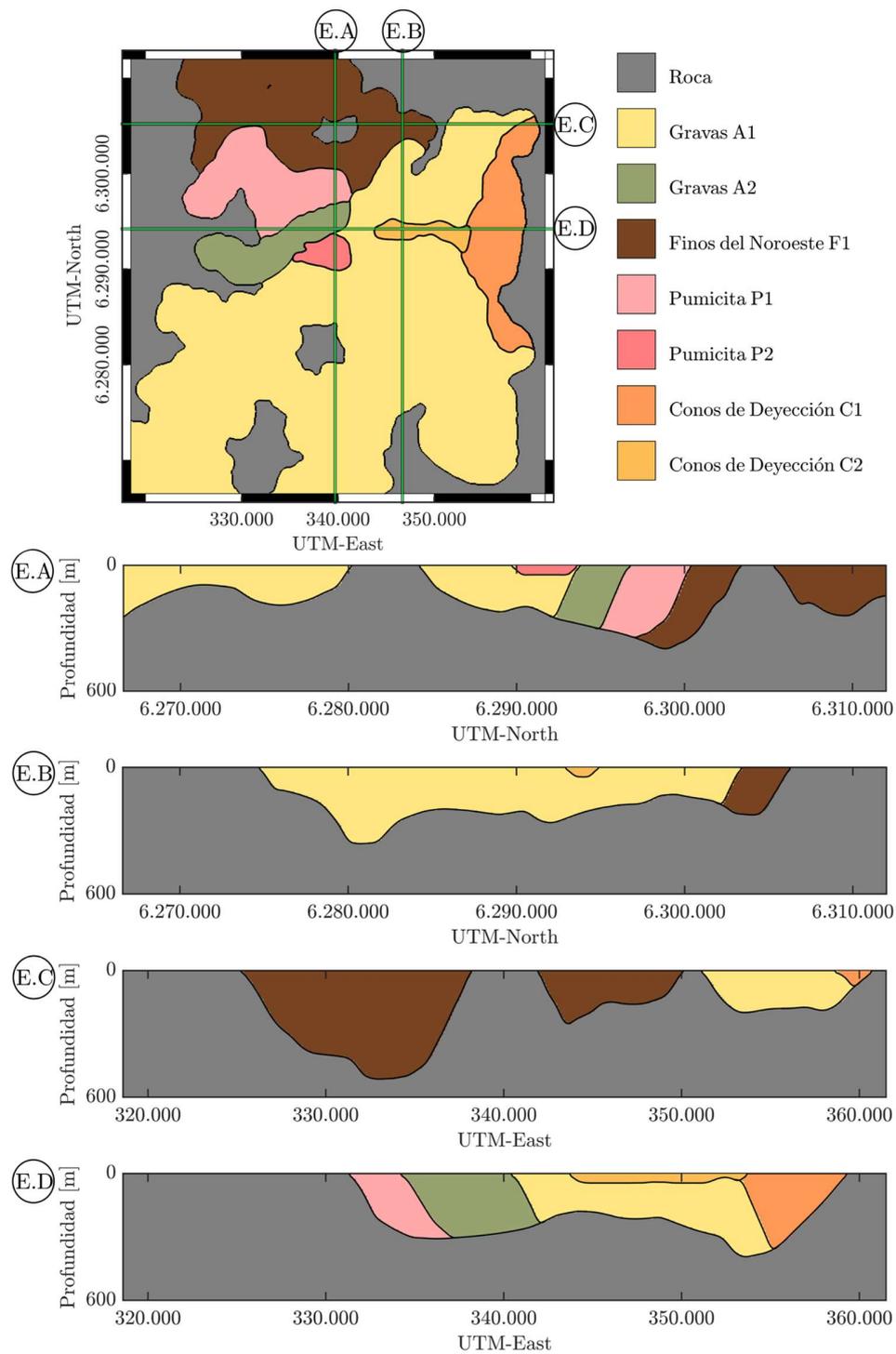


Figura 4.7: Modelo de unidades de suelos de la Cuenca de Santiago, vista en planta y secciones transversales.

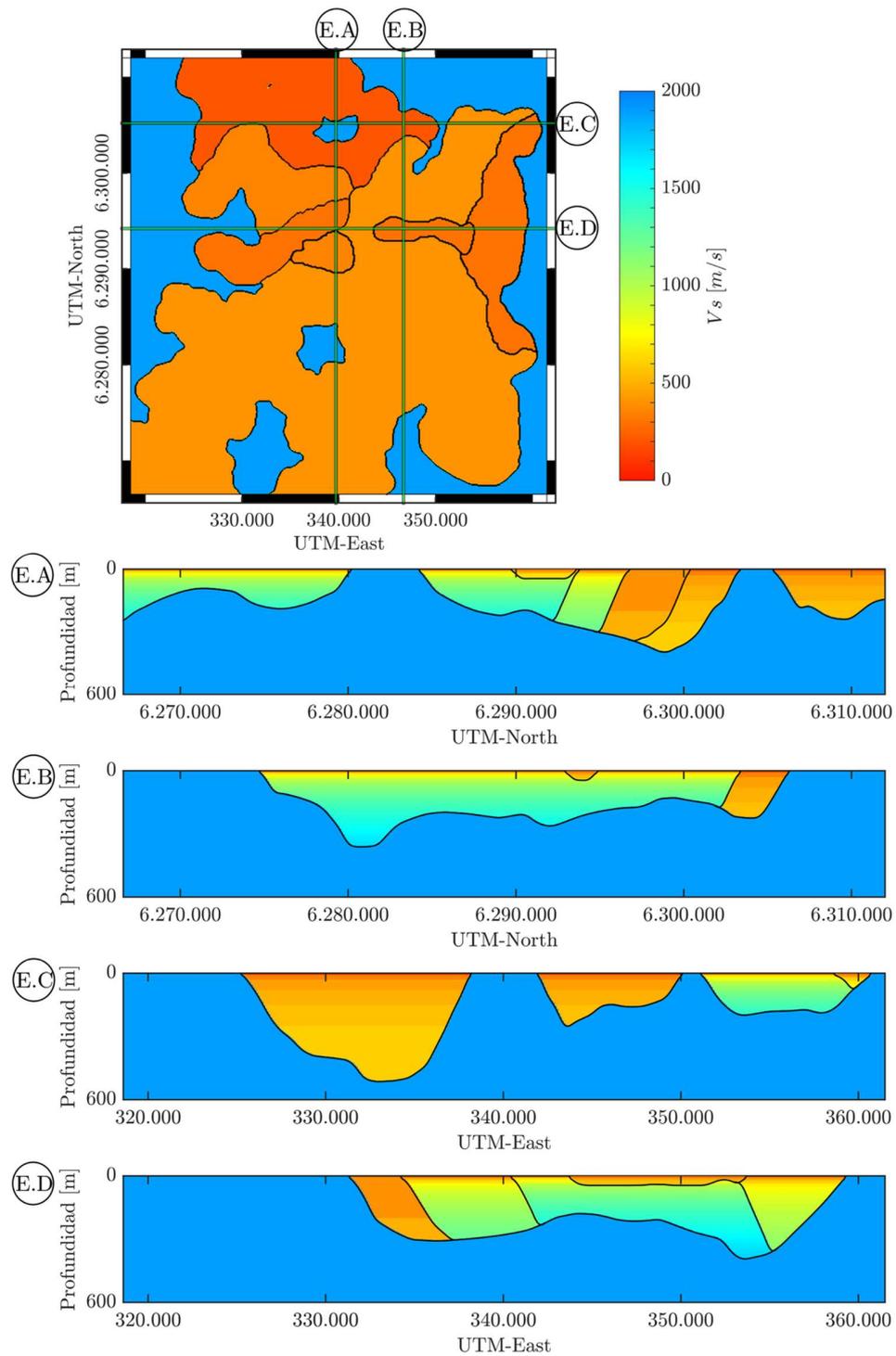


Figura 4.8: Modelo de velocidades de onda de corte de la Cuenca de Santiago, vista en planta y secciones transversales.

5. Simulación Sísmica FDsim3D

5.1. Definición de la fuente sísmica del modelo.

En esta Tesis, se utilizó como sollicitación sísmica la función fuente presentada en la Figura 5.1, la cual consiste en pulso de Dirac modificado por un filtro pasa banda (0.1 a 4Hz), propuesto por la EUROSEISTEST (www.sismowine.org). La fuente fue localizada a 8 [km] de profundidad en el modelo y fue propagada como un frente de ondas SH polarizado en una dirección horizontal; por lo tanto, se realizaron dos simulaciones polarizadas en las orientaciones Norte-Sur y Este-Oeste. El pulso fue ejecutado hasta los 60 [s], con el objetivo de calcular razones espectrales HVSR con los últimos 30 [s] de registro.

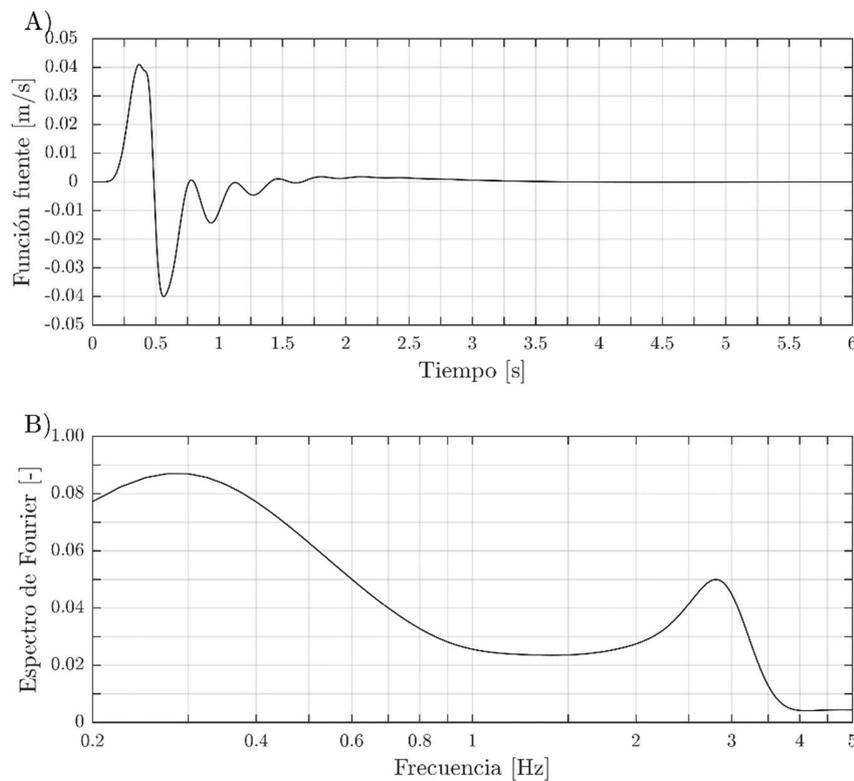


Figura 5.1: Fuente sísmica del modelo. A) Función fuente en velocidad y B) espectro de Fourier de la función fuente.

5.2. Definición de los receptores del modelo

Las ubicaciones de los receptores se muestran en la Figura 5.2 y se distribuyen de tres formas. La primera, consideró una grilla uniforme de receptores en la superficie, con un espaciamiento de 1000 [m], la cual fue proyectada en profundidad sobre el contacto entre las últimas capas de suelo y el basamento rocoso con la intención de calcular funciones de transferencia para cada punto de la superficie. Adicionalmente, se consideraron puntos extras

en las zonas asociadas a los Conos de Deyección C2 y Finos del Noroeste (comunales de Quilicura y Huechuraba). La segunda distribución de receptores (puntos verdes) es una proyección de la red de estaciones sísmicas del CSN en superficie y en el contacto suelo-basamento rocoso. La tercera distribución (puntos rojos) considera receptores distribuidos en profundidad cada 20 [m] hasta los 600 [m] y cada 100 [m] hasta los 9000 [m], en las unidades de suelo principales.

Adicionalmente, se consideraron *snapshots* en la superficie del modelo, los cuales se configuraron con una frecuencia de adquisición de 5Hz.

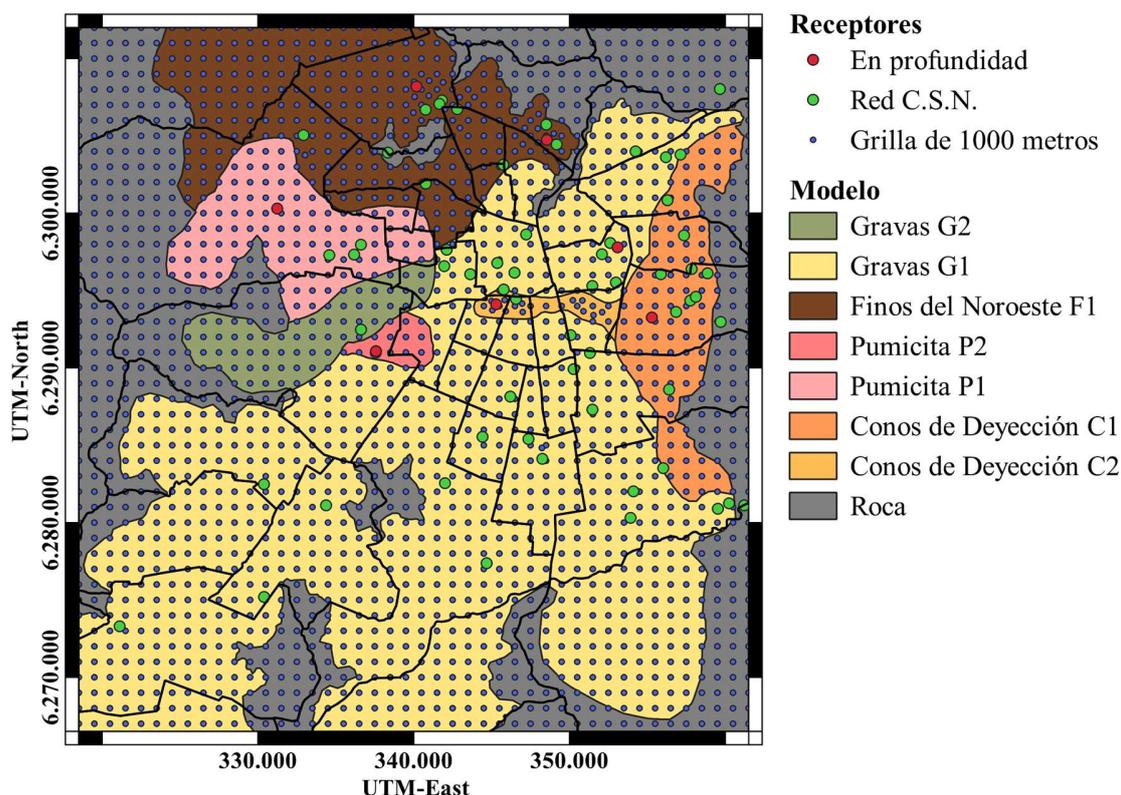


Figura 5.2: Distribución de receptores sísmicos sobre el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago.

5.3. Tamaño de celdas y estabilidad numérica

Con la finalidad de garantizar la estabilidad numérica del modelamiento se definió un espaciamiento de grilla de 10 [m] para todo el modelo, y un paso de tiempo de ejecución Δt de 0.001 [s], ya que estos valores satisfacen la restricción de velocidad máxima planteada en la ecuación 2.17 (sección 2.2.2.4). Donde la velocidad máxima del modelo corresponde a la velocidad de onda compresional del basamento rocoso 4677 [m/s]. Adicionalmente, utilizando la ecuación de frecuencia máxima observable f_{max} dada por la ecuación 2.18 (sección 2.2.2.4) se generó la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Frecuencia máxima observable de cada unidad de suelo del modelo

Unidad de Suelo	V_{min} [m/s]	f_{max} [Hz]
F1	200	3.33
P1	350	5.83
P2	350	5.83
C1	300	5.00
C2	300	5.00
G1	400	6.67
G1	300	5.00

5.4. Resultados numéricos

Las dos simulaciones realizadas (pulso NS y pulso EW) demoraron la misma cantidad de tiempo en ser ejecutadas y utilizaron la misma cantidad de recursos computacionales (ver Tabla 5.2). Es importante notar que debido al tamaño del modelo solo fue posible ejecutarlo en el supercomputador del NLHPC Guacolda-Leftrararu (www.nlhpc.cl).

Tabla 5.2: Tiempo de ejecución y recursos utilizados para la simulación sísmica de la Cuenca de Santiago

Paso del modelo	Tiempo de ejecución	Recursos utilizados
Generación del modelo computacional	11 hrs	176 núcleos y 757Gb Ram
Paralelización del proceso de ejecución	22 min	1 núcleo 100Gb Ram
Ejecución de la fuente sísmica	8 días con 18 hrs	352 núcleos y 1514Gb Ram
Procesamiento de resultados	4 hrs	20 núcleos 20Gb Ram

En esta sección se analizaron: (i) la repuesta de la superficie del modelo, (ii) la respuesta sísmica de secciones transversales en el modelo, (iii) la respuesta dinámica en profundidad, (iv) el desarrollo de las ondas superficiales, y (v) la validación del modelo de velocidades. Cada uno de estos análisis se detalla a continuación.

Todos los registros analizados a continuación consideraron un filtro pasa banda entre 0.01 y 5.00 [Hz]. Para el cálculo de espectros de Fourier se consideró el método de suavizado de Konno & Ohmachi (1998).

5.4.1. Respuesta sísmica en la superficie del modelo

La respuesta superficial del modelo fue analizada utilizando las medidas de intensidad CAV o *Cumulative Absolute Velocity* (EPRI, 1991), la Intensidad de Arias IA (1970) y la máxima velocidad absoluta PGV registrada en los receptores.

Las expresiones que definen las medidas de intensidad son las siguientes

$$CAV = \int_{t_0}^{t_0+D} |a(t)| dt \quad 5.1$$

$$IA = \frac{\pi}{2g} \int_{t_0}^{t_0+D} a(t)^2 dt \quad 5.2$$

Donde:

t_0 : Es tiempo de inicio del registro sísmico

D : Es la duración de registro

$a(t)$: Es el registro en términos de aceleración

Debido a que las definiciones de las medidas de intensidad son en términos de la aceleración, fue necesario derivar los registros de los receptores en superficie. Las medidas de intensidad fueron calculadas para las 3 componentes espaciales (NS, EW y Vertical) de los receptores, y se normalizaron por el valor mínimo de la componente colineal al pulso. De esta forma se obtuvieron un total de 6 mapas de calor para cada medida de intensidad, los cuales se presentan en la Figura 5.3, Figura 5.4 y Figura 5.5.

Adicionalmente, se calculó para las componentes colineales a los pulsos, la duración del movimiento fuerte a partir de la IA, que corresponde al intervalo entre el 5% y 95% del valor máximo de la IA (Trifunac y Brady, 1975), Figura 5.6A y B. También, se calcularon las funciones de transferencia (FT) de las componentes horizontales de los receptores superficiales que contaron con un par proyectado en profundidad (contacto suelo-roca) como el cociente de los espectros de Fourier de los registros en superficie y en el contacto suelo roca proyectado en profundidad (Ecuación 5.5).

$$FT = \frac{E(\text{Registro}_{superficie})}{E(\text{Registro}_{roca})} \quad 5.3$$

A partir de la FT, se identificó la frecuencia fundamental de cada receptor en superficie, como el peak de más baja frecuencia, y en base a estas, se elaboraron los mapas de calor de frecuencia de la Figura 5.6C, D, E y F.

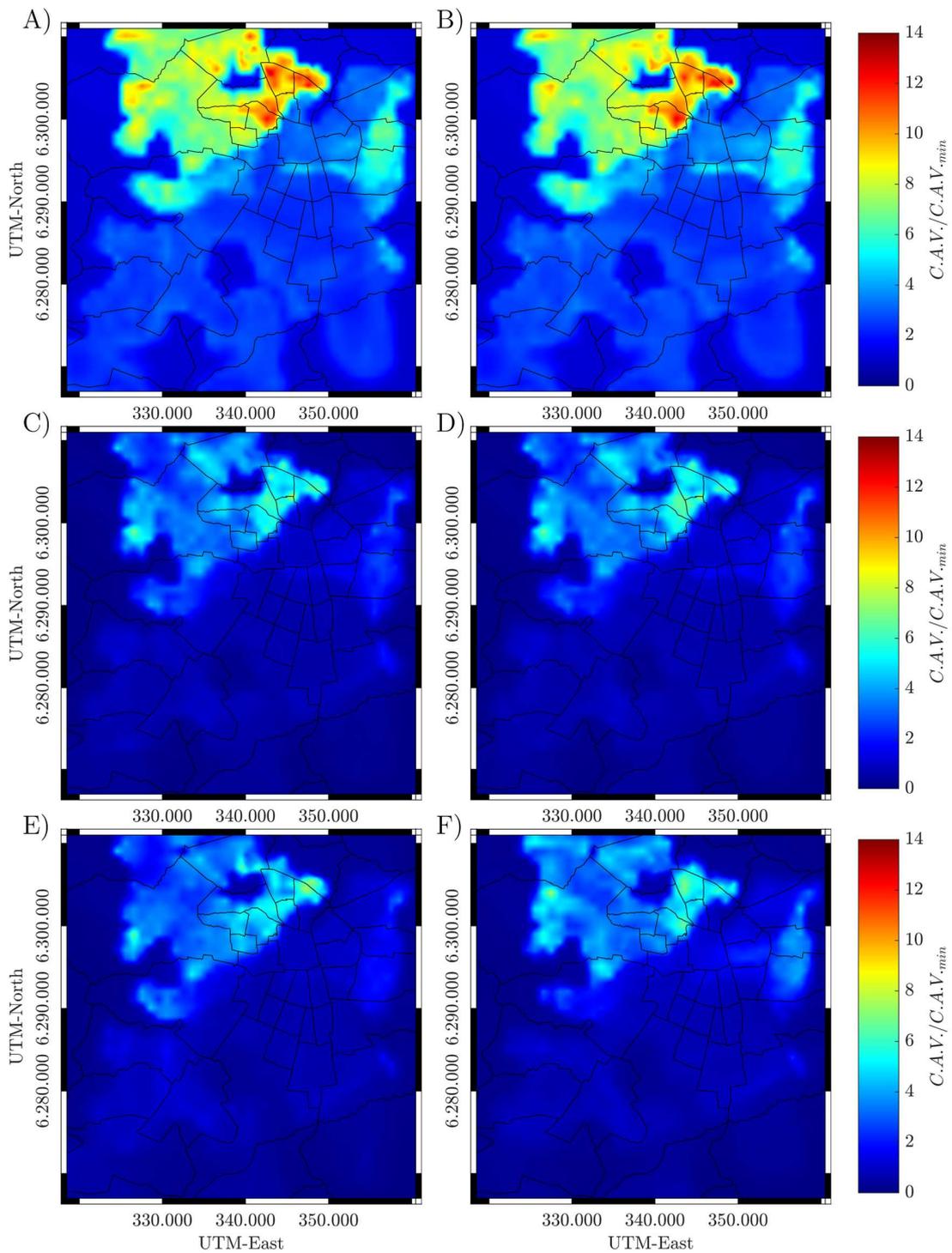


Figura 5.3: Medida de intensidad CAV de la repuesta sísmica de la Cuenca de Santiago. A) Respuesta NS del pulso NS, B) respuesta EW del pulso EW, C) respuesta EW del pulso NS, D) respuesta NS del pulso EW, E) respuesta vertical del pulso NS y F) respuesta vertical del pulso EW.

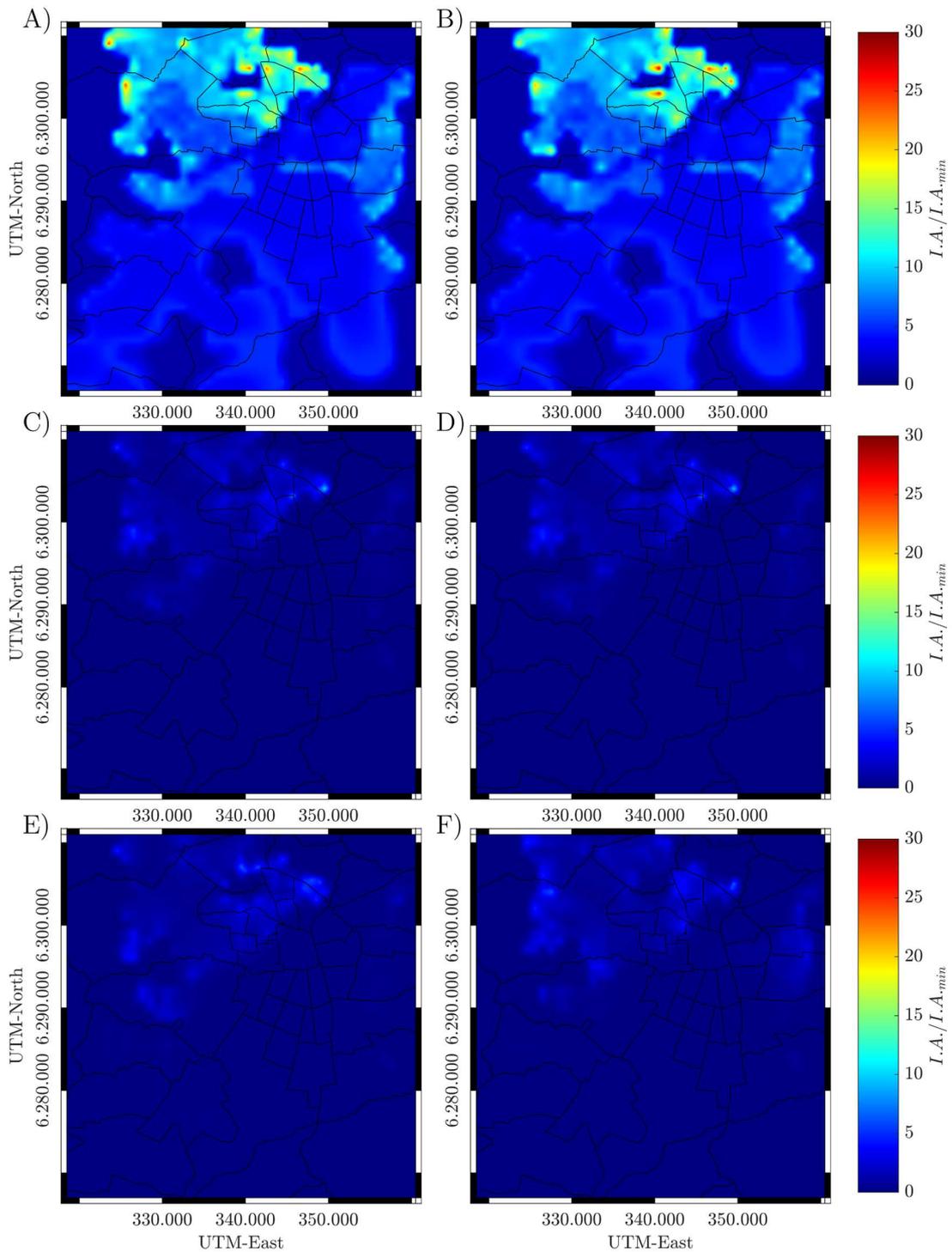


Figura 5.4: Medida de intensidad IA de la repuesta sísmica de la Cuenca de Santiago. A) Respuesta NS del pulso NS, B) respuesta EW del pulso EW, C) respuesta EW del pulso NS, D) respuesta NS del pulso EW, E) respuesta vertical del pulso NS y F) respuesta vertical del pulso EW.

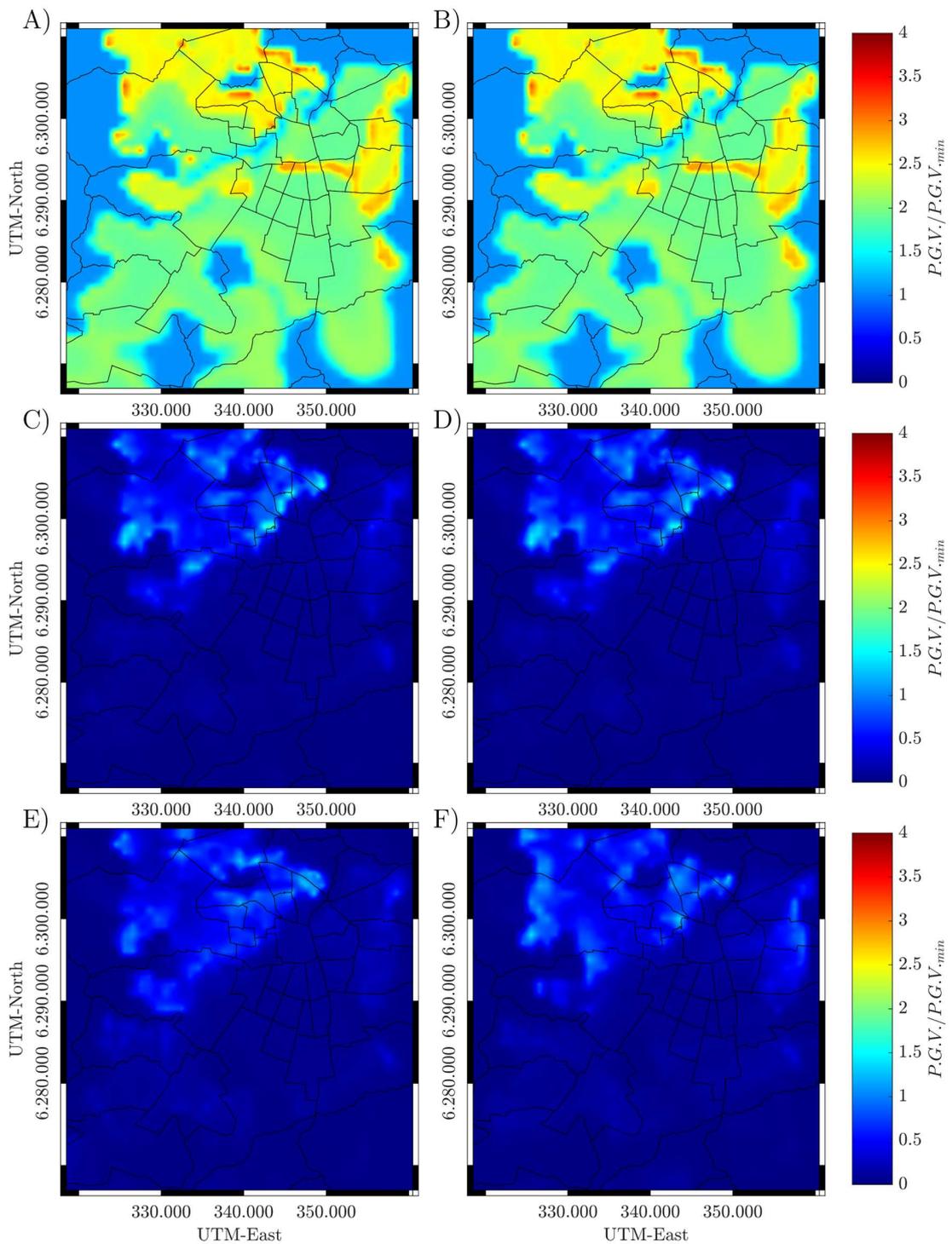


Figura 5.5: Medida de intensidad PGV de la respuesta sísmica de la Cuenca de Santiago. A) Respuesta NS del pulso NS, B) respuesta EW del pulso EW, C) respuesta EW del pulso NS, D) respuesta NS del pulso EW, E) respuesta vertical del pulso NS y F) respuesta vertical del pulso EW.

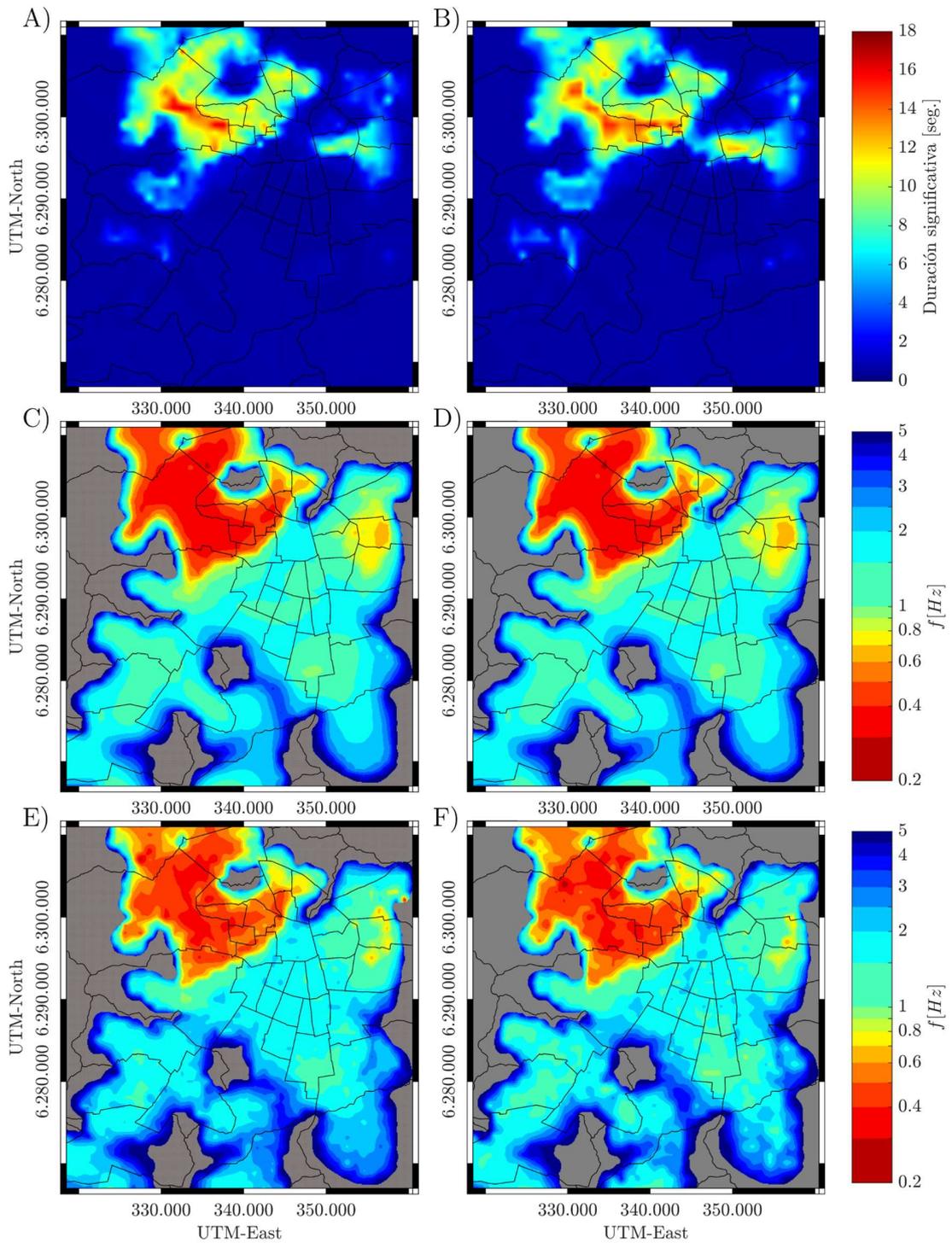


Figura 5.6: A) Duración del movimiento fuerte, respuesta NS pulso NS, B) duración del movimiento fuerte, respuesta EW pulso EW, C) frecuencia fundamental de la respuesta NS pulso NS, D) frecuencia fundamental de la respuesta EW pulso EW, E) frecuencia fundamental de la respuesta EW pulso NS y F) frecuencia fundamental de la respuesta NS pulso EW.

5.4.2. Respuesta sísmica de secciones transversales

En la Figura 4.8, se presenta la ubicación de los 4 perfiles analizados en esta sección. Los resultados en los cuatro perfiles son presentados en la Figura 5.7 y Figura 5.8, donde se muestran los registros de velocidad colineales con los pulsos y la duración del movimiento fuerte de cada una. Además, se muestran los perfiles de velocidad graficados como mapas de calor variando según su velocidad de onda de corte. Utilizando los receptores en superficie de cada sección y sus pares proyectados en profundidad en el contacto suelo-roca, se calculó las funciones de transferencia de cada uno, obteniéndose mapas de calor de frecuencias para cada una de las secciones (Figura 5.9 y Figura 5.10), los cuales permiten identificar la variación del contenido de frecuencia a lo largo de las secciones. Los análisis relacionados con las componentes transversales a los pulsos son presentados en el Apéndice D.

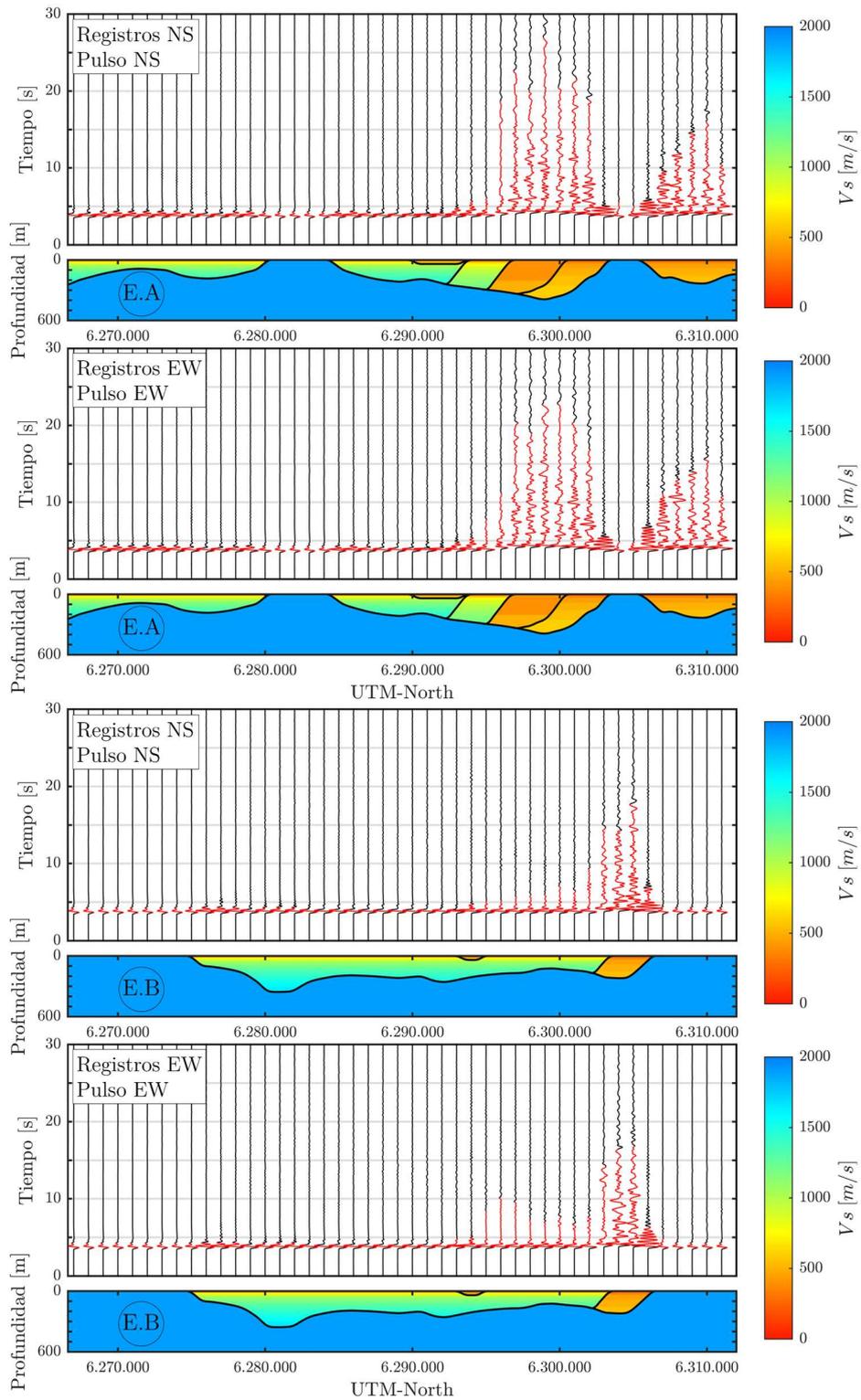


Figura 5.7: Registros de velocidad de las secciones transversales E.A y E.B. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.

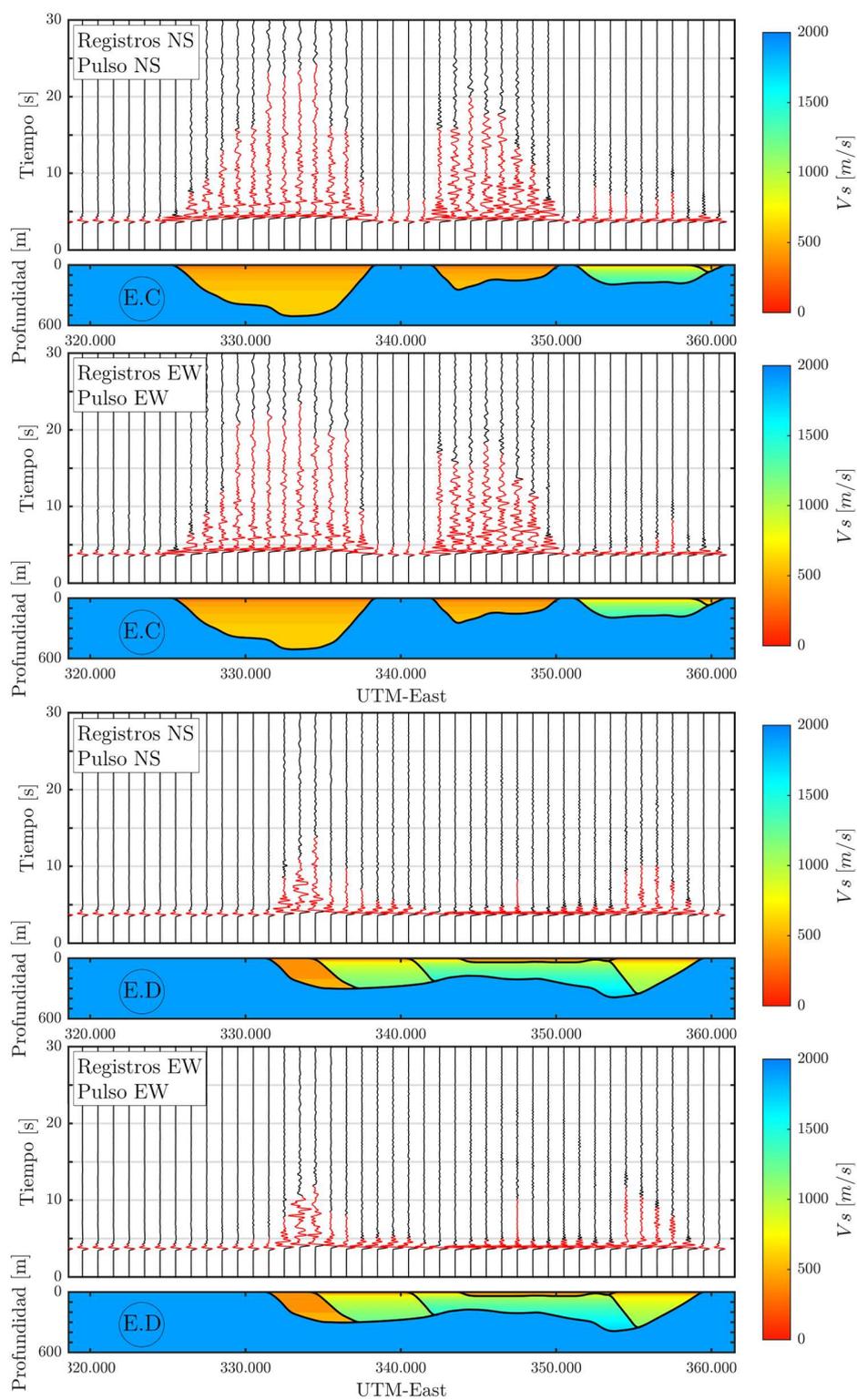


Figura 5.8: Registros de velocidad de las secciones transversales E.C y E.D. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.

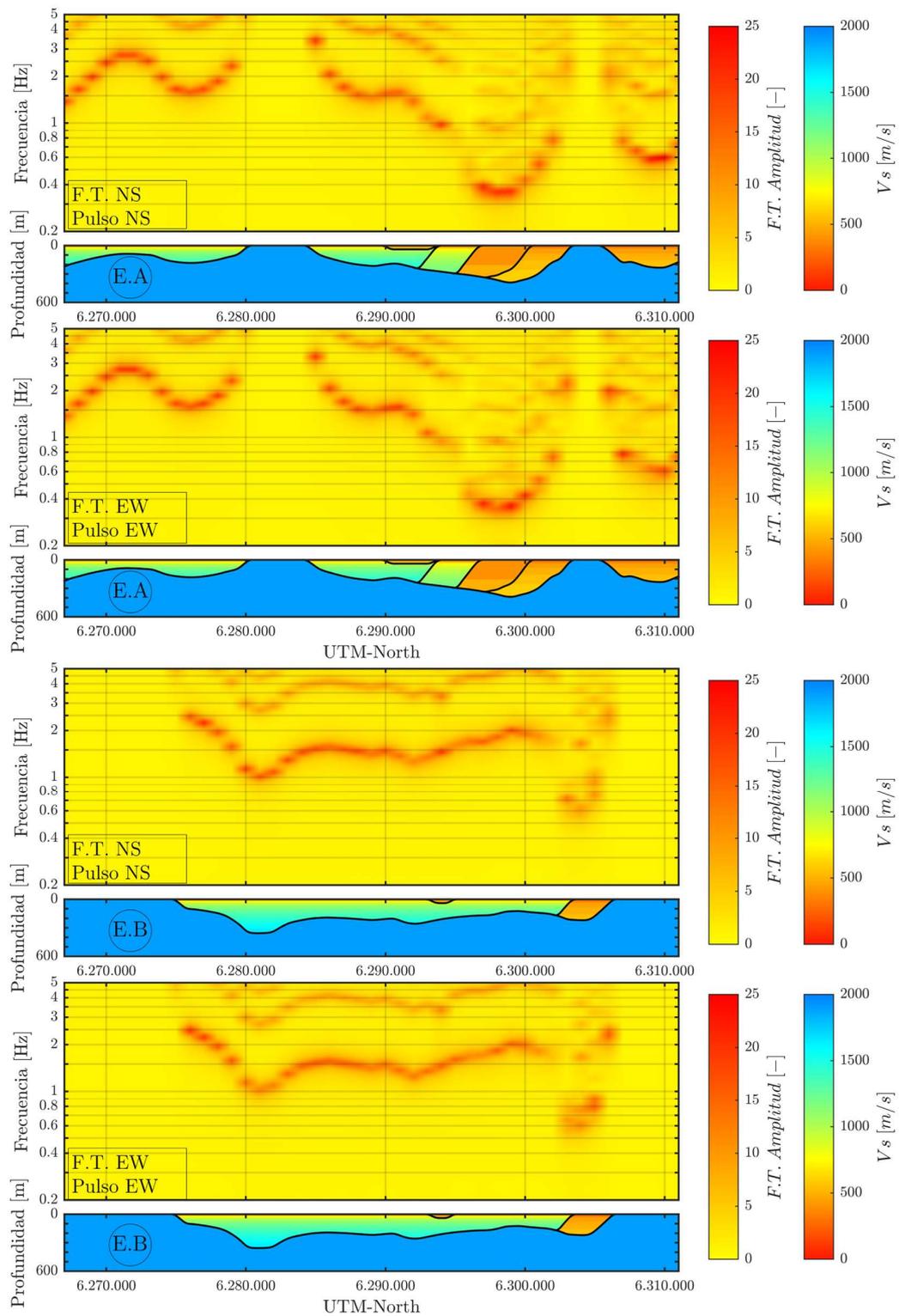


Figura 5.9: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT en las secciones transversales E.A y E.B.

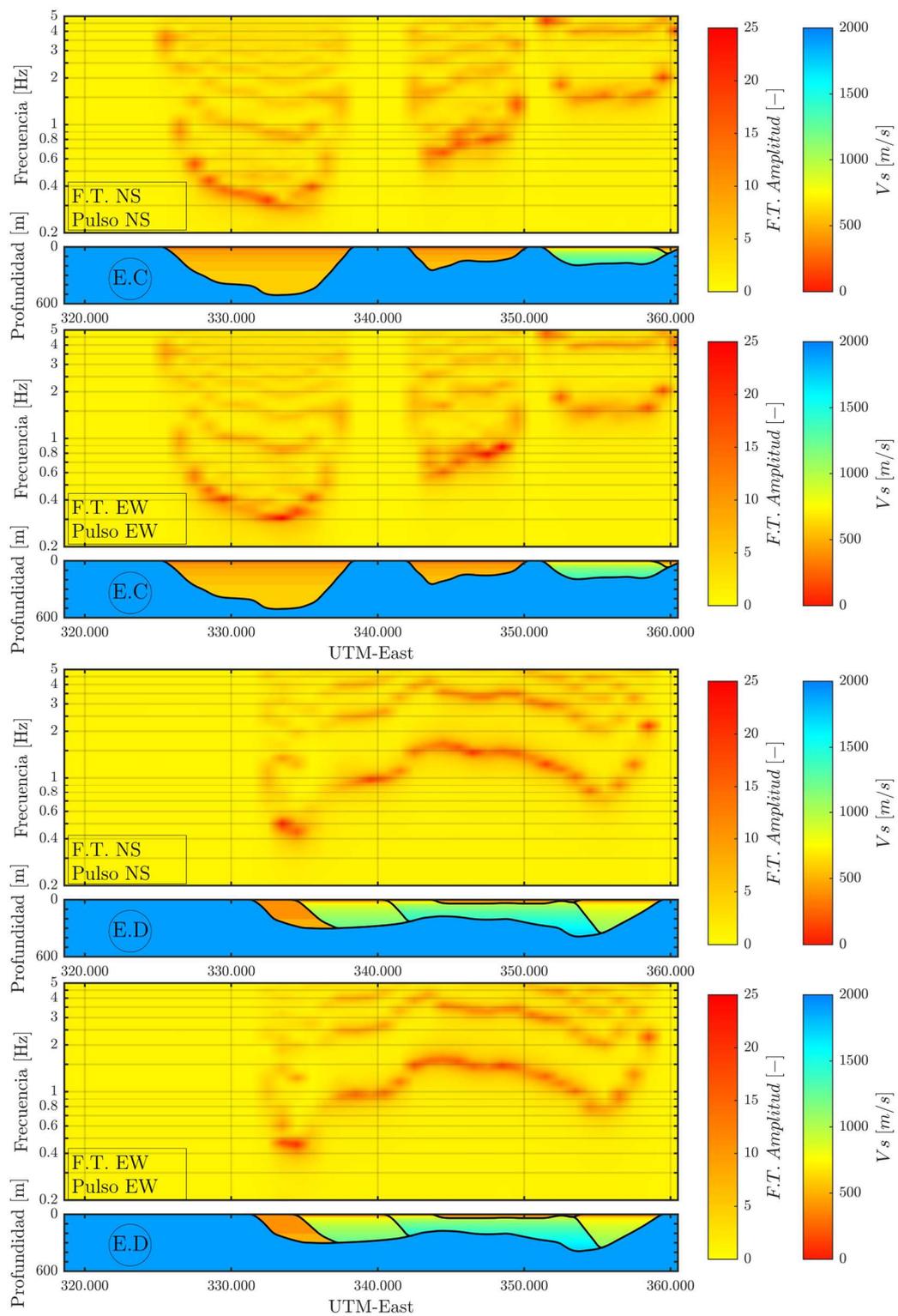


Figura 5.10: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT en las secciones transversales E.C y E.D.

5.4.3. Respuesta dinámica en profundidad

Utilizando los receptores proyectados en profundidad de los puntos indicados en la Figura 5.11 se realizó un análisis de las frecuencias predominantes de las principales unidades de suelo del modelo. Para esto, se calculó la función de transferencia de cada receptor en profundidad con respecto al receptor en el contacto entre el suelo y la roca basal. También, se comparó la elipticidad teórica de la onda Rayleigh con las funciones de transferencia y el HVSR de cada componente. Es importante mencionar que los HVSR fueron calculados con los últimos 40 [s] de los registros sintéticos para considerar solo las ondas superficiales.

Los resultados se presentan en las figuras y tablas:

- Figura 5.12 y Tabla 5.3: Perfil de velocidad comuna de Quilicura
- Figura 5.13 y Tabla 5.4: Perfil de velocidad comuna de Huechuraba
- Figura 5.14 y Tabla 5.5: Perfil de velocidad comuna de Pudahuel
- Figura 5.15 y Tabla 5.6: Perfil de velocidad comuna de Maipú
- Figura 5.16 y Tabla 5.7: Perfil de velocidad comuna de P.A. Cerda
- Figura 5.17 y Tabla 5.8: Perfil de velocidad comuna de Ñuñoa
- Figura 5.18 y Tabla 5.9: Perfil de velocidad comuna de Peñalolén

Las funciones de transferencia en profundidad de las componentes trasversales a la orientación del pulso son presentadas en el Apéndice E.

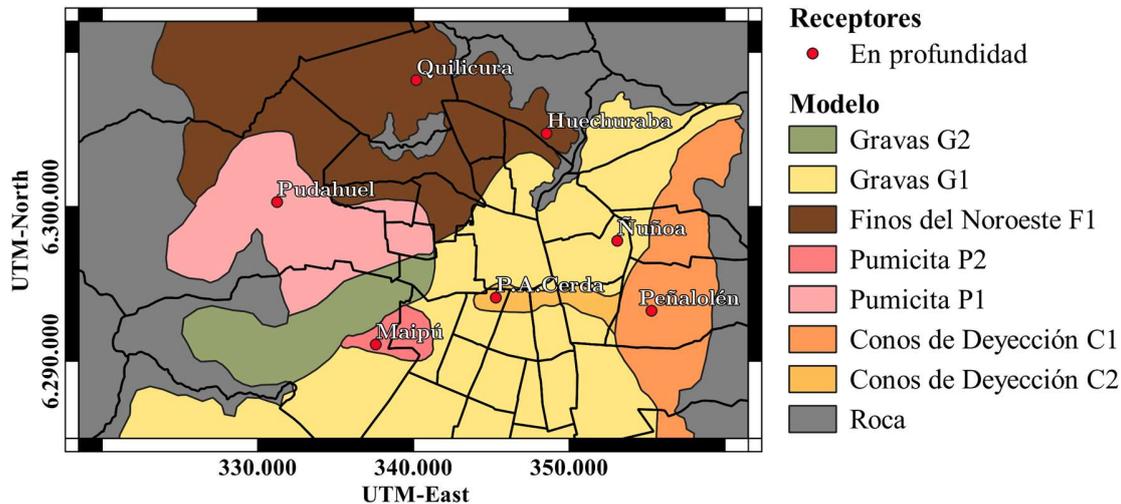


Figura 5.11: Ubicación de perfiles de velocidad analizados en profundidad, denotados por la comuna asociada.

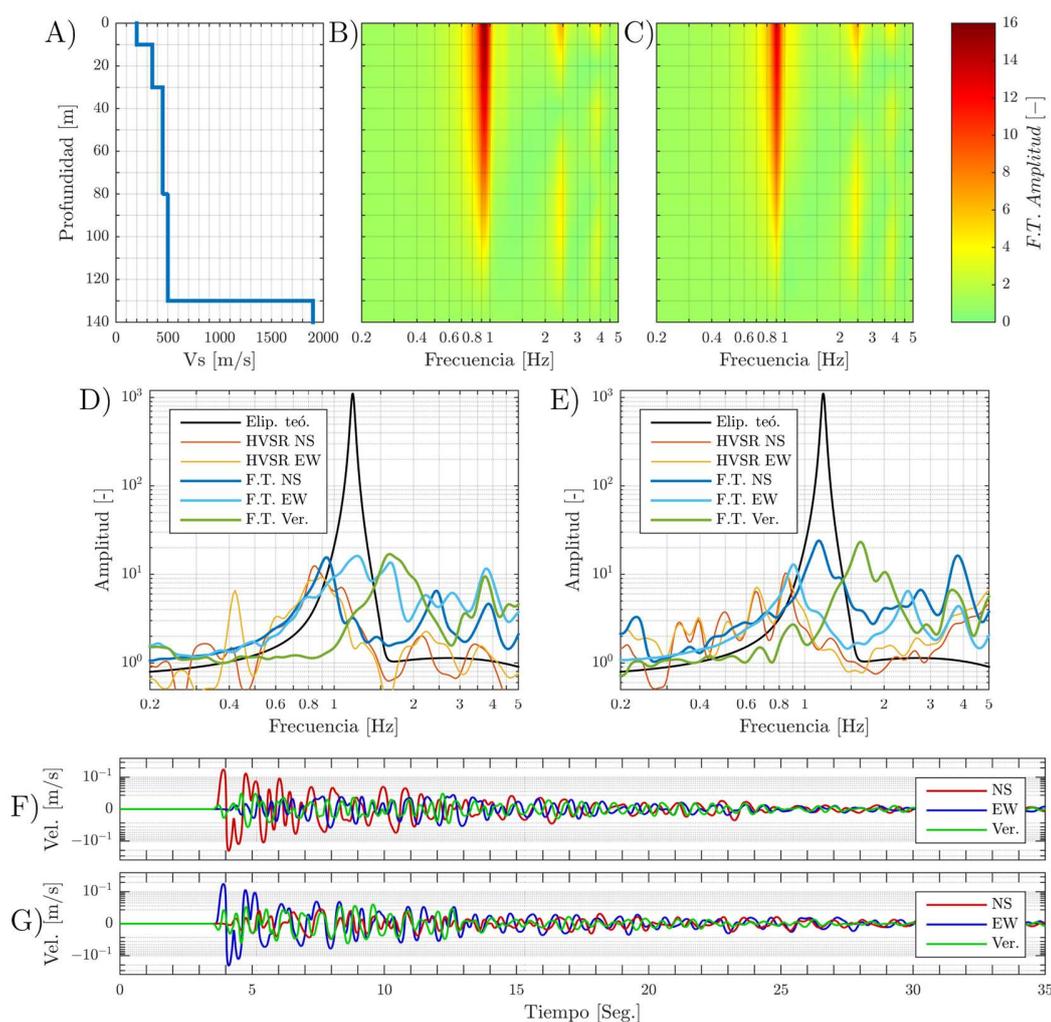


Figura 5.12: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Quilicura. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.3: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.12D y E, Quilicura.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	1.18	1.18
Peak F.T. componente NS	0.93	1.13
Peak F.T. componente EW	1.22	0.90
Peak F.T. componente Ver.	1.61	1.64

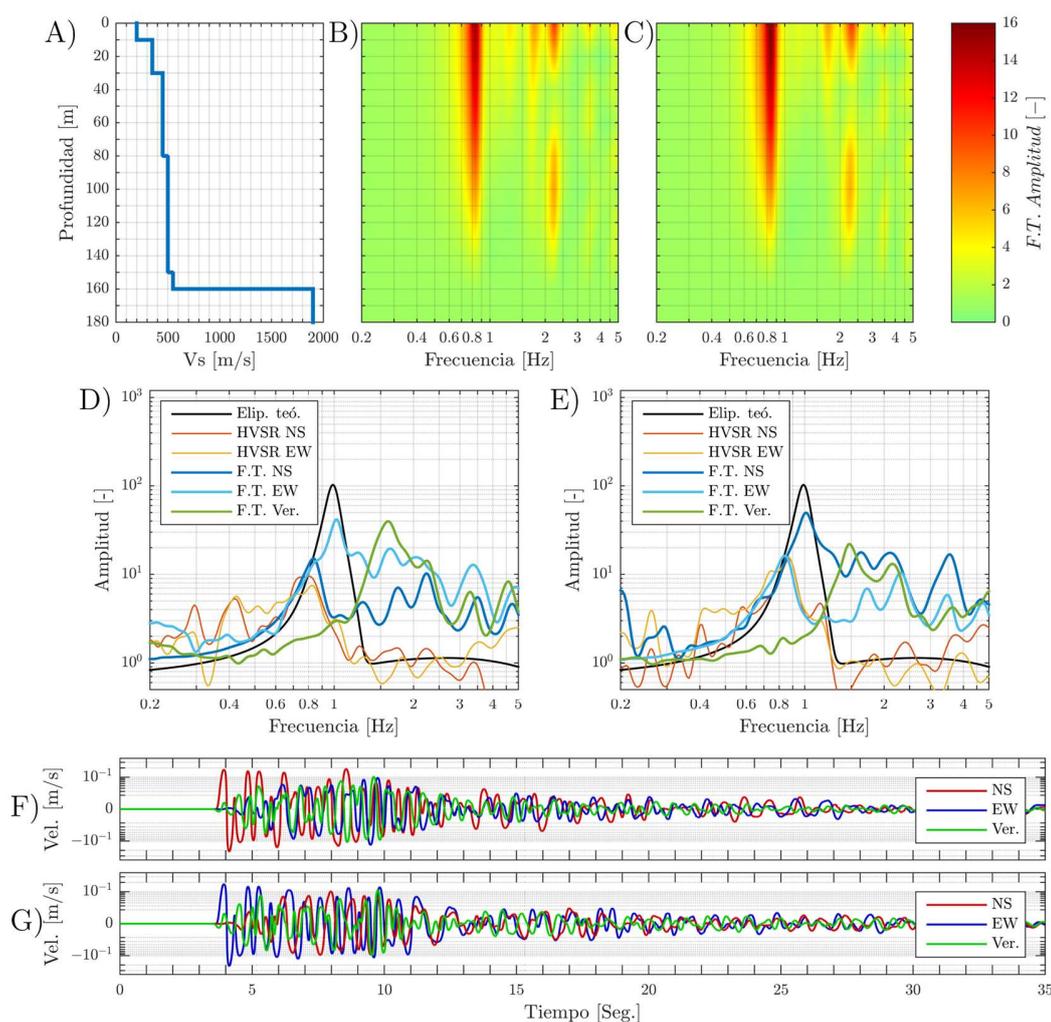


Figura 5.13: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Huechuraba. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSr y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSr y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.4: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.13D y E, Huechuraba.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	0.99	0.99
Peak F.T. componente NS	0.83	1.01
Peak F.T. componente EW	1.03	0.84
Peak F.T. componente Ver.	1.61	1.49

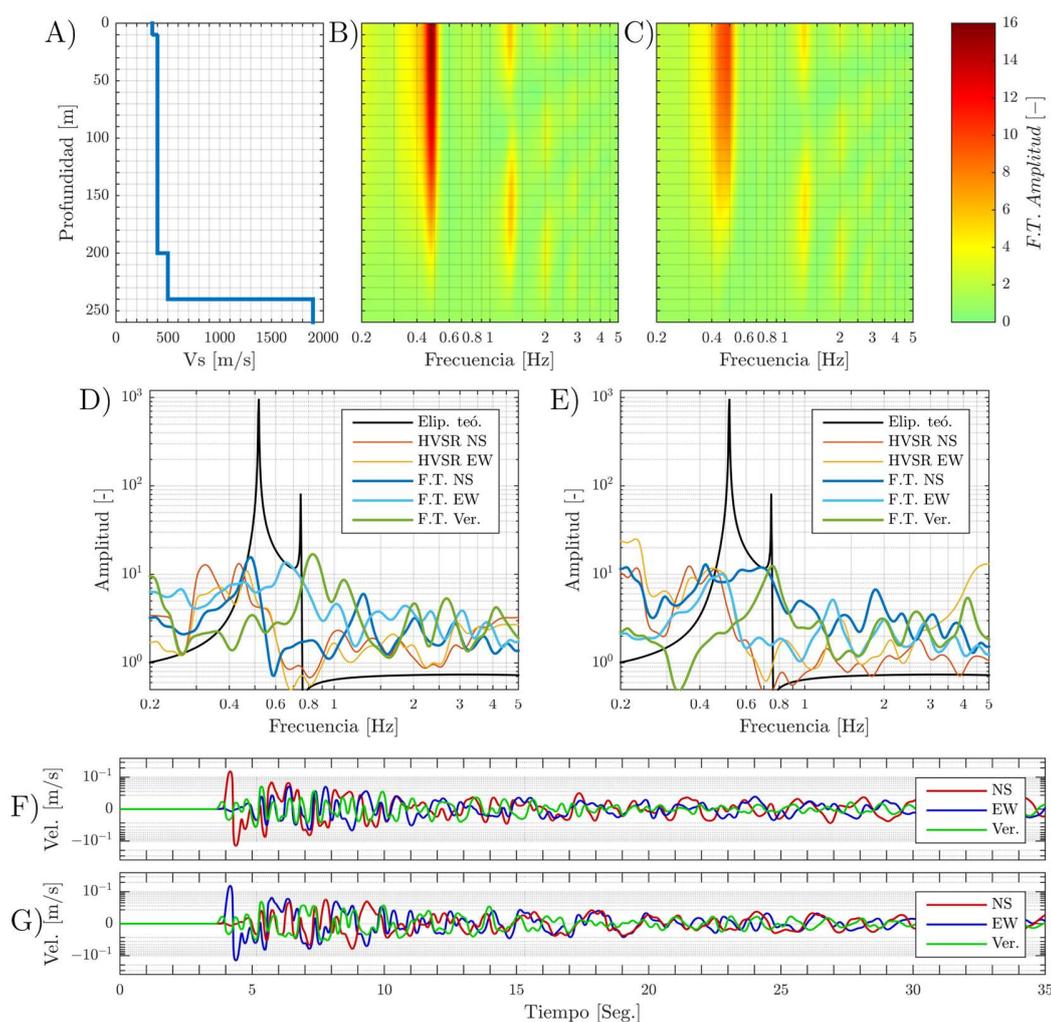


Figura 5.14: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Pudahuel. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.5: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.14D y E, Huechuraba.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	0.53 / 0.75	0.53 / 0.75
Peak F.T. componente NS	0.48	0.42
Peak F.T. componente EW	0.65	0.49
Peak F.T. componente Ver.	0.83	0.75

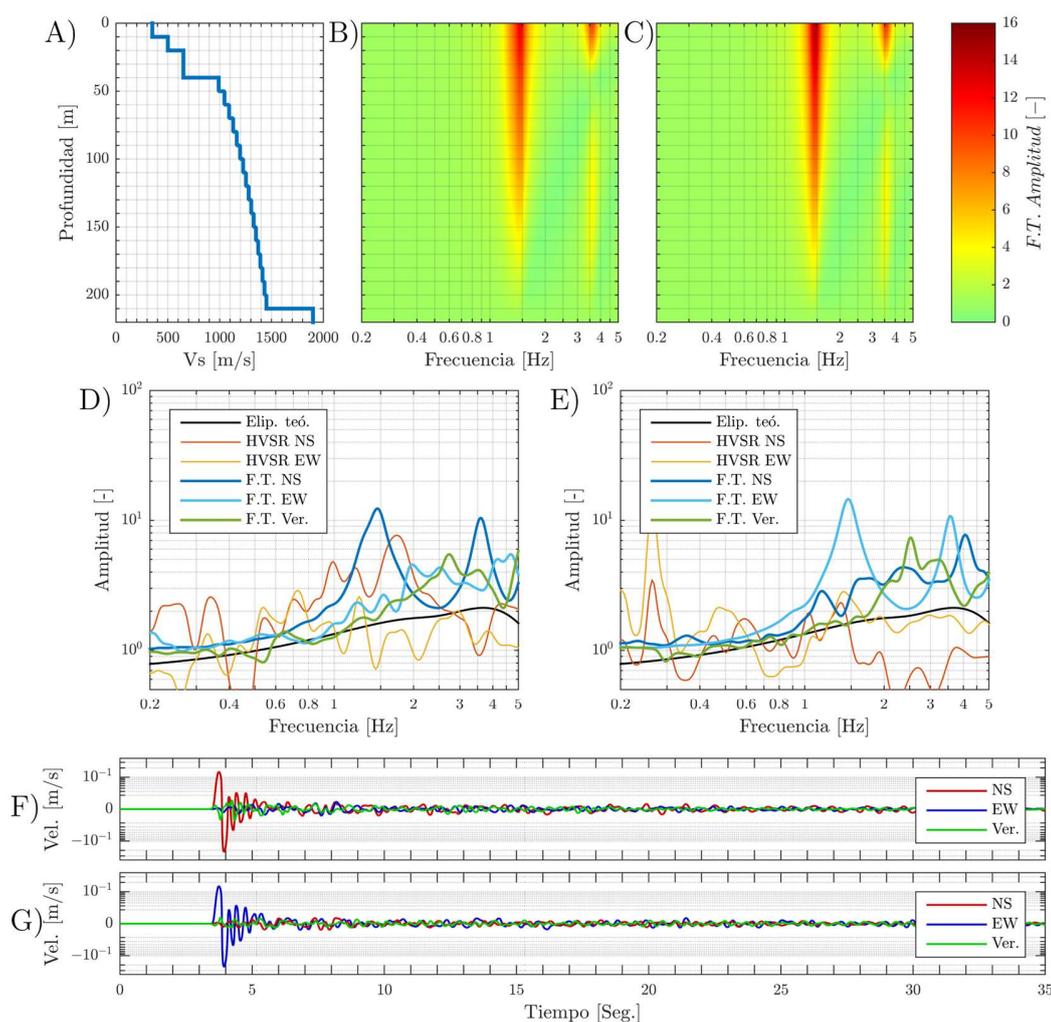


Figura 5.15: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Maipú. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSr y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSr y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.6: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.15D y E, Maipú.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	3.68	3.68
Peak F.T. componente NS	1.46 /3.62	4.01
Peak F.T. componente EW	4.61	1.46 /3.56
Peak F.T. componente Ver.	2.75	2.54

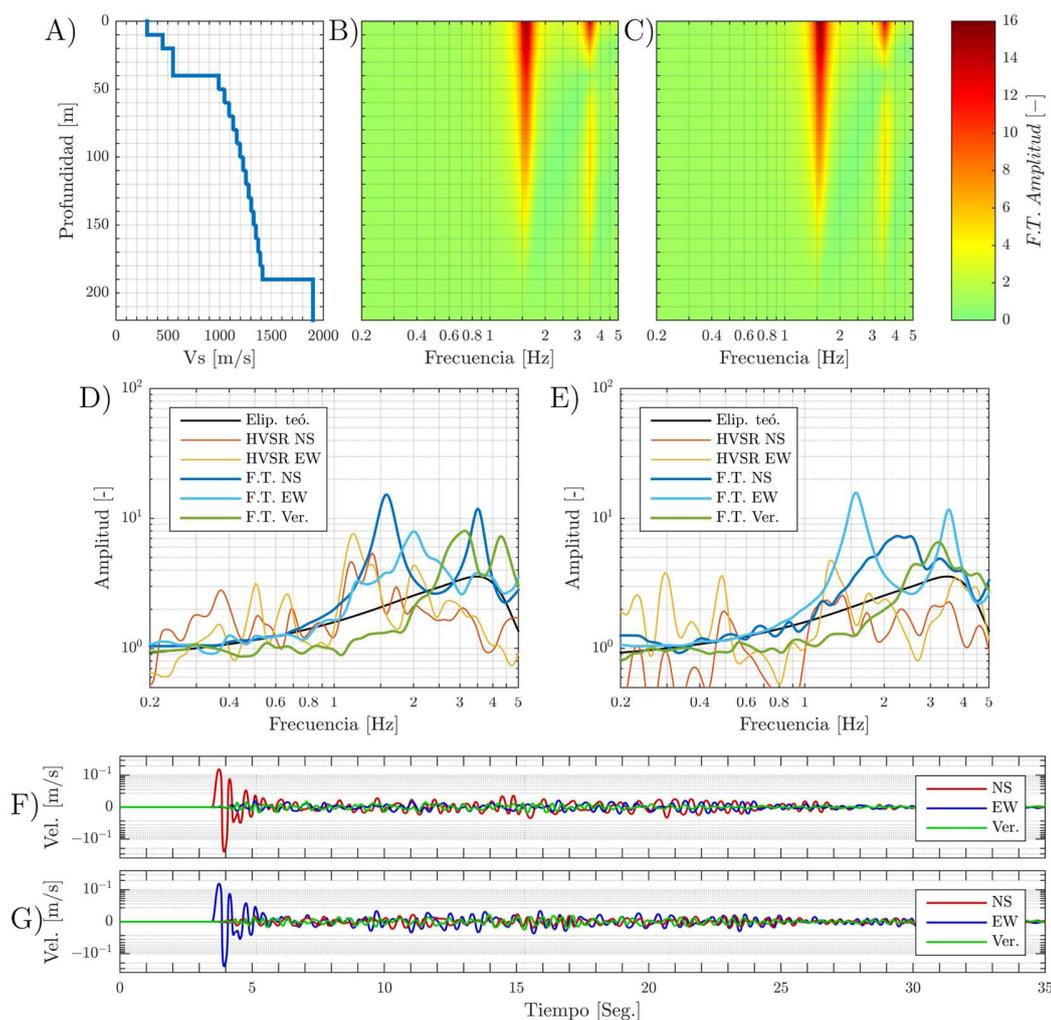


Figura 5.16: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Pedro Aguirre Cerda. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.7: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.16D y E, Maipú.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	3.47	3.47
Peak F.T. componente NS	1.59 / 3.50	2.37
Peak F.T. componente EW	2.02	1.56 / 3.50
Peak F.T. componente Ver.	3.13	3.23

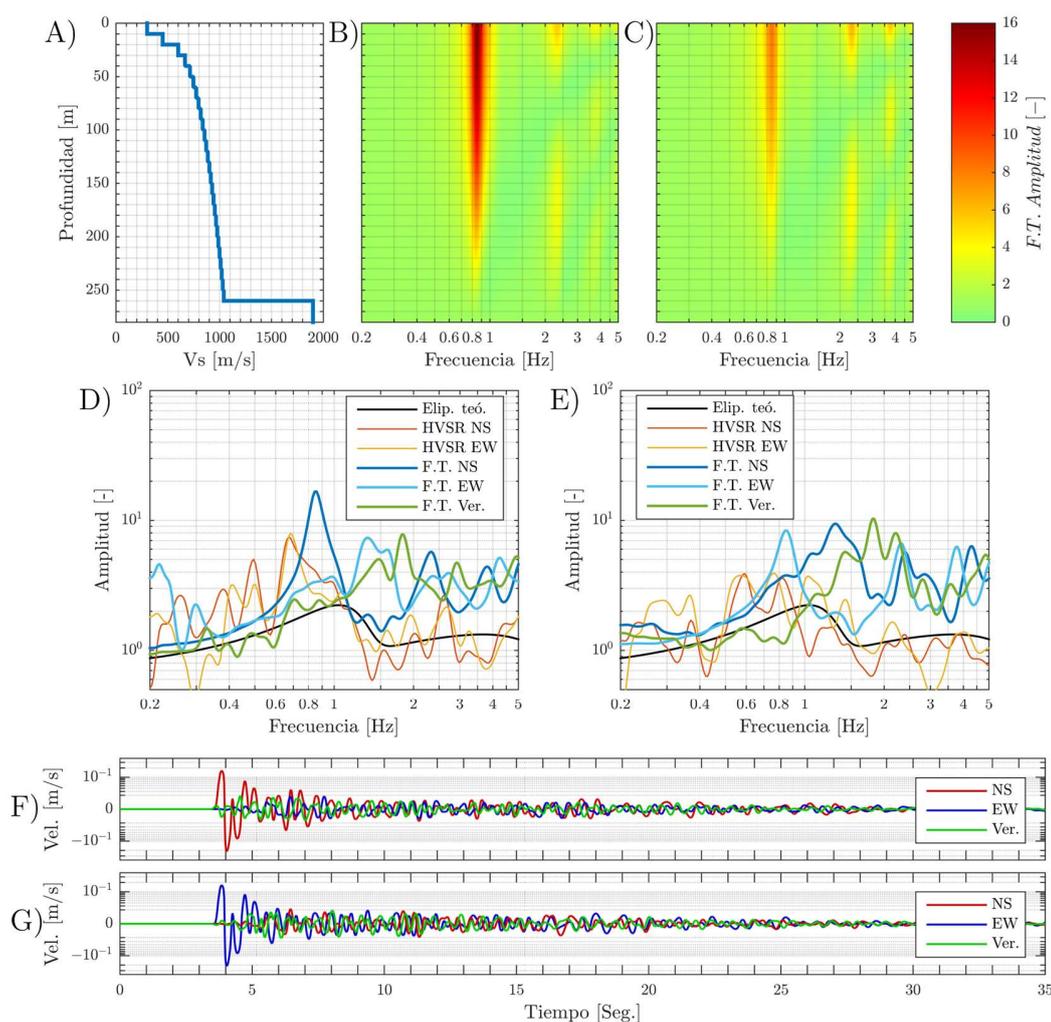


Figura 5.17: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Peñalolén. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSR y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.8: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.17D y E, Peñalolén.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	1.04	1.04
Peak F.T. componente NS	0.86	1.31
Peak F.T. componente EW	1.34	0.84
Peak F.T. componente Ver.	1.81	1.83

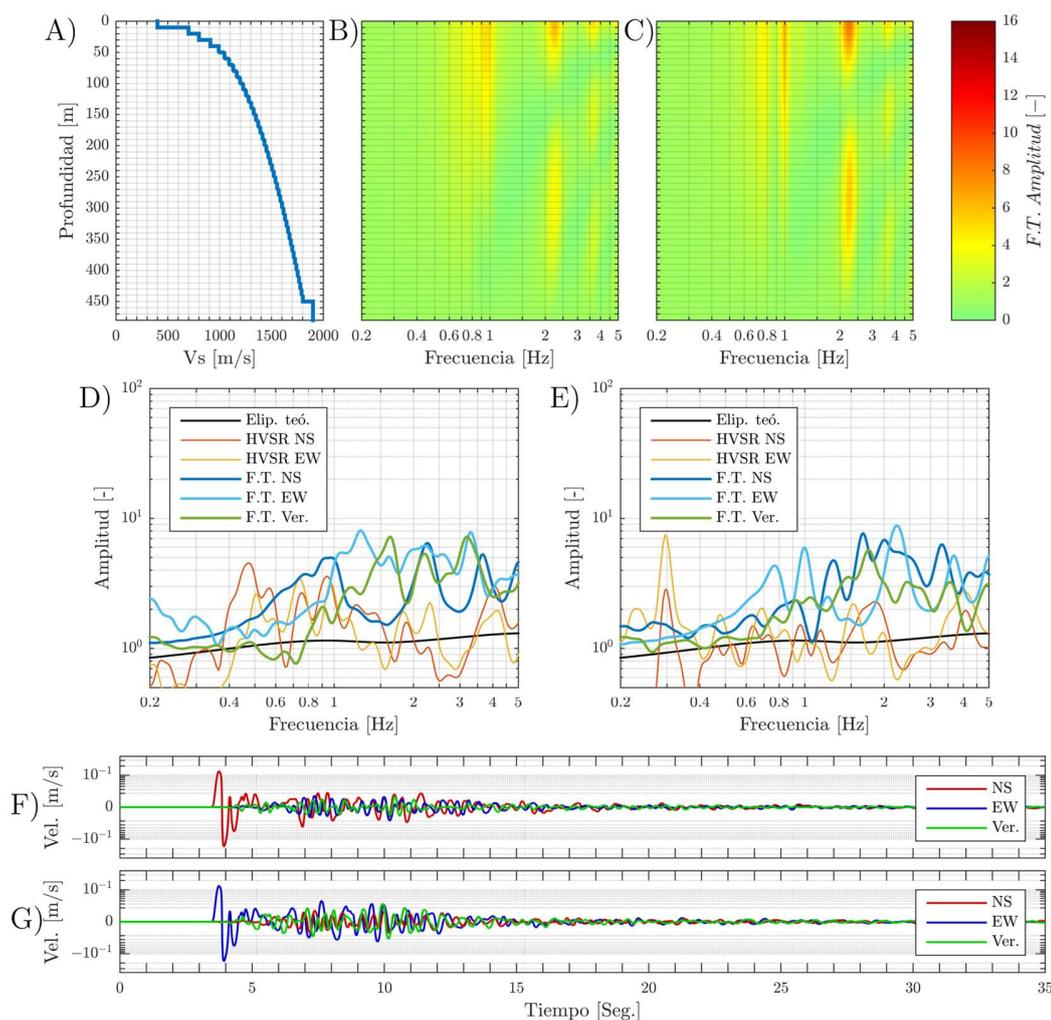


Figura 5.18: Respuesta dinámica del perfil en la comuna de Ñuñoa. A) Perfil de velocidad de onda de corte, B) FT en profundidad componente NS, pulso NS, C) FT en profundidad componente EW, pulso EW, D) FT, HVSRS y elipticidad teórica en superficie, pulso NS, E) FT, HVSRS y elipticidad teórica en superficie, pulso EW, F) registro sísmico en superficie, pulso NS, y G) registro sísmico en superficie, pulso EW.

Tabla 5.9: Resumen de frecuencias obtenidas de la Figura 5.18D y E, Peñalolén.

	Pulso NS [Hz]	Pulso EW [Hz]
Peak Elipticidad teórica	0.96 /Plana	0.96 /Plana
Peak F.T. componente NS	2.26	1.66
Peak F.T. componente EW	1.26	2.23
Peak F.T. componente Ver.	3.18	1.74

5.4.4. Comportamiento dinámico de ondas superficiales

5.4.4.1. Comportamientos de las ondas Rayleigh

Utilizando el perfil de velocidades de la comuna de Quilicura (Figura 5.11), se calcularon los movimientos de partícula superficiales asociados a las frecuencias obtenidas de la Figura 5.12 C y D, con el objetivo de observar los cambios de forma y polaridad de las ondas Rayleigh (Figura 2.16 y Figura 2.17). Para esto, fue necesario integrar numéricamente los registros de velocidad en superficie (Figura 5.12 E y F) para obtener el desplazamiento en el intervalo de tiempo entre 24 y 27 [s], puesto que en ese instante de tiempo fue posible identificar la mayor cantidad de movimientos elípticos, los cuales se asociaron al movimiento de las ondas superficiales. Posteriormente, se aplicó un filtro Chebyshev de orden 4 con un ancho de banda del 10 [%], y como frecuencia central se utilizaron las frecuencias presentadas en la Tabla 5.10 (Figura 5.12 C y D), obteniéndose de esta forma los movimientos de partícula presentados en la Figura 5.19, donde se grafican las comentes horizontales contras las verticales, de tal forma de ver el comportamiento de las ondas Rayleigh en el modelo.

Tabla 5.10: Frecuencia de interés, obtenidas a partir de la Figura 5.12 C y D.

Ubicación de la frecuencia	Frecuencia [Hz]
Frecuencia antecesora a los peak de las FT	0.80
Peak FT colineales a los pulsos	0.90
Peak elipticidad teórica	1.18
Frecuencia entre los peak de la elipticidad y FT Vertical	1.36
Peak FT componente vertical	1.63
Frecuencia predecesora a los peak de las FT	1.75

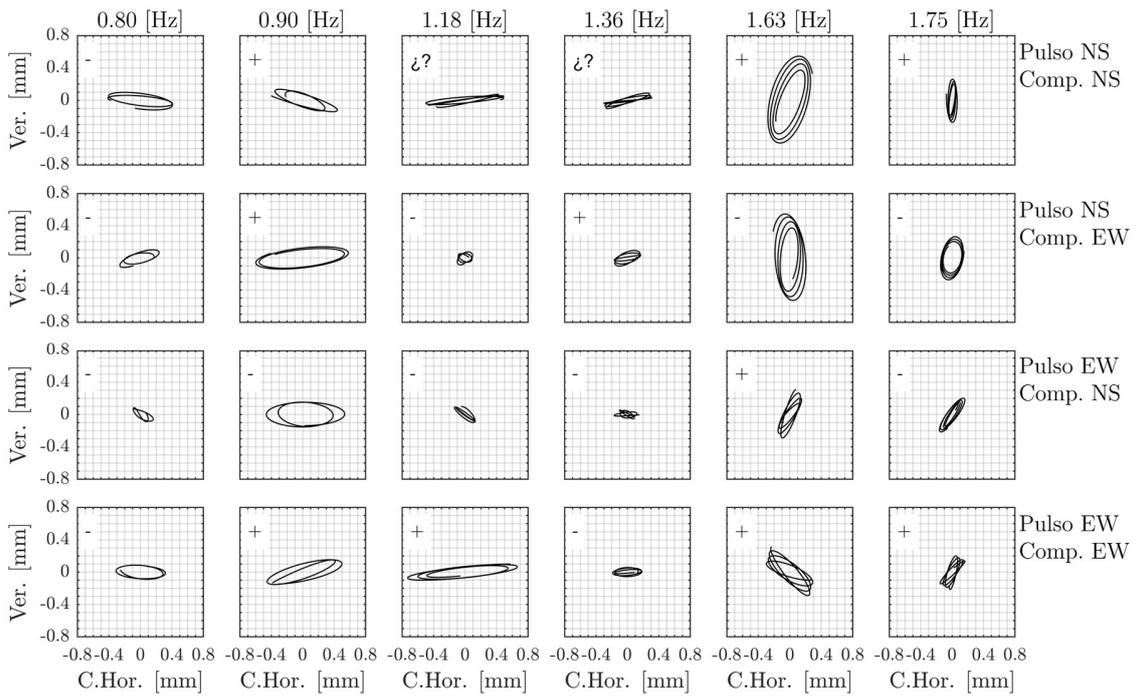


Figura 5.19: Movimiento de partículas en superficie obtenidas de los registros sísmicos en superficie de la Figura 5.12EF y de las frecuencias indicadas en la Tabla 5.10. Los signos indicados en las esquinas superior izquierda de cada caso indican el sentido de giro de la partícula (sentido horario “+”, sentido antihorario “-” y sin un sentido claramente definido “?”)

Adicionalmente en el Apéndice F se presenta la propagación de ondas en profundidad del perfil situado en la comuna de Ñuñoa (Figura 5.18) con el objetivo de verificar que los bordes absorbentes de la base del modelo no reflejen las ondas.

5.4.4.2. Generación de frentes de ondas superficiales

Utilizando las secuencias de *snapshots* de la superficie del modelo entre los 4 [s] y 5 [s], se generan la Figura 5.20 y Figura 5.21, las cuales permiten evidenciar la generación de frentes de ondas en la superficie del modelo.

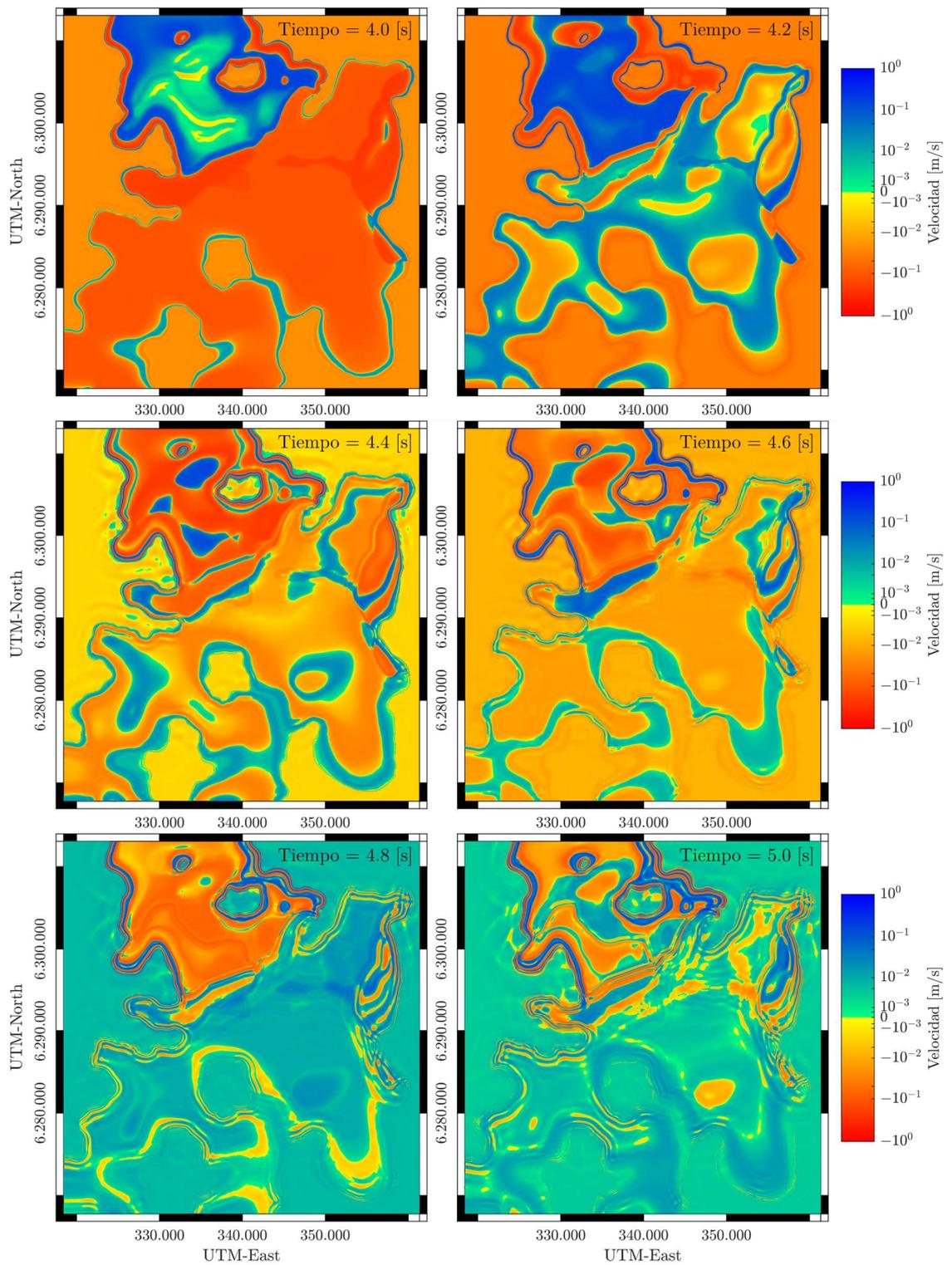


Figura 5.20: Secuencia de *snapshots* de la superficie del modelo, utilizando la componente norte-sur obtenido de la simulación del pulso sísmico orientado en la dirección Norte-Sur.

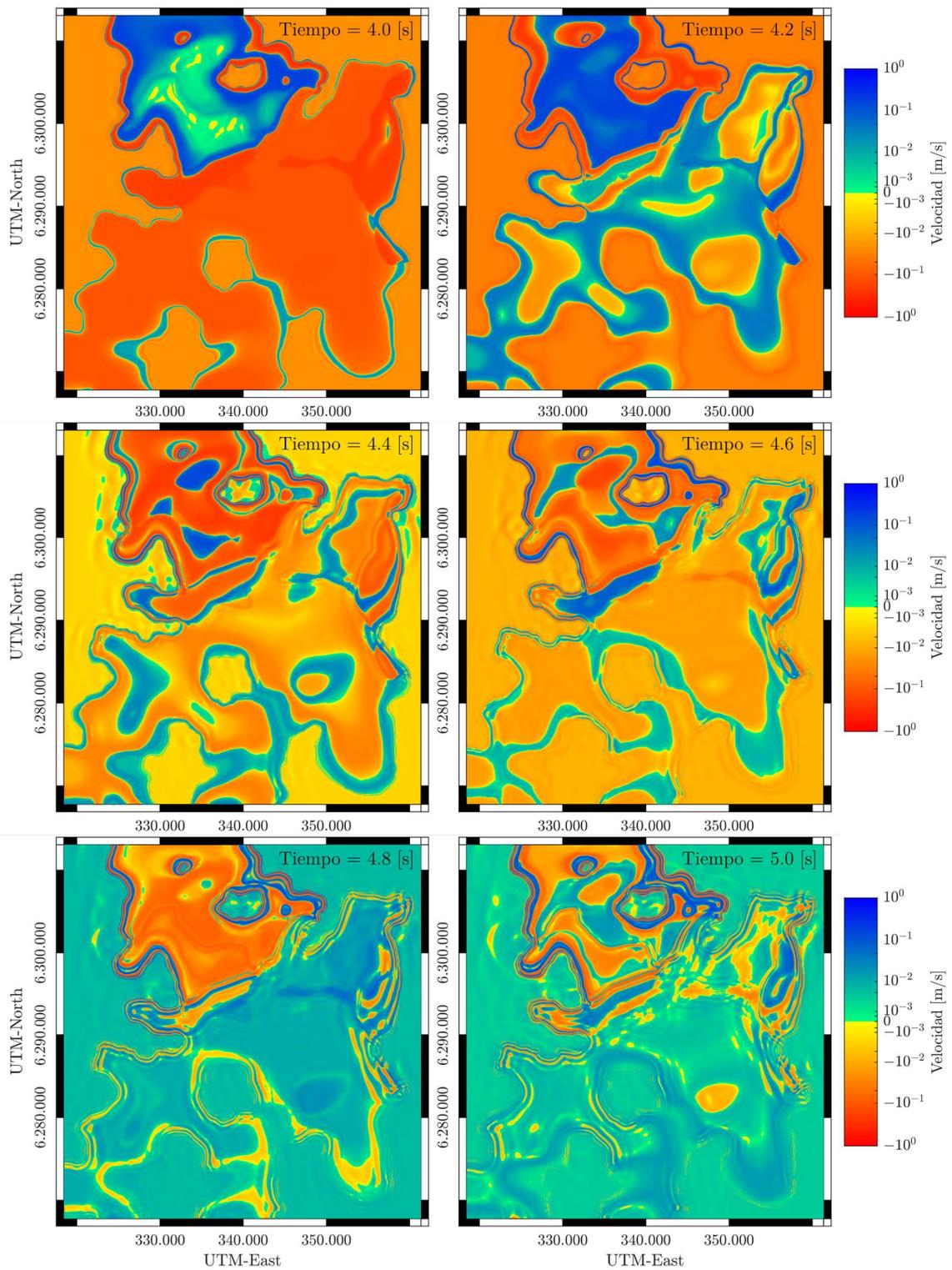


Figura 5.21: Secuencia de *snapshots* de la superficie del modelo, utilizando la componente Este-Oeste obtenido de la simulación del pulso sísmico orientado en la dirección Este-Oeste.

5.4.5. Validación del modelo de velocidades

5.4.5.1. Frecuencia

Para validar las frecuencias predominantes obtenidas en la simulación sísmica del modelo, se compararon las frecuencias con las zonas HVSR identificadas en la sección 3.4.1. en la Figura 5.22 y Tabla 5.11. Ya que en las zonas HVSR P.A3 y C.A1 se asumió que el contraste de velocidades que genera el peak se encuentra cerca de la superficie, se graficaron las funciones de transferencia de todos los receptores disponibles de estas zonas en la Figura 5.23, puesto que el segundo peak de las funciones de transferencia guarda similitudes con las mediciones empíricas.

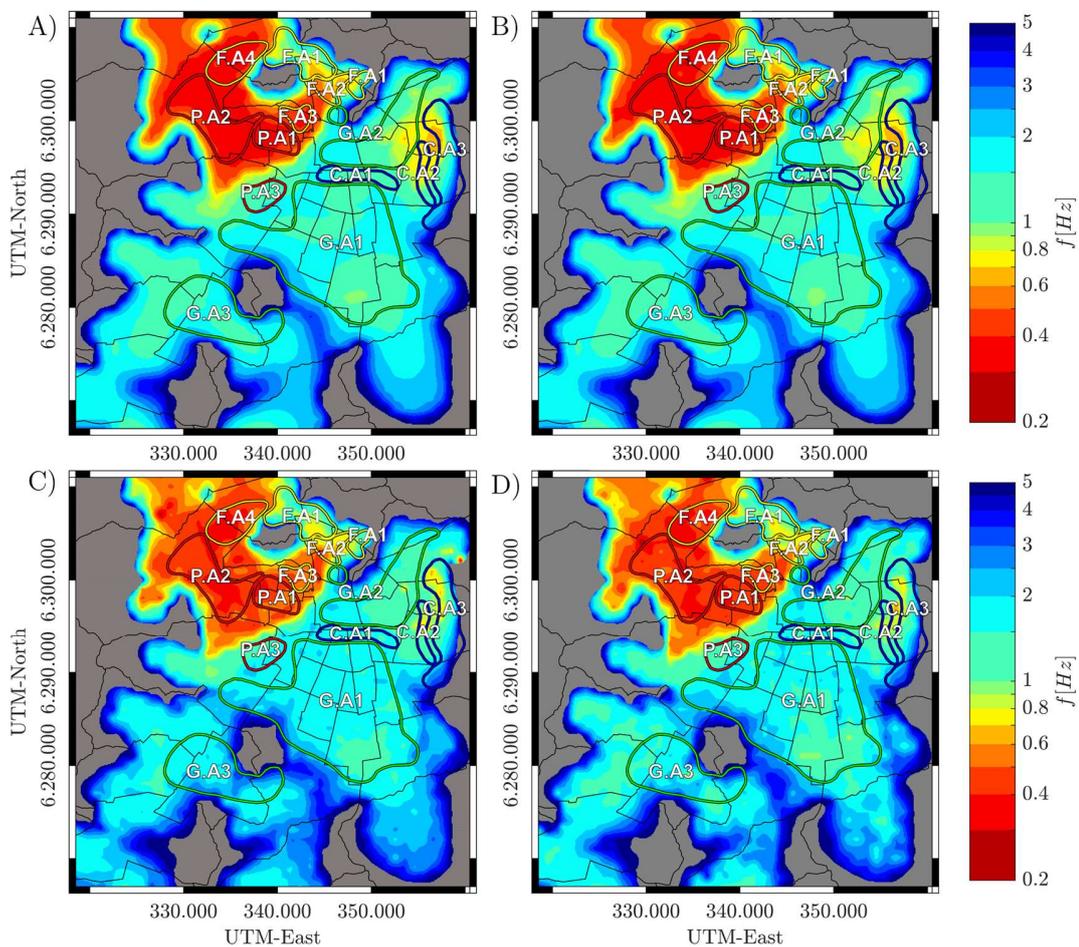


Figura 5.22: Frecuencias fundamentales obtenidas de las funciones de transferencia (sección 5.4.1). A) frecuencia fundamental componente NS, pulso NS, B) frecuencia fundamental componente EW, pulso EW, C) frecuencia fundamental componente EW, pulso NS. D) frecuencia fundamental componente NS, pulso EW.

Tabla 5.11: Comparación del rango de frecuencias modelo y las mediciones empíricas HVSR.

Zonas HVSR	Rango de frecuencias [Hz]				Mediciones HVSR
	Pulso: NS F.T. NS	Pulso: EW F.T. EW	Pulso: NS F.T. EW	Pulso: EW F.T. NS	
F.A1	0.6 – 2.0	0.6 – 2.0	0.8 – 2.0	0.8 – 2.0	0.80 – 1.54
F.A2	0.4 – 0.9	0.4 – 0.9	0.4 – 0.9	0.5 – 0.9	0.50 – 0.80
F.A3	0.3 – 0.6	0.3 – 0.6	0.4 – 0.6	0.4 – 0.6	0.40 – 0.48
F.A4	0.2 – 0.5	0.2 – 0.5	0.3 – 0.6	0.3 – 0.6	0.32 – 0.50
P.A1	0.3 – 0.6	0.3 – 0.6	0.3 – 0.7	0.3 – 0.7	0.36 – 0.85
P.A2	0.3 – 0.5	0.3 – 0.5	0.3 – 0.6	0.3 – 0.6	0.36 – 0.42
P.A3	1.0 – 2.0	1.0 – 2.0	1.0 – 2.5	1.0 – 2.0	2.80 – 3.70
C.A1	1.0 – 2.0	1.0 – 2.0	1.0 – 2.0	1.0 – 2.5	2.60 – 4.16
C.A2	0.6 – 2.0	0.6 – 2.0	0.7 – 2.0	0.7 – 2.0	0.46 – 0.60
C.A3	0.6 – 5.0	0.6 – 5.0	0.6 – 5.0	0.7 – 5.0	0.68 – 0.88
G.A1	0.9 – 4.0	0.9 – 4.0	1.0 – 4.0	0.9 – 4.0	0.80 – 1.66
G.A2	0.6 – 4.0	0.7 – 4.0	0.7 – 4.0	0.7 – 4.0	0.84 – 1.00
G.A3	1.0 – 5.0	1.0 – 5.0	1.0 – 5.0	1.0 – 5.0	1.02 – 2.10

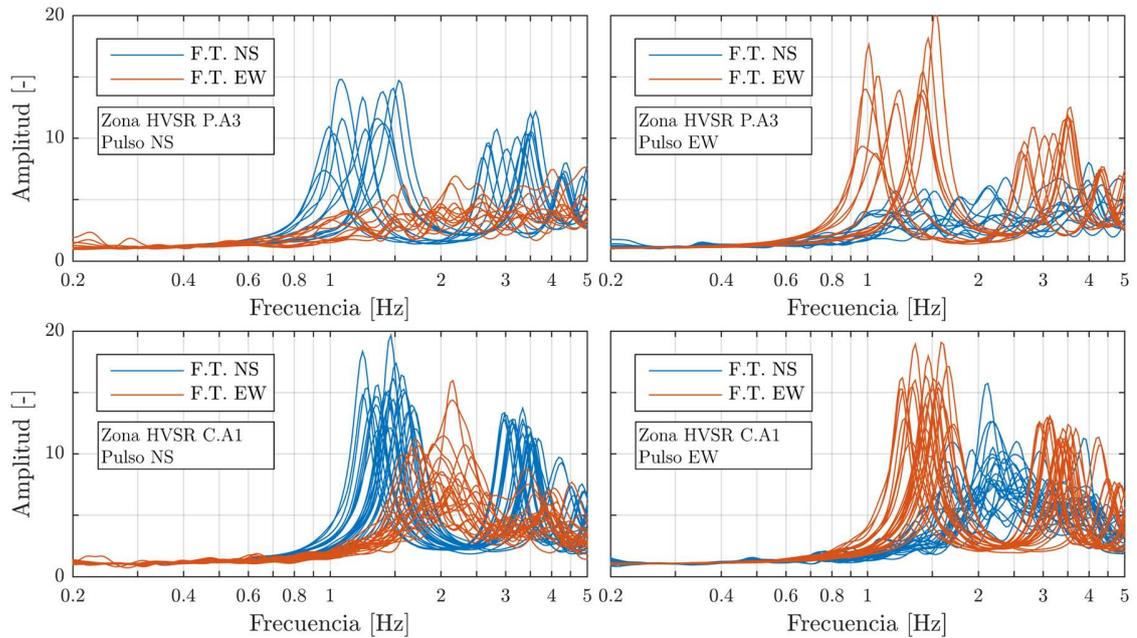


Figura 5.23: Funciones de transferencia asociadas a las Zonas HVSR P.A3 y C.A1.

5.4.5.2. Medidas de intensidad

Para comparar la respuesta sísmica de la Cuenca de Santiago con la del modelo de velocidades, se analizaron 5 sismos reales presentados en la Tabla 5.12, los cuales fueron registrados por al menos 6 estaciones sísmicas pertenecientes al CSN, Tabla 5.13 y Figura 5.24. Para dichos sismos se calcularon la CAV o *Cumulative Absolute Velocity* (EPRI, 1991), la Intensidad de Arias (1970) y la máxima velocidad absoluta (PGV) de los registros, y se normalizaron por la estación sísmica R03M (común para todos los sismos). Este procedimiento, se repitió de forma análoga para las simulaciones sísmicas, utilizando los receptores homólogos a las estaciones sísmicas. Los resultados se presentan en Figura 5.25, Figura 5.26 y Figura 5.27.

Producto de las similitudes entre las medidas de intensidad (relativa) del sismo ocurrido en 2018-05-02 y el modelo sísmico, se graficaron los registros de aceleración de las estaciones R01M, R07M, R12M y R03M, en la Figura 5.28, Figura 5.29, Figura 5.30 y Figura 5.31. Es importante mencionar que se utilizó una escala vertical de 10 veces mayor para los registros sintéticos, con la intención de hacer comparable la forma de los registros.

Tabla 5.12: Eventos sísmicos utilizados para validar el comportamiento sísmico del modelo, registrados por la red del CSN (www.sismologia.cl).

Fecha UTC	Magnitud [Mw GUC]	Latitud [°]	Longitud [°]	Profundidad [KM]	Referencia
2014-08-23 22:31:42	6.4	-32.737	-71.505	40.7	29 km al NO de Quillota
2018-05-02 16:09:12	5.0	-33.255	-70.106	110.5	22 km al NE de Farellones
2018-09-05 20:16:03	5.1	-34.393	-70.588	126.0	29 km al SE de Rancagua
2018-12-05 17:11:28	5.2	-33.693	-71.500	39.9	16 km al SE de San Antonio
2019-01-20 01:33:31	6.7	-30.100	-71.300	70.0	22 km al S de La Serena

Tabla 5.13: Sismos registrados por cada estación sísmica.

	R01M	R02M	R03M	R04M	R05M	R07M	R12M	R18M	R22M
2014-08-23		X	X	X	X	X	X	X	
2018-05-02	X	X	X	X	X	X	X	X	
2018-09-05	X	X	X	X		X	X	X	X
2018-12-05	X	X	X	X	X	X	X	X	X
2019-01-20			X	X		X	X	X	X

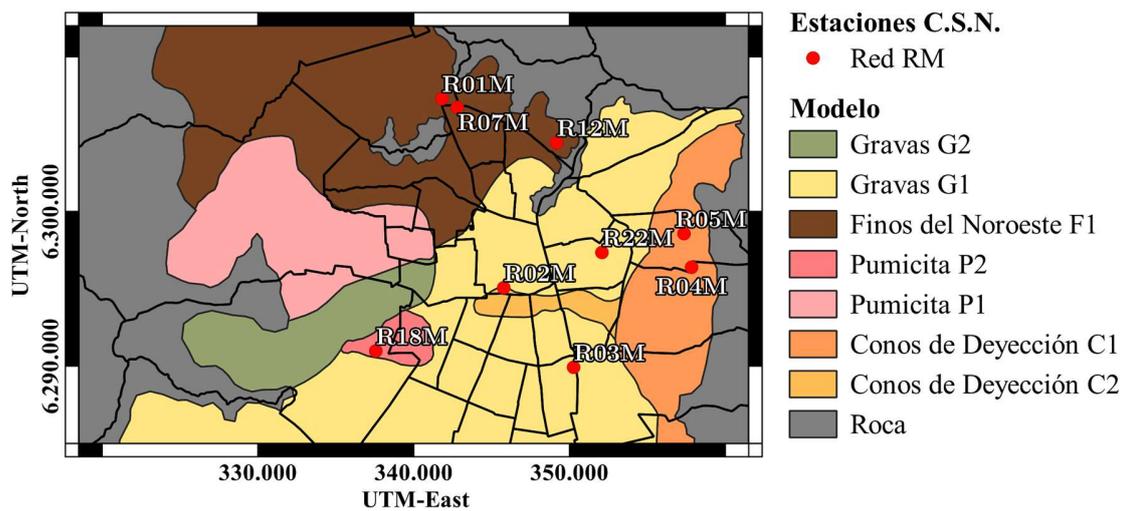


Figura 5.24: Ubicación estaciones sísmicas utilizadas para validar el comportamiento sísmico del modelo.

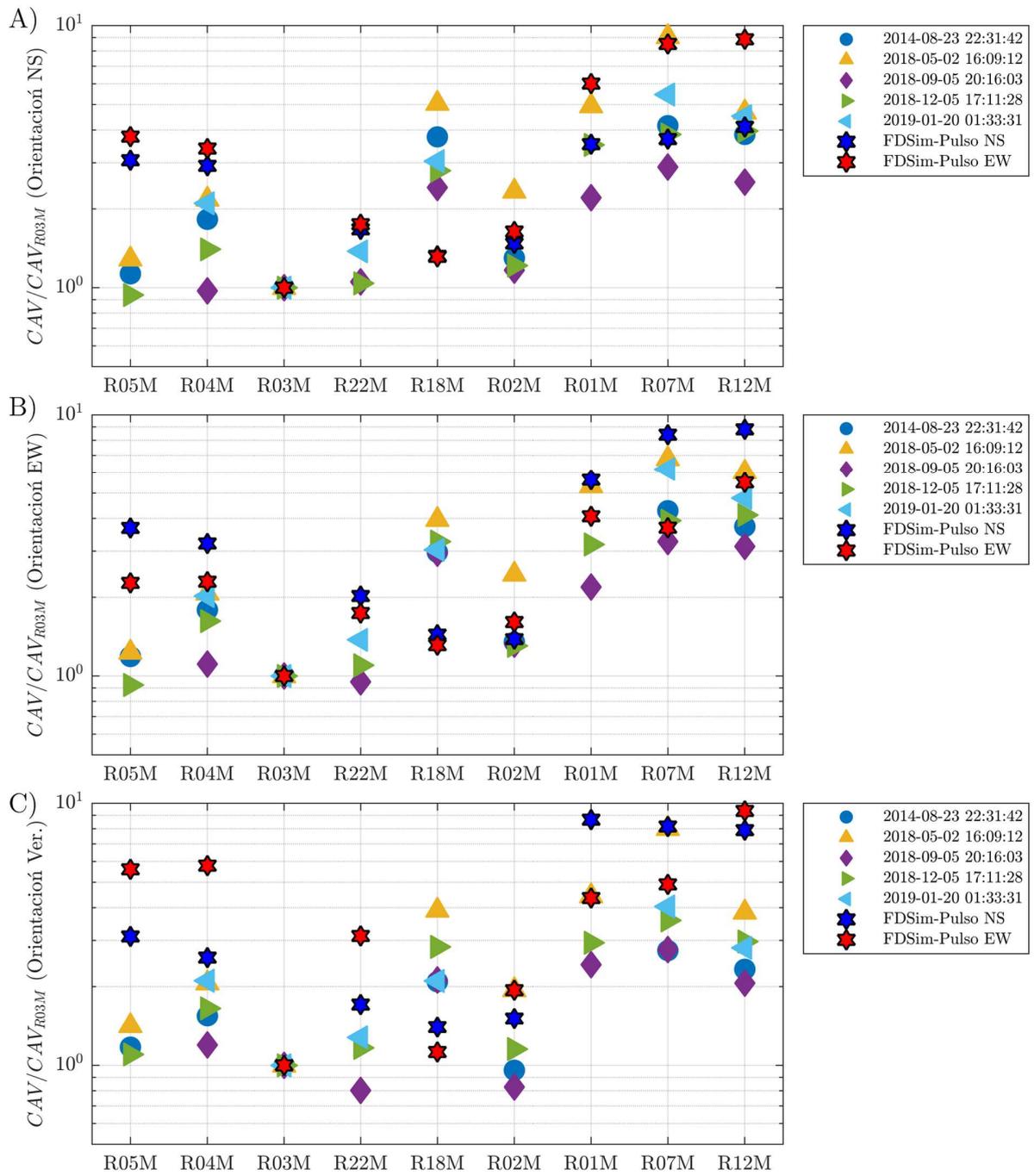


Figura 5.25: Comparación de la CAV de sismos reales y del modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, relativa a la estación sísmica R03M. A) componente NS de los registros, B) componente EW de los registros y C) componente vertical de los registros.

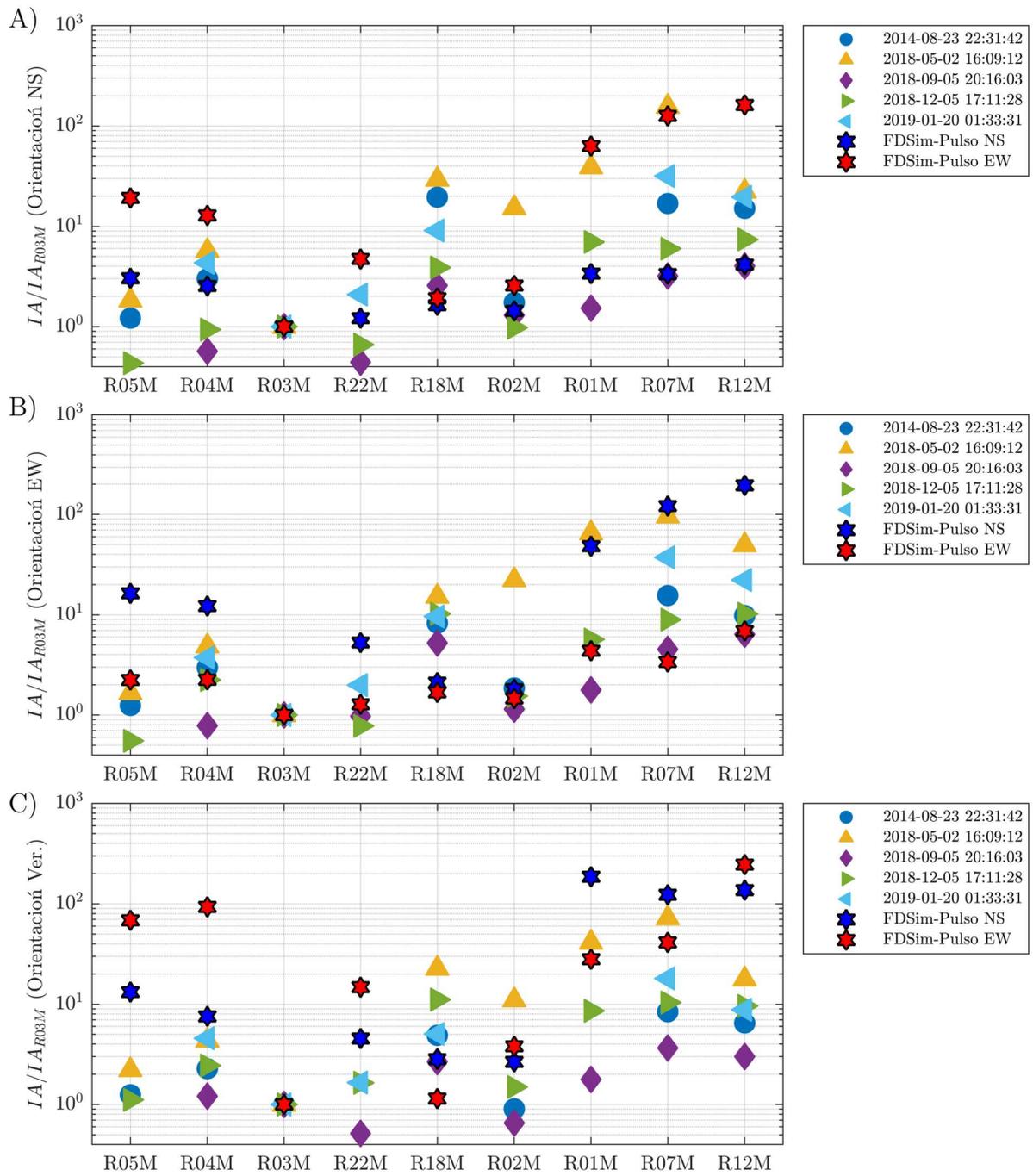


Figura 5.26: Comparación de la IA de sismos reales y el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, relativa a la estación sísmica R03M. A) componente NS de los registros, B) componente EW de los registros y C) componente vertical de ellos registros.

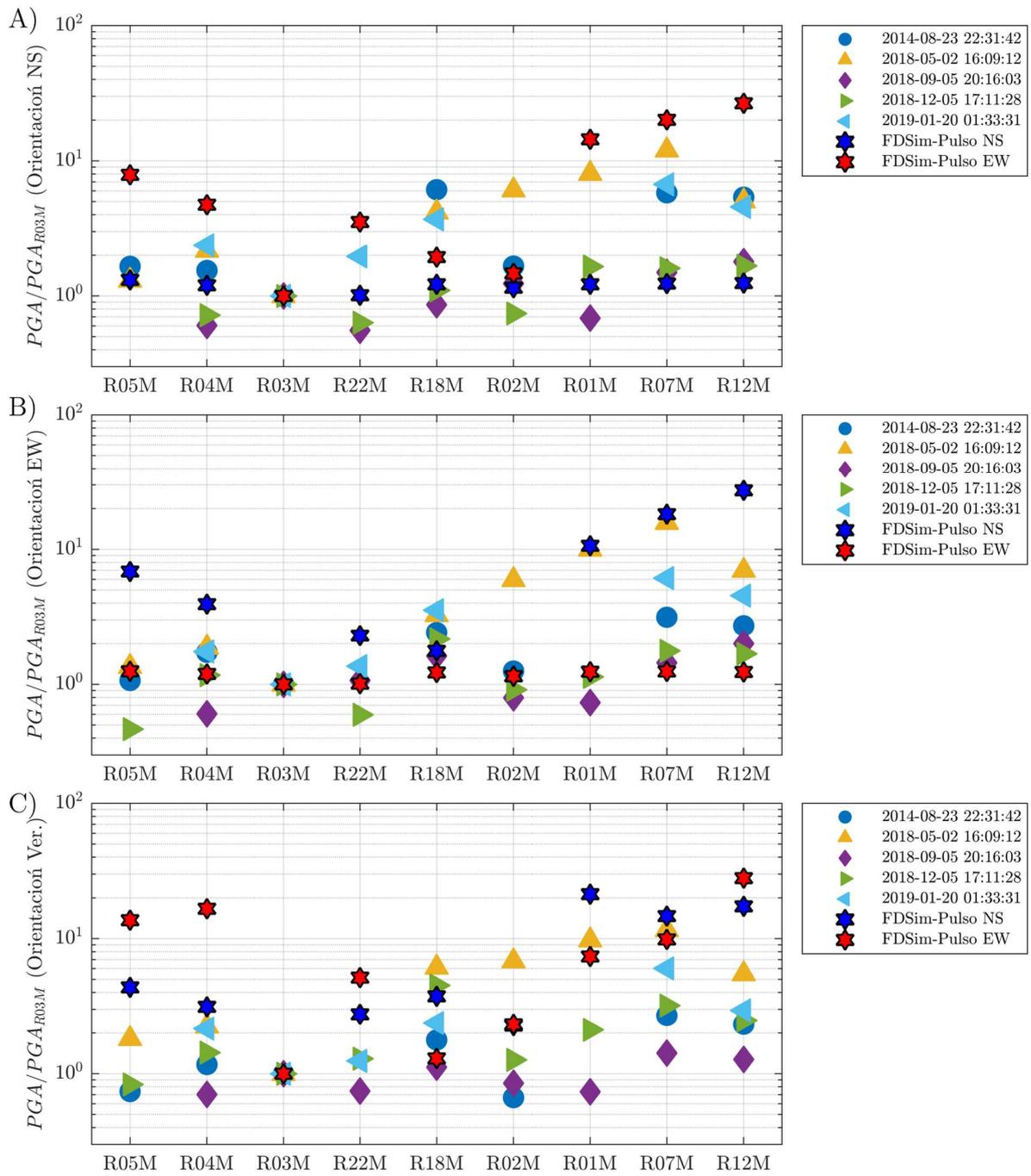


Figura 5.27: Comparación del PGV de sismos reales y el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, relativa a la estación sísmica R03M. A) componente NS de los registros, B) componente EW de los registros y C) componente vertical de ellos registros.

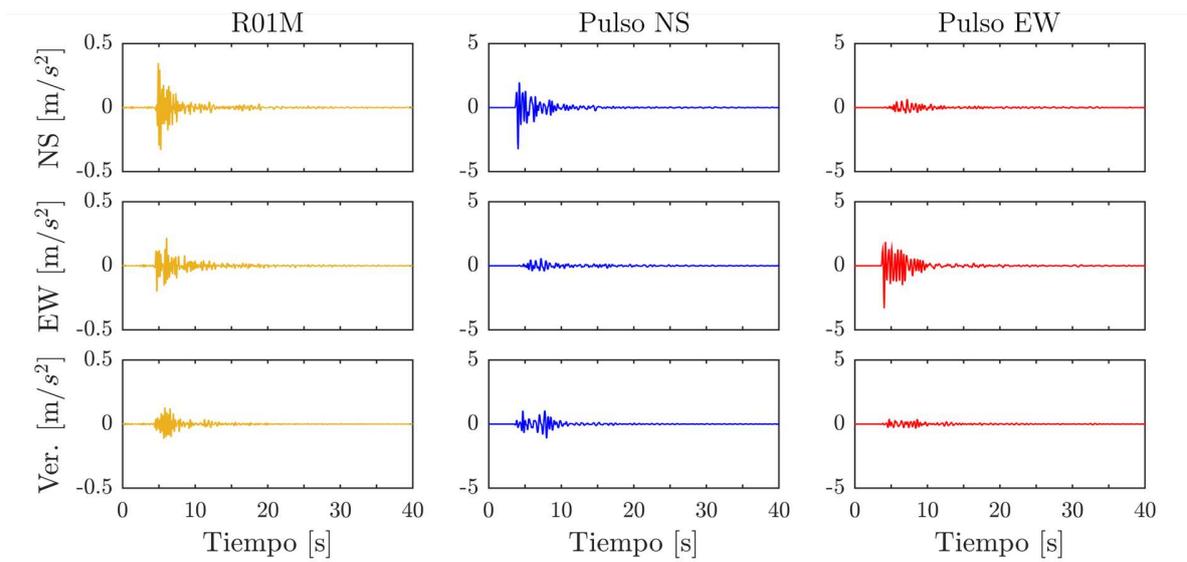


Figura 5.28: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R01M (Quilicura). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.

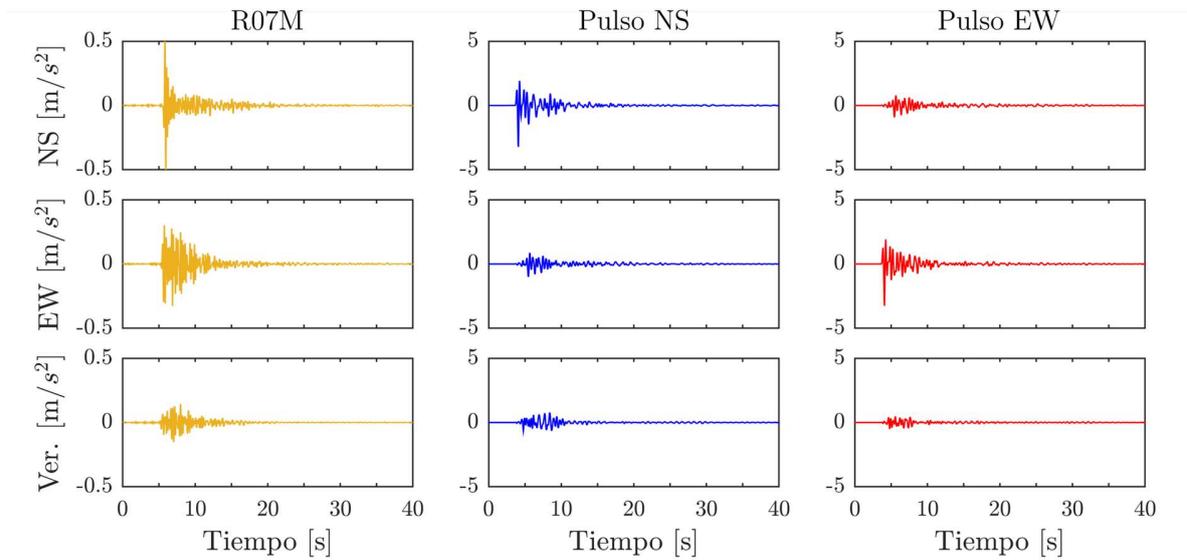


Figura 5.29: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R07M (Quilicura). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.

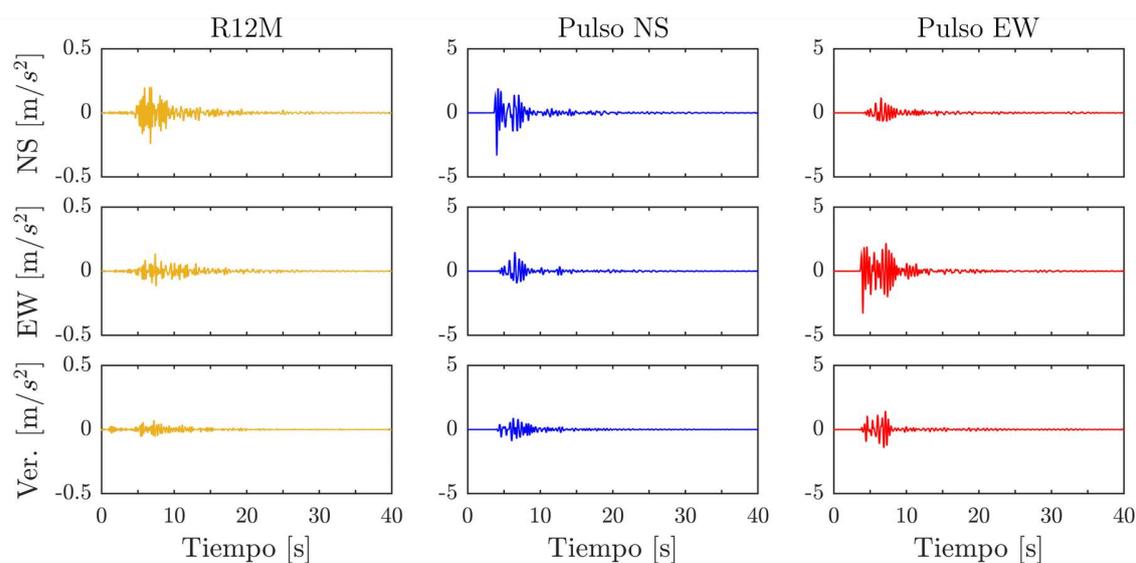


Figura 5.30: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R12M (Huechuraba). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.

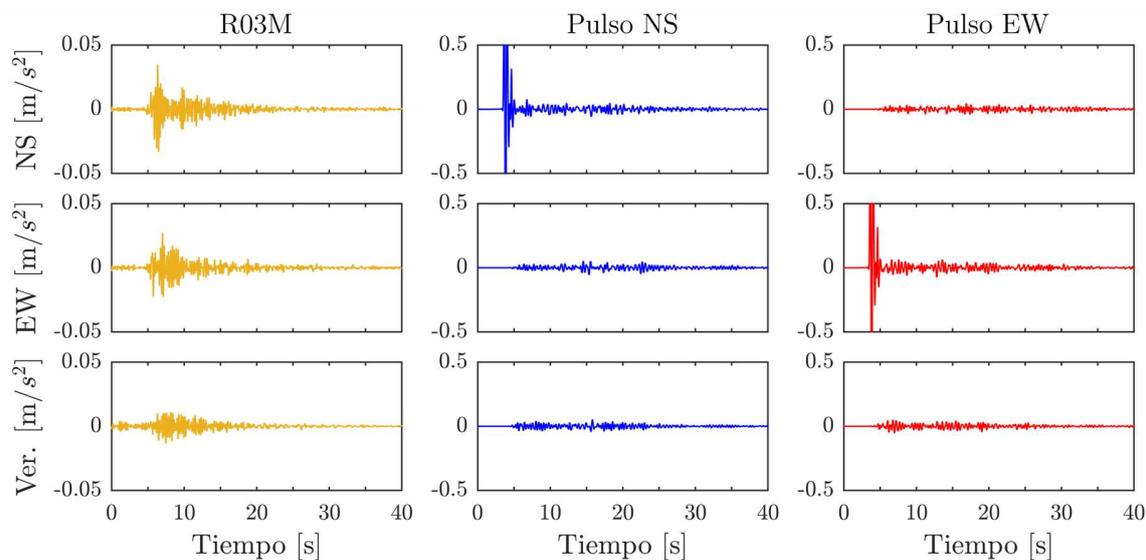


Figura 5.31: Comparación registro sísmico 2018-05-02 16:09:12 estación R03M (La Granja). La columna izquierda muestra los registros de la estación y las columnas central y derecha, las simulaciones para los pulsos polarizados en las direcciones NS y EW, respectivamente.

6. Discusión

6.1. Mapas Zonas HVSR

El mapa de zonas HVSR (Figura 3.24 y Tabla 3.14) presentó resultados análogos con otros autores (Pastén, 2007; Ruz & Finn, 2019), evidenciando que los suelos Finos del Noroeste de la Cuenca de Santiago tienden a presentar razones espectrales tipo 1, con una frecuencia predominante correlacionada directamente con las profundidades del basamento de Araneda et al. (2000). Por otro lado, las Pumicitas de Pudahuel y Maipú-Cerrillos presentan razones espectrales tipo 2, posiblemente a causa de dos grandes contrastes de velocidad en profundidad. En el caso de Pudahuel, las frecuencias predominantes más bajas tienden a presentar una mayor amplitud, contrario a lo observado en Maipú-Cerrillos, donde la frecuencia predominante mayor presenta la mayor amplitud. Los Conos de Deyección pueden ser divididos en dos zonas según los tipos de razones espectrales HVSR. Los HVSR tipo 4 están concentradas principalmente en las comunas de Las Condes, La Reina, Peñalolén y parte de la comuna de La Florida. En cambio, los HVSR tipo 1 se concentran en las comunas de Macul, Pedro Aguirre Cerda y en el límite comunal de La Florida-Puente-Alto, principalmente. Se presume que en estas comunas los Conos de Deyección se encuentran sobre estratos rígido de Gravas de los Ríos Maipo y Mapocho, generado un contraste de velocidad superficial. Para el caso de las Gravas se observa una tendencia a presentar razones espectrales tipo 4, las cuales en algunos casos tienden a presentar frecuencias predominantes de muy baja amplitud cercanas a 1 [Hz]. Para los HVSR tipo 3 no fue posible identificar frecuencias predominantes claramente definidas, y principalmente se distribuyen en algunos bordes cordilleranos y en mediciones cercanas al Río Maipo, posiblemente asociadas a depósitos de suelos muy heterogéneos.

Respecto al cálculo de las mediciones de HVSR se observa que los instrumentos sísmicos de menor frecuencia natural (ejemplo: Guralp y Lennartz), tienden a dilucidar de mejor forma las curvas de HVSR, permitiendo obtener de forma clara una frecuencia predominante, incluso en el caso de HVSR tipo 4, justificando la recomendación del SESAME (2004) de utilizar instrumentos de menor frecuencia natural con respecto a la frecuencia predominante esperada.

En general, las razones espectrales HVSR obtenidas siempre fueron una cota superior de las curvas obtenidas con el método RayDec, presentando ambas curvas frecuencias predominantes similares, lo cual concuerda con los resultados obtenidos por Hobiger (2011) y Poggi et al. (2012). Un sitio de medición en la comuna de Lampa, donde se desplegó un arreglo lineal de 4 Trominos (con una separación máxima de 110 [m]), presentó razones espectrales HVSR variables de un instrumento a otro, pero en cambio las curvas del obtenidas del método RayDec presentaron una curva muy similar para los cuatro instrumentos (Figura 6.1), permitiendo identificar una única frecuencia. La variación entre

los HVSR se atribuye a las ondas Love, dado que ha sido demostrado sus efectos en las amplitudes de la curva HVSR en otras investigaciones (Bonney-Claudet et al., 2008; Endrun, 2011).

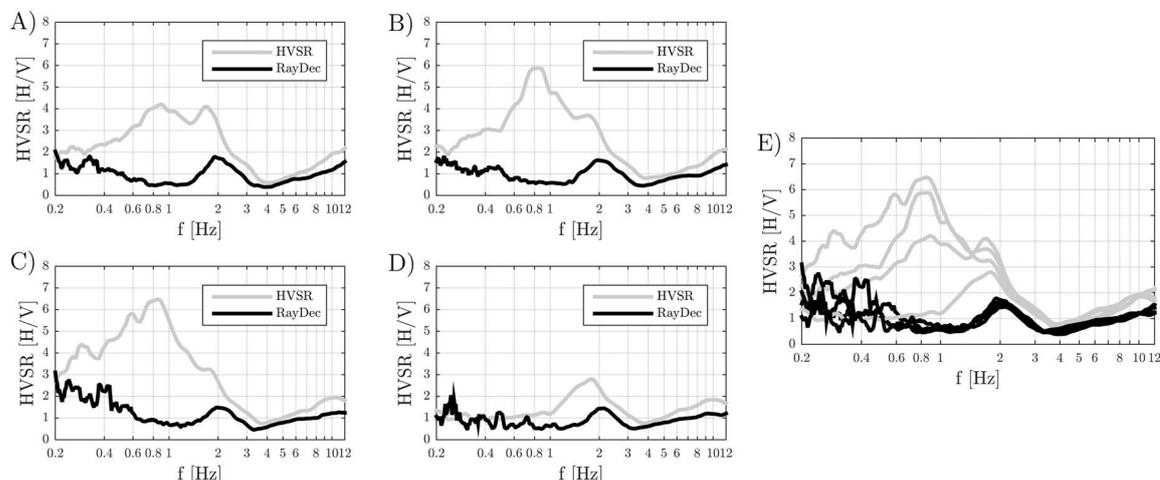


Figura 6.1: Mediciones de razones espectrales HVSR y curvas obtenidas de la metodología RayDec en la comuna de Lampa. A) Resultados medición Tromino 1. B) Resultados medición Tromino 2. C) Resultados medición Tromino 3. D) Resultados medición Tromino 4. E) Resumen de todas las mediciones

6.2. Perfiles de velocidad

Los suelos Finos del Noroeste y la Punicita presentaron correlaciones crudas de buena calidad en casi todos los casos, permitiendo definir con facilidad las curvas de dispersión de velocidad de fase, al contrario de las Gravas y Conos de Deyección, donde en algunas ocasiones no fue posible definir una curva de dispersión en los pares de Trominos. Sin embargo, en todos los tipos de suelos, se obtuvieron correlaciones cruzadas de buena resolución, al realizar mediciones cercanas a autopistas o avenidas transitadas por vehículos pesados, posiblemente a causa de los frentes de ondas superficiales generados por estos (Ketcham, 2004).

El proceso de inversión de los perfiles de velocidad solo presentó dificultades en perfiles con inversiones de velocidad en profundidad, puesto que en un principio fueron considerados como perfiles normalmente dispersivos (aumentan de velocidad en profundidad), obteniéndose perfiles de velocidad con profundidades de basamento que diferían en más de un 50% con las profundidades esperadas (Araneda et al., 2000; González et al., 2018). Sin embargo, una vez considera una inversión de velocidad en profundidad, los perfiles se ajustaban de mejor forma a las profundidades del basamento esperadas, con diferencias del orden del 10%. Por el contrario, los perfiles asociados a fuertes contrastes de velocidad en

profundidad no presentaron dificultades, y las profundidades de basamento obtenidas en estos perfiles se asemejaron a las profundidades de basamento rocoso estimadas por Araneda et al. (2000), particularmente en la comuna de Quilicura.

Dos perfiles de velocidad se destacan en el estudio, a causa de haber sido obtenidos mediante la combinación de las curvas de dispersión de velocidades de fase obtenidas de estaciones sísmicas fijas y portátiles (Trominos). En la Figura 6.2, se presentan los perfiles. El perfil de velocidades de Pumicita de Maipú-Cerrillos presentó un reto al momento de realizar la inversión conjunta de las curvas de elipticidad y curva de velocidad de fase, debido a que ambas curvas compartían puntos en el mismo espacio de frecuencias entre 2.0 y 6.0 [Hz] (Foti et al., 2014), dificultando la convergencia del perfil. En este caso, fue necesario modificar el espacio de búsqueda en repetidas oportunidades. Por otro lado, el perfil de gravas de Ñuñoa no presentó ningún inconveniente significativo en su proceso de inversión.

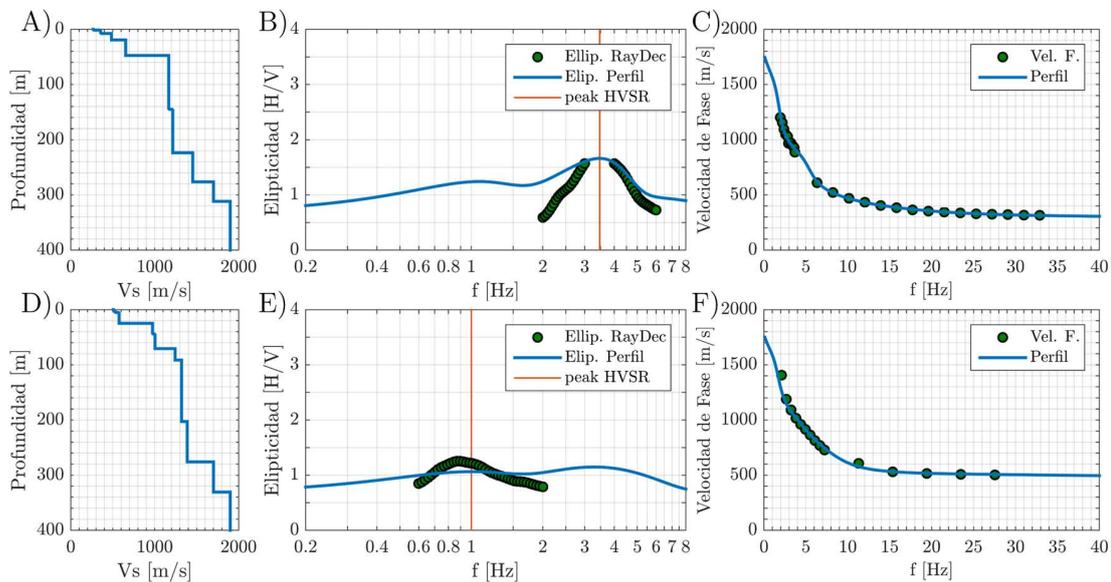


Figura 6.2: Se presentan los perfiles de velocidad definidos con curvas de velocidad de fase a baja frecuencias. A), B) y C) perfil de suelo ubicado en las Pumicitas de Maipú-Cerrillos, utilizando la curva de velocidad de fase obtenida por Salomón (2017) (R18M-DG30). D), E) y F) perfil de suelo ubicado en las gravas de la Ñuñoa, utilizando las curvas de velocidad de fase obtenidas con las estaciones fijas (Guralp 40T).

Para poder analizar y entender el comportamiento sísmico de los perfiles, fue necesario agruparlos según su V_{S30} y tipo de suelo, para posteriormente ser clasificados con la nueva normativa sísmica NCh433 (Tabla 3.17). De esta forma, los perfiles asociados a Gravas presentan el mejor comportamiento sísmico, en comparación con los demás grupos de suelos, a causa de sus altos valores de V_{S30} y bajo contrastes de velocidad en profundidad. En particular, resulta interesante analizar los perfiles de Gravas situadas en la comuna de Maipú en la zona de Transición identificada por Valenzuela (1978), donde el V_{S30} promedio fue de

416[m/s], siendo los valores de V_{S30} más bajo para gravas registrado en esta investigación. En general, las Pumicitas y los Conos de Deyección presentan una clasificación sísmica similar, pero las Pumicitas de Pudahuel presentan una clasificación más baja a causa de presentar una frecuencia predominante inferior a 1 [Hz] (producto de un fuerte contraste de velocidad en profundidad). Los suelos Finos del Noroeste presentaron la clasificación sísmica más baja a causa de su V_{S30} y sus marcadas frecuencias predominantes (HVSR). En la Tabla 6.1 se presentan las clasificaciones sísmicas obtenidas para las unidades de suelo. En particular, las Gravas de la zona de Transición anteriormente mencionadas clasifican entre suelos tipo B-D, y no B-C. En general, los V_{S30} obtenidos de los perfiles son similares a los presentados por Ruz & Finn (2019).

Tabla 6.1: Resumen clasificación sísmica perfiles de velocidad

Unidad de Suelo	Clasificación sísmica NCh433
Gravas	B-D
Finos	D-E
Pumicita	C-D
Conos de Deyección	C

6.3. Modelo de velocidades

Con los perfiles obtenidos a partir de la inversión conjunta, se definieron perfiles representativos de cada unidad de suelo identificada (Tabla 4.1), los V_{S30} de los perfiles calibrados son presentados en la Tabla 3.15, donde adicionalmente se indican la cantidad de perfiles referenciales utilizados para calibrarlos. Es posible ver que los suelos mejor caracterizados son las Gravas G1 y Finos del Noroeste F1, siendo también estos perfiles los que representan el máximo y mínimo valor de V_{S30} . Sin embargo, los perfiles de velocidad de los Finos del Noroeste F1 se concentran en las comunas de Quilicura y Huechuraba, sin contar con puntos de medición en otras comunas del sector. Las demás unidades de suelo no contaron con una cantidad significativa de puntos, pero sus valores de V_{S30} son afines con los obtenidos por Ruz & Finn (2019) en las mismas zonas.

Al momento de definir la profundidad del basamento rocoso del modelo asociado a las unidades de suelo Finos del Noroeste P1 y las Pumicitas P1 (de Pudahuel), se identificó que el basamento de Araneda et al. (2000) es compatible con el perfil de velocidad definido y las frecuencias predominantes de los HVSR, especialmente en la comuna de Quilicura, donde se obtuvo una profundidad de basamento máxima cercana a los 200 [m]. Con respecto a los volúmenes de suelos, se observa que en la zona de contacto entre Gravas y Finos del Noroeste se genera una inversión de velocidad, al estar las Gravas sobre los suelos Finos, semejante a los perfiles de gravas con inversión de velocidad en la comuna de Estación Central y Quilicura (G3, Figura 3.30).

6.4. Simulación numérica con FDSim3D

6.4.1. Respuesta de la superficie del modelo

La respuesta sísmica en superficie del modelo no presentó muchas diferencias entre los pulsos sísmicos NS y EW, al momento de comparar las componentes colineales a los pulsos entre sí y las componentes transversales. La medida de intensidad CAV evidenció que en los suelos Finos del Noroeste situados entre los cerros Renca y San Cristóbal (comunas de Huechuraba, Recoleta, Conchalí, Independencia y Quinta Normal) presentaron los mayores valores de intensidad relativa, seguidos por las otras zonas asociadas a los Finos del Noroeste, Pumicitas de Pudahuel, Conos de Deyección y las Gravas de la zona de Transición (G2) situadas en el borde cóncavo de roca generada por la cordillera de la costa situada en la comuna de Maipú. Finalmente, las Gravas de Santiago y las Pumicitas de Maipú-Cerrillos presentaron los valores más bajos de la CAV, tanto en sus componentes colineales a los pulsos sísmicos y componentes transversales, sin embargo, las componentes colineales a los pulsos sísmicos presentaron las diferencias relativas más significativas. La Intensidad de Arias presentó un comportamiento similar a de la CAV en las componentes colineales a los pulsos; en cambio, en las componentes trasversales no se presentó una diferencia marcada de los valores entre los Conos de Deyección y las gravas, en comparación con el CAV. En términos del PGV, las componentes colineales a los pulsos presentaron mayores valores en función de los valores más bajos de V_{S30} y en los contactos laterales con unidades con altos V_{S30} , con la excepción de la zona de Transición de suelos, donde ocurren inversiones de velocidad en profundidad, observándose valores similares a los encontrados en roca. Las componentes transversales del PGV son similares a las obtenidas con el CAV, pero las diferencias relativas entre los valores son menores. En general, la respuesta en superficie del modelo es coherente con las investigaciones de León (2017) y Vergara (2015), quienes concluyeron que los suelos del Noroeste de la Cuenca son más susceptibles a presentar amplificación sísmica, con respecto a otras unidades de suelo.

En cuanto a la duración de movimiento fuerte, se observaron los máximos valores en la zona asociada a las Pumicitas de Pudahuel, seguidas por los Finos del Noroeste y las Gravas situadas en la comuna de Ñuñoa y parte de las comunas de La Reina y Peñalolén, situadas sobre el epicentro de esa zona y en la zona de contacto con los Conos de Deyección.

Las frecuencias predominantes muestran pocas diferencias entre los resultados de los pulsos sísmicos, al comparar las componentes colineales y transversales con los pulsos sísmicos. Sin embargo, se observa que las componentes colineales con los pulsos sísmicos generan frecuencias predominantes menores a las de las componentes transversales, posiblemente a causa de los factores de calidad de onda Q_s y Q_p , los cuales calibran el amortiguamiento en función de la magnitud de la velocidad para el modelo constitutivo (Moczo et al., 2014).

6.4.2. Repuesta sísmica de secciones transversales

En las 4 secciones transversales, se observa que la duración de movimiento fuerte aumenta a menor velocidad de onda de corte y mayor profundidad de basamento y que en los contactos laterales de los suelos Finos del Noroeste y Pumicita de Pudahuel con el basamento rocoso se obtienen registros similares a los de un oscilador armónico amortiguado. Las Gravas presentaron la menor amplificación sísmica, mientras que los Finos del Noroeste presentaron las mayores, estos resultados son concordantes con los resultados de Pavez (2020). En términos de las funciones de transferencia, se comprueba que la frecuencia de repuesta de secciones transversales de suelo es determinada por la profundidad del basamento y velocidad de onda de corte (Bonney-Claudet et al., 2009; Cortés, 2018), donde es importante notar que en las secciones transversales EA y EB ocurre una discontinuidad en las frecuencias asociadas a variaciones lateral de velocidad de onda de corte.

6.4.3. Respuesta dinámica en profundidad

A excepción del perfil de Gravas de Ñuñoa, se observa que la frecuencia predominante de los perfiles no varía en profundidad; por consecuencia, las columnas de suelos oscilan en torno a la misma frecuencia en profundidad. Los perfiles de suelos Finos del Noroeste de las comunas de Quinta Normal y Huechuraba muestran que las F.T. colineales a los pulsos generan frecuencias menores a las de la elipticidad teórica y las F.T. de las componentes horizontales transversales a los pulsos tienen frecuencias similares a la de la elipticidad teórica. El perfil de suelos de Pumicita de la comuna de Pudahuel presentó una elipticidad teórica de doble peak, a causa del acoplamiento entre dos modos fundamentales (Knapmeyer-Endrun, 2018). En general, solo es posible identificar una frecuencia predominante claramente definida a partir de las F.T. colineales a los pulsos sísmicos, las cuales entregan una frecuencia menor a las de la elipticidad teórica. Los perfiles de velocidad de Pumicita y Conos de Deyección de las comunas de Maipú-Cerrillos y Pedro Aguirre Cerda comparten varias similitudes en las formas de sus F.T. y elipticidad teórica. En ambos casos, el segundo peak de la F.T. colineal con los pulsos sísmicos es afín con el peak de la elipticidad, y al analizar las F.T. en profundidad se da cuenta de que el segundo peak es producido en los primeros 40 [m] de los perfiles. Para el caso del perfil de Conos de Deyección de la comuna de Peñalolén se nota que ninguna de las F.T. se ajusta al peak de la elipticidad teórica, al igual que en el caso de las Gravas de Ñuñoa.

En general, las razones espectrales HVSR sintéticas no fueron capaces de dilucidar una frecuencia predominante. Una causa de este problema pudo ser la utilización de un registro muy corto, el cual no permite obtener una buena cantidad de ventanas de HVSR que permita definir con claridad la frecuencia predominante (SESAME, 2014)

6.4.4. Comportamiento dinámico de ondas superficiales

En base al perfil de velocidad analizado, se observó que los movimientos de partícula obtenidos son principalmente elípticos en el plano transversal vertical, representado posiblemente la suma de ondas Rayleigh y Love. Los movimientos de partícula en función de la frecuencia no muestran el cambio de polaridad del movimiento de las partículas esperado en torno al peak de la elipticidad teórica (Figura 2.17); no obstante, es posible identificar que los movimientos de partícula de las componentes colineales a los pulsos, en torno al peak de la elipticidad, presentan movimientos casi sin componente vertical, concordante con la teoría (Foti et al., 201*4).

Las secuencias de *snapshots* permitió evidenciar que los frentes de ondas superficiales son generados en los contactos laterales entre suelos y roca. Por consiguiente, también permitieron identificar que los bordes cóncavos de roca propician los rebotes de ondas y las interacciones constructivas y destructivas de estas, por el contrario de los bordes convexos.

6.4.5. Validación del modelo de velocidades

Los rangos de frecuencias de las zonas HVSR identificadas empíricamente son coincidentes con las frecuencias predominantes del modelo dinámico asociadas a los suelos Finos del Noroeste y Pumicitas de Pudahuel; en particular, con las frecuencias predominantes obtenidas de las F.T. transversales a los pulsos. Para el caso de las Pumicitas y Conos de Deyección sobre Gravas (P2 y C2), las frecuencias asociadas al segundo peak de las F.T. colineales a los pulsos están dentro del rango de sus zonas HVSR empíricas. Para el caso de las Gravas y Conos de Deyección no fue posible hacer una buena relación entre las frecuencias, puesto que las razones espectrales tienden a ser planas y el modelo no fue calibrado para que estos grupos de suelo se ajustaran a un rango frecuencias específico.

La comparación de la repuesta sísmica del modelo con sismos reales, mediante las medidas de intensidad CAV, IA y PVG relativos a la estación R03M (situada sobre Gravas en la comuna de La Granja), indica que las estaciones sísmicas asociadas a las comunas de Quilicura, Huechuraba y Pedro Aguirre Cerda presentan bastantes similitudes entre las componentes horizontales de los pulsos simulados y los sismos reales. También, se identifica que las diferencias relativas entre las estaciones sísmicas aumentan en las componentes transversales a los pulsos sísmicos.

Al comparar los registros del modelo con los registros del sísmico ocurrido el día 2 de mayo del 2018 al noreste de Farellones en las estaciones sísmicas asociadas a las comunas de Quilicura y Huechuraba, se nota una similitud en términos de forma con las componentes colineales a los pulsos; sin embargo, al comparar los registros de la estación R03M situada en grava, se aprecian grandes diferencias entre los registros.

7. Conclusiones y Recomendaciones

7.1. Conclusiones

7.1.1. Mapa HVSR y perfiles de velocidad

Las HVSRs permiten identificar de forma sencilla las frecuencias predominantes de las estructuras de suelo; sin embargo, es necesario realizar varias mediciones en los sitios de estudio, debido a que el método es susceptible presentar variaciones en la frecuencia predominante, según la ubicación y los frentes de onda superficiales presentes al momento de realizar las mediciones. En general, la utilización de instrumentos sísmicos de baja frecuencia natural permite obtener razones espectrales HVSR de buena calidad, que dilucidan frecuencias predominantes en razones espectrales de baja amplitud.

En cuanto a las razones espectrales HVSR de los suelos de la Cuenca de Santiago, se puede concluir lo siguiente:

- Los suelos Finos del Noroeste son caracterizados por presentar al menos una frecuencia predominante claramente definida entre los 0.3 [Hz] y 1.6 [Hz], la cual guarda directa relación con la profundidad del basamento rocoso.
- Las Pumicitas de Pudahuel presentan al menos dos frecuencias predominantes, ajustándose la de menor frecuencia en torno a los 0.4 [Hz] y la de mayor frecuencia en torno a los 1.5 [Hz] o 4.0 [Hz]. En particular, se observó que, en la comuna de Lo Prado, las HVSR tienden a ser bastante regulares entre sí, sin presentar grandes variaciones.
- Las Pumicitas de Maipú-Cerrillos presentan entre uno a dos frecuencias predominantes en torno a los 0.5 [Hz] y 3.5 [Hz].
- Los Conos de Deyección de las comunas de Macul y Pedro Aguirre Cerda se caracterizan por tener una frecuencia predominante claramente en torno a los 3.0 [Hz].
- Los Conos de Deyección de las comunas de Los Condes, La Reina, Peñalolén y La Florida presentan principalmente razones espectrales HVSR de muy baja amplitud donde no es posible obtener una frecuencia predominante.
- Las Gravas de toda la Cuenca presentaron razones espectrales HVSR de baja amplitud, la cuales no permiten definir una frecuencia predominante.

Respecto a las campañas de exploración geofísica, se da cuenta de que la realización de mediciones de 40 [min] con 4 Trominos en simultáneo es una opción muy eficiente para caracterizar las propiedades dinámicas de un sitio, dado que permite obtener la velocidad de fase y elipticidad de onda Rayleigh, a través de la correlación cruzada de ruido sísmico y la metodología RayDec. Permitiendo realizar inversiones de velocidad conjunta para obtener un perfil de velocidad de grandes profundidades.

La inversión conjunta de las curvas de velocidad de fase, elipticidad de onda Rayleigh y peak de HVSR es efectiva siempre que se acote el espacio de búsqueda del proceso de

inversión, y se estime previamente la forma del perfil esperado. La curva de elipticidad cumple un rol fundamental al momento de definir los contrastes de velocidad del perfil, dado que según su forma el perfil puede presentar un fuerte contraste de velocidad. En el caso de los suelos Finos del Noroeste, las curvas de elipticidad y dispersión de velocidad de fase casi siempre son coherentes entre sí, permitiendo que los perfiles generen un fuerte contraste de velocidad con el basamento rocoso, no así para las Gravas, donde no siempre se puede tener una buena concordancia entre las curvas, puesto que la elipticidad al no ajustarse a una frecuencia claramente definida solo cumple el rol de evitar que el perfil tenga un fuerte contraste de velocidad en profundidad.

Con respecto a los perfiles de velocidad de onda de corte de las unidades de suelo estudiados, se pueden resumir las siguientes observaciones:

- Los Finos del Noroeste presentan perfiles de velocidad con fuertes contrastes de velocidad, un V_{S30} promedio de 286 [m/s] y clasifican como suelos tipo D y E, según la nueva propuesta normativa sísmica NCh433.
- Las Pumicitas de Pudahuel presentan perfiles de velocidad con fuertes contrastes de velocidad y una leve inversión de velocidad en profundidad, tienen un V_{S30} promedio de 397 [m/s] y clasifican como suelos tipo D, según la nueva propuesta normativa sísmica NCh433.
- Las Pumicitas de Maipú-Cerrillos presentan un perfil de velocidad con un leve contraste de velocidad en los primeros 40 metros de profundidad, tienen un V_{S30} de 476 [m/s] y clasifican como suelo tipo C, según la nueva propuesta normativa sísmica NCh433.
- Los Conos de Deyección de la comuna de Pedro Aguirre Cerda presentan un perfil de velocidad con leve contraste de velocidad en los primeros 40 metros de profundidad, tienen un V_{S30} de 378 [m/s] y clasifican como suelo tipo C, según la nueva normativa sísmica NCh433.
- Los Conos de Deyección de las comunas de La Reina, Peñalolén y La Florida presentan perfiles de velocidad con bajos contrastes de velocidad en profundidad, tienen un V_{S30} promedio de 411 [m/s] y clasifican como suelo tipo C, según la nueva normativa sísmica NCh433.
- Las Gravas de la cuenca situadas en la zona de Transición de suelos (Pumicitas de Pudahuel-Gravas) presentan perfiles de velocidad con bajos contrastes de velocidad en profundidad, tienen un V_{S30} promedio de 416 [m/s] y clasifican como suelo tipo C y D, según la nueva normativa sísmica NCh433.
- Las Gravas Asociadas a las comunas de Estación Central y Quinta Normal presentan perfiles de velocidad con inversiones de velocidad, tienen un V_{S30} promedio de 560 [m/s] y clasifican como suelo tipo B y C, según la nueva normativa sísmica NCh433.
- Las gravas de Santiago presentan perfiles de velocidad con bajos contrastes de velocidad, tienen un V_{S30} promedio de 611 [m/s] y clasifican como suelo B y C, según la nueva normativa sísmica NCh433.

En general, se concluye que los suelos Finos del Noroeste la Cuenca de Santiago son las unidades de suelo más propensa a presentar una mayor demanda sísmica, producto de sus bajos valores de V_{S30} y sus fuertes contraste de velocidad con el basamento rocoso.

7.1.2. Modelo de velocidades y su repuesta sísmica

El modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago representa mejor los suelos Finos del Noroeste, en específico las comunas de Quilicura y Huechuraba, dada la cantidad de perfiles disponibles en esa zona y las mediciones de HVSR utilizadas para definir la profundidad de basamento. Para las gravas también se utilizó con una gran cantidad de perfiles; sin embargo, su profundidad de basamento no pudo ser definida en función de una frecuencia específica, a causa de sus bajos contrastes de velocidad en profundidad. Las Pumicitas y los Conos Deyección no cuentan con una cantidad suficiente de perfiles de velocidad referenciales; por lo tanto, es posible que estas zonas no sean bien representadas en el modelo.

La repuesta sísmica del modelo frente a los pulsos de Dirac filtrados presentó sus mayores intensidades sísmicas (CAV e IA) relativas en los suelos Finos del Noroeste, en sectores entre los cerros Renca y San Cristóbal, debido al contacto con bordes cóncavos de roca, los cuales propician el rebote de ondas superficiales. En otros bordes cóncavos de roca del modelo, se observan aumentos en las intensidades, como en las gravas situadas en la falda de la Cordillera de la Costa en la comuna de Maipú. En términos generales, se observa una muy baja diferencia entre las repuestas de los pulsos sísmicos, al comparar las componentes colineales y transversales. En cambio, se aprecia una relación directa entre el V_{S30} y las medidas de intensidad, puesto que al disminuir el V_{S30} las medidas de intensidad aumentan.

El PGV de las componentes colineales con pulsos sísmicos está relacionada principalmente a las velocidades de onda de corte en profundidad y sus variaciones laterales, obteniéndose los mayores valores en los contrastes más fuertes de velocidad lateral. Es importante notar que los perfiles de suelo con inversión de velocidad en profundidad (zona de transición) generan valores de PGV similares a los obtenidos en roca.

La duración significativa de los registros y sus frecuencias predominantes son determinadas por la profundidad del basamento y la velocidad de onda de corte en profundidad, donde las máximas profundidades de basamento combinadas con altos contrastes de velocidad en profundidad generan las mayores duraciones significativas y frecuencias predominantes más bajas. Estas características se encuentran principalmente en las zonas asociadas a las Pumicitas de Pudahuel. Las frecuencias predominantes de las Gravas presentaron la menor sensibilidad frente a la variación de profundidad de basamento, al igual que la duración significativa, puesto que sus altos valores de V_{S30} de las Gravas combinado con sus bajos contrastes de velocidad en profundidad, mitigan los efectos de amplificación sísmica.

Al comparar las frecuencias predominantes del modelo con las mediciones empíricas de HVSR, se obtienen valores similares en las zonas de los suelos Finos del Noroeste y Pumicitas de Pudahuel. En casos de las Pumicitas de Maipú-Cerrillos y los Conos de Deyección depositados sobre las Gravas de Santiago, sólo se ajusta parcialmente el segundo peak de las F.T. obtenidas de las componentes colineales con los pulsos sísmicos. Las frecuencias predominantes obtenidas a partir de las componentes colineales a los pulsos sísmicos son menores que las obtenidas de las otras componentes transversales horizontales. Esto se debe a las grandes deformaciones que generan los pulsos en una única dirección aumentando el amortiguamiento, por lo tanto, modificando el contenido de frecuencia de la respuesta del suelo asociada a la dirección de la deformación, desajustan a las frecuencias predominantes de las elipticidades teóricas. No obstante, las FT colineales a los pulsos siempre identifican claramente las frecuencias predominantes, al contrario de las FT de las otras componentes, y las razones espectrales HVSR, donde estas últimas no permitieron entregar una frecuencia predominante en la mayoría de los casos.

Contrastando la respuesta sísmica de la Cuenca de Santiago relativa a la estación sísmica R03M con la respuesta sísmica del modelo, se obtuvo un ajuste relativo entre las componentes horizontales de las estaciones sísmicas asociadas a las comunas de Quilicura, Huechuraba y Pedro Aguirre Cerda. Al comparar la forma de los registros sísmicos del evento del 2 de mayo de 2018 ocurrido a 22 km al Noroeste de Farellones, se observa que en los registros sísmicos de las comunas de Quilicura y Huechuraba hay similitudes con los registros obtenidos del modelo, principalmente en las componentes horizontales, no así para la estación R03M situada en Gravas.

7.2. Recomendaciones

- El método HVSR hoy en día es válido únicamente como un estimador de frecuencias predominantes, y no debe ser utilizado como un estimador de la elipticidad de onda Rayleigh, puesto que se dispone de métodos como el Raydec, los cuales son capaces de mitigar los efectos de las ondas Love, y entregar una buena representación de la curva de elipticidad.
- Se recomienda seguir estudiando los efectos del ruido sísmico de tránsito vehicular en las correlaciones cruzadas, para lo cual sería de gran utilidad implementar el criterio STA/LTA al momento de seleccionar las ventanas de los registros a correlacionar.
- Con la finalidad de validar y mejorar el entendimiento de las inversiones conjuntas, se recomienda contrastar las metodologías utilizadas en esta Tesis con resultados obtenidos de ensayos de exploración geofísica, que logren definir curvas de velocidad de fase que dilucidan el contacto entre el suelo y el basamento rocoso.
- Es importante seguir realizando mediciones a lo largo de la Cuenca de Santiago, en particular en las zonas asociadas las Pumicitas y Conos de Deyección, con la

particular intención de obtener más perfiles de velocidad e identificar posibles singularidades que permitan mejorar y validar las características del modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago.

- Se recomienda definir una fuente sísmica para la simulación numérica compatible con el ambiente sismogénico de la Cuenca, que permita comparar los resultados con eventos sísmicos reales.
- Se recomienda simular fuentes sísmicas reales en el modelo de velocidades de la Cuenca de Santiago, puesto que es necesario validar el comportamiento inelástico de las unidades de suelo, y verificar si las propiedades utilizadas son representativas.
- Los futuros estudios del modelo deben considerar la ejecución de modelo bidimensionales en el sector Noroeste de la Cuenca de Santiago, con la intención de comparar los efectos tridimensionales y bidimensionales sobre las unidades y determinar si es prioritario seguir realizando modelos tridimensionales en la Cuenca de Santiago, debido a sus altos requerimientos computacionales.

Bibliografía

- Aki, K., & Richards, P. G. (1980). *Quantitative seismology: Vol. II*. University Science Books, 2nd edition, 2002.
- Aki, K. (1957). *Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors*. Earthquake Research Institute, 415–456.
- Albarello, D., & Lunedei, E. (2010). Alternative interpretations of horizontal to vertical spectral ratios of ambient vibrations: New insights from theoretical modeling. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(3), 519–534. <https://doi.org/10.1007/s10518-009-9110-0>
- Araneda, M., Avendaño R., M. S., & Díaz Del Río, G. (2006). Chile y su relación con la hidrogeología. *Revista Geofísica*, 62, 29.
- Araneda, M., Avendaño R., M. S., & Merlo, C. (2000). Modelo Gravimetrico De La Cuenca de Santiago, Etapa III Final. IX Congreso Geologico Chileno, 2, 404 408.
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. HANSEN, R.(Editor). *Seismic Design for Nuclear Power Plant*. Cambridge, MA, The M.I.T. Press., 438–483.
- Bard P. & SESAME. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations-measurements, processing and interpretations, SESAME European research project EVG1-CT-2000-00026, deliverable D23.12. SESAME: Site EffectS Assessment Using AMbient Excitations, March, 1–62. <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>
- Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L. F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., Volant, P., & Verdugo, R. (2009). Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophysical Journal International*, 176(3), 925–937. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04020.x>
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P. Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., & Fäh, D. (2006). H/V ratio: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2), 827–837. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>
- Bonnefoy-Claudet, S., Köhler, A., Cornou, C., Wathelet, M., & Bard, P. Y. (2008). Effects of love waves on microtremor H/V ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 288–300. <https://doi.org/10.1785/0120070063>

- Burtin, A., Hovius, N., & Turowski, J. M. (2016). Seismic monitoring of torrential and fluvial processes. *Earth Surface Dynamics*, 4(2), 285–307. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-285-2016>
- Bustos, J. (2021). Simulation Of The Seismic Responce Of The Santiago Basin, Chile In Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile, Santiago, Chile, vol. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Mención Ingeniería Sísmica. Memoria para optar al título de Inge- niero Civil.
- Caldairou, R. (2013). Caracterización Del Periodo Fundamental De Una Zona Geológica Singular Denominada “Lengua De Macul” Del Gran Santiago.
- Comité NCh 433. (2018). Anteproyecto NCh 433 – Diseño Sísmico De Edificios. Asociación Chilena de Sismología e Ingeniería Antisísmica – ACHISINA.
- Cortés, M. (2018). 3D Physics-Based Numerical Scenarios For Earthquake Strong Ground Motion Prediction: The Case of the San Ramón Fault In Santiago De Chile Basin. <https://www.politesi.polimi.it/handle/10589/145614>
- Ekström, G., Abers, G. A., & Webb, S. C. (2009). Determination of surface-wave phase velocities across USArray from noise and Aki’s spectral formulation. *Geophysical Research Letters*, 36(18), 5–9. <https://doi.org/10.1029/2009GL039131>
- Emmerich, H., & Korn, M. (1987). Incorporation of Attenuation Into Time-Domain Computations of Seismic Wave Fields. *Geophysics*, 52(9), 1252–1264. <https://doi.org/10.1190/1.1442386>
- Endrun, B. (2011). Love wave contribution to the ambient vibration H/V amplitude peak observed with array measurements. *Journal of Seismology*, 15(3), 443–472. <https://doi.org/10.1007/s10950-010-9191-x>
- EPRI. (1991). Standardization of the cumulative absolute velocity. EPRI T R-100082 (Tier 2). Electrical Power Research Inst., Palo Alto, USA., 14.
- Espinosa, V. (n.d.). Respuesta Sísmica De Los Depósitos Ubicados En El Valle Del Río Maipo Entre Puente Alto Y San José De Maipo [DOCUMENTO EN ELABORACIÓN]. Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago, Chile. Memoria Para Optar Al Título De Geólogo
- Etemadsaeed, L., Moczo, P., Kristek, J., Ansari, A., & Kristekova, M. (2016). A no-cost improved velocity-stress staggered-grid finite-difference scheme for modelling seismic

- wave propagation. *Geophysical Journal International*, 207(1), 481–511. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw287>
- Fäh, D., Wathelet, M., Kristekova, M., Havenith, H., Endrun, B., Stamm, G., Poggi, V., Burjanek, J., & Cornou, C. (2009). Using Ellipticity Information for Site Characterisation. NERIES JRA4 “Geotechnical Site Characterization”, TaskB2-D4, Final Report.
- Fock, A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33o y los 34oS. Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Memoria para optar al Título de Geólogo.
- Foti, S., Lai, C., Rix, G. J., & Strobbia, C. (2014). Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization. In *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*. <https://doi.org/10.1201/b17268>
- Galis, M., Moczo, P., & Kristek, J. (2008). A 3-D hybrid finite-difference - Finite-element viscoelastic modelling of seismic wave motion. *Geophysical Journal International*, 175(1), 153–184. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03866.x>
- Gallipoli, M. R., & Mucciarelli, M. (2009). Comparison of site classification from VS30, VS10, and HVSR in Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), 340–351. <https://doi.org/10.1785/0120080083>
- Galvez, C. (2012). Microzonificación Sísmica En Los Sectores De Lampa Y Batuco, Region Metropolitana, Chile. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/111546>
- González, F. A., Maksymowicz, A., Díaz, D., Villegas, L., Leiva, M., Blanco, B., Vera, E., Contreras, S., Cabrera, D., & Bonvalot, S. (2018). Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: A 3D geophysical modelling in Santiago Basin area. *Basin Research*, 30(4), 799–815. <https://doi.org/10.1111/bre.12281>
- Gouveia, F., Viana da Fonseca, A., Gomes, R. C., & Teves-Costa, P. (2018). Deeper Vs profile constraining the dispersion curve with the ellipticity curve: A case study in Lower Tagus Valley, Portugal. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 109(March), 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.03.010>
- Guendelman, T., Saragoni, G. R., & Verdugo, R. (2012). Chilean emergency seismic design code for building after El Maule 2010 Earthquake. 15th World Conference on

- Haghshenas, E., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Atakan, K., Cara, F., Cornou, C., Cultrera, G., di Giulio, G., Dimitriu, P., Fäh, D., de Franco, R., Marcellini, A., Pagani, M., Rovelli, A., Savvaidis, A., Tento, A., Vidal, S., & Zacharopoulos, S. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), 75–108. <https://doi.org/10.1007/s10518-007-9058-x>
- Hobiger, M. (2011). *Polarisation des ondes de surface: Caractérisation, inversion et application à l'étude de l'aléa sismique*. Sciences-New York.
- Hobiger, M., Bard, P. Y., Cornou, C., & le Bihan, N. (2009). Single station determination of Rayleigh wave ellipticity by using the random decrement technique (RayDec). *Geophysical Research Letters*, 36(14). <https://doi.org/10.1029/2009GL038863>
- Hobiger, M., Cornou, C., Wathelet, M., di Giulio, G., Knapmeyer-Endrun, B., Renalier, F., Bard, P. Y., Savvaidis, A., Hailemikael, S., le Bihan, N., Ohrnberger, M., & Theodoulidis, N. (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: Sensitivity analysis and application to European strong-motion sites. *Geophysical Journal International*, 192(1), 207–229. <https://doi.org/10.1093/gji/ggs005>
- Hobiger, Manuel, le Bihan, N., Cornou, C., & Bard, P. Y. (2012). Multicomponent signal processing for rayleigh wave ellipticity estimation: Application to seismic hazard assessment. *IEEE Signal Processing Magazine*, 29(3), 29–39. <https://doi.org/10.1109/MSP.2012.2184969>
- Horta, I. (2019). *Estudio De Vulnerabilidad Sísmica De Estructuras Altas En El Sector Norponiente De Santiago Empleando Métodos De Identificación De Estructuras*. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/170977?show=full>
- Humire, F., Sáez, E., & Leyton, F. (2016). Combining active and passive multi-channel analysis of surface waves to improve reliability of Vs30 estimation using standard equipment using standard equipment. August 2014. <https://doi.org/10.1007/s10518-014-9662-5>
- Ketcham, S. A., Moran, M. L., & Lacombe, J. (2004). Seismic waves from light trucks moving over terrain. *Proceedings - Department of Defense High Performance Computing Modernization Program Users Group Conference, UGC 2004*, 65–70. https://doi.org/10.1109/dod_ugc.2004.42

- Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228–241.
- Kristek, J., & Moczo, P. (2014). FDSim3D - The Fortran95 Code for Numerical Simulation of Seismic Wave Propagation in 3D Heterogeneous Viscoelastic Media. www.cambridge.org/moczo. Download 06/11/2021, from: http://nuquake.eu/Computer_Codes/docs/User_Guide_for_FDSim3D_2.0.p
- Kristek, J., MOCZO, P., & ARCHULETA, RALPH. J. (2002). Efficient methods to simulate planar free surface in the 3d 4. 46(1988), 355–381.
- Kristek, J., Moczo, P., Bard, P. Y., Hollender, F., & Stripajová, S. (2018). Computation of amplification factor of earthquake ground motion for a local sedimentary structure. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2451–2475. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0358-0>
- Kristek, J., Moczo, P., Chaljub, E., & Kristekova, M. (2017). An orthorhombic representation of a heterogeneous medium for the finite-difference modelling of seismic wave propagation. *Geophysical Journal International*, 208(2), 1250–1264. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw456>
- Kristek, J., Moczo, P., Chaljub, E., & Kristekova, M. (2019). A discrete representation of a heterogeneous viscoelastic medium for the finite-difference modelling of seismic wave propagation. *Geophysical Journal International*, 217(3), 2021–2034. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz132>
- Kristek, J., Moczo, P., & Galis, M. (2009). A brief summary of some PML formulations and discretizations for the velocity-stress equation of seismic motion. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 53(4), 459–474. <https://doi.org/10.1007/s11200-009-0034-6>
- Lagos, J. Miguel. (2003). *Ignimbrita Pudahuel: caracterización geológico-geotécnica orientada a su respuesta sísmica*. Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Memoria para optar al Título de Geólogo
- León, J. (2017). *Avances Hacia Una Clasificación Sísmica De Estaciones Sismológicas Chilenas*. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/147261>.
- Leyton, F., Sepúlveda, S., Astroza, M., Rebolledo, S., González, L., Ruiz, R., Foncea, C., Herrera, M., & Lavado, J. (2010). Zonificación sísmica de la cuenca de Santiago.

- 10mo Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Asociación Chilena de Sismología e Ingeniería Antisísmica, January, 33–34.
- Lobkis, O. I., & Weaver, R. L. (2001). On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6), 3011–3017. <https://doi.org/10.1121/1.1417528>
- Makra, K., & Chávez-García, F. J. (2016). Site effects in 3D basins using 1D and 2D models: an evaluation of the differences based on simulations of the seismic response of Euroseistest. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 14(4), 1177–1194. <https://doi.org/10.1007/s10518-015-9862-7>
- Maufroy, E., Chaljub, E., Hollender, F., Kristek, J., Moczo, P., Klin, P., Priolo, E., Iwaki, A., Iwata, T., Etienne, V., de Martin, F., Theodoulidis, N. P., Manakou, M., Guyonnet-Benaize, C., Ptilakis, K., & Bard, P. Y. (2015). Earthquake ground motion in the Mygdonian Basin, Greece: The E2VP verification and validation of 3D numerical simulation up to 4 Hz. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1398–1418. <https://doi.org/10.1785/0120140228>
- Moczo, P., Kristek, J., & Halada, L. (2000). 3D fourth-order staggered-grid finite-difference schemes: Stability and grid dispersion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3), 587–603. <https://doi.org/10.1785/0119990119>
- Moczo, P., Kristek, J., Bard, P. Y., Stripajová, S., Hollender, F., Chovanová, Z., Kristeková, M., & Sicilia, D. (2018). Key structural parameters affecting earthquake ground motion in 2D and 3D sedimentary structures. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(6), 2421–2450. <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0345-5>
- Moczo, P., Kristek, J., Galis, M., Kristekova, M., Chaljub, E., Kaser, M., Klin, P., & Pelties, C. (2014). The finite-difference modelling of earthquake motions. In Cambridge University Press (Vol. 1). <https://doi.org/10.1017/CBO9781139236911>
- Molnar, S., Ventura, C. E., Boroschek, R., & Archila, M. (2015). Site characterization at Chilean strong-motion stations: Comparison of downhole and microtremor shear-wave velocity methods. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 79, 22–35. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2015.08.010>
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute Tokyo*, 30, 25–33.

- Nakata, N., Gualtieri, L., & Fichtner, A. (2019). Seismic Ambient Noise. In Cambridge University Press (Vol. 53, Issue 9).
- Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd Ser.)*, 24(1), 26–40. https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1_26. in Japanese with English abstract.
- Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., & Poli, P. (2016). Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise. *Engineering Geology*, 201, 57–66. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.12.021>
- Pastén, C. (2007). Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago. In Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Geotécnica. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.: Vol. Tesis para. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102937>
- Pastén, C., Salomón, J., Sáez, M., Ruiz, S., & Leyton, F. (2017). Deep shear wave velocity profiles of the Santiago Basin for evaluation of seismic response. *ICSMGE 2017 - 19th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, 2017-Septe(May 2019), 1565–1568.
- Pavez, D. (2020). Modelamiento Dinámico De Perfiles Geotécnicos Bidimensionales De Gran Escala En La Cuenca De Santiago. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/177318>
- Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., Wang, R., Leyton, F., Campos, J., & Zschau, J. (2010). Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: A comparison of proxies for seismic site conditions and amplification. *Geophysical Journal International*, 182(1), 355–367. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04613.x>
- Pilz, M., Parolai, S., Stupazzini, M., Paolucci, R., & Zschau, J. (2011). Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophysical Journal International*, 187(2), 929–945. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05183.x>
- Poggi, V., Fäh, D., Burjanek, J., & Giardini, D. (2012). The use of Rayleigh-wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: Application to the city of Lucerne, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1154–1172. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05305.x>

- Riga, E., Makra, K., & Pitilakis, K. (2016). Aggravation factors for seismic response of sedimentary basins: A code-oriented parametric study. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 91(September), 116–132. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2016.09.048>
- Ruz, F., & Finn, W. D. L. (2019). New Chilean seismic code and the use of Nakamura period for assessing damage potential. *Earthquake Geotechnical Engineering for Protection and Development of Environment and Constructions- Proceedings of the 7th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 2019, 4760–4767.
- Sáez, M. (2016). Correlación Cruzada De Ruido Sísmico Para La Obtención De Perfiles Profundos De Velocidad De Onda De Corte En La Cuenca De Santiago. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/138954>
- Salomón, J. (2017). Tomografía De Ruido Sísmico De La Cuenca De Santiago. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/149083>
- Salomón, J., Pastén, C., Ruiz, S., Leyton, F., Sáez, M., & Rauld, R. (2021). Shear wave velocity model of the Abanico formation underlying the Santiago city metropolitan area, Chile, using ambient seismic noise tomography. *Geophysical Journal International*, 225(2), 1222–1235. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa600>
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M. A., & Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186(1), 221–225. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05064.x>
- Santamarina, J. C., & Fratta, D. (2006). Discrete Signals and Inverse Problems. In *Discrete Signals and Inverse Problems*. <https://doi.org/10.1002/0470021896>
- Shapiro, N. M., & Campillo, M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7), 8–11. <https://doi.org/10.1029/2004GL019491>
- Stripajová, S., Moczo, P., & Kristek, J. (2018). Extensive Numerical Study on Identification of Key Structural Parameters Responsible for Site Effects. *16Ith European Conference of Earthquake Engineering*, June, 1–12.
- Thorne, L., & Wallace, T. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.

- Toledo, P. (2008). Sobre los Estados Resonantes de la Cuenca de Santiago. http://tesis.uchile.cl/tesis/uchile/2008/toledo_pp/sources/toledo_pp.pdf
- Trifunac, M., & Brady, A. (1975). On the correlation of seismic intensity scales with the peaks of recorded strong ground motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65, 139–162. <https://doi.org/10.1193/1.1586022>
- Valenzuela, G. (1978). Suelos de fundación del gran Santiago. *Boletín No 33*. <http://www.bibliotecanacionaldigital.gob.cl/bnd/631/w3-article-580989.html>
- Verdugo, R. (2009). Amplification phenomena observed in downhole array records generated on a subductive environment. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1–2), 63–77. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.03.014>
- Vergara, L. (2015). Relación Entre Las Propiedades Geológicas y Geotécnicas De La Cuenca De Santiago Y Los Daños Observados En El Terremoto Del 27 De Febrero Del 2010. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/137849>
- Vergara, L., & Verdugo, R. (2015). Geological and geotechnical conditions of the Santiago basin and its relation with the 27F earthquake damage distribution (In Spanish). *Obras y Proyectos*, 17, 52–59.
- Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2(4), 211–221. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2004018>
- Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations : surface-wave inversion. Liège University (Belgium), March, 1–177. <http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Array+recordings+of+ambient+vibrations++surface-wave+inversion#0>
- Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35(9), 1–5. <https://doi.org/10.1029/2008GL033256>
- Wathelet, M., Chatelain, J. L., Cornou, C., Giulio, G. di, Guillier, B., Ohrnberger, M., & Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A user-friendly open-source tool set for ambient vibration processing. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878–1889. <https://doi.org/10.1785/0220190360>

- Withers, M., Aster, R., Young, C., Beiriger, J., Harris, M., Moore, S., & Trujillo, J. (1998). A comparison of select trigger algorithms for automated global seismic phase and event detection. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 95–106.
- Zhu, C., Chávez-García, F. J., Thambiratnam, D., & Gallage, C. (2018). Quantifying the edge-induced seismic aggravation in shallow basins relative to the 1D SH modelling. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 115(November 2016), 402–412. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.08.025>

Apéndices

Apéndice A: Ejemplos de correlación cruzada

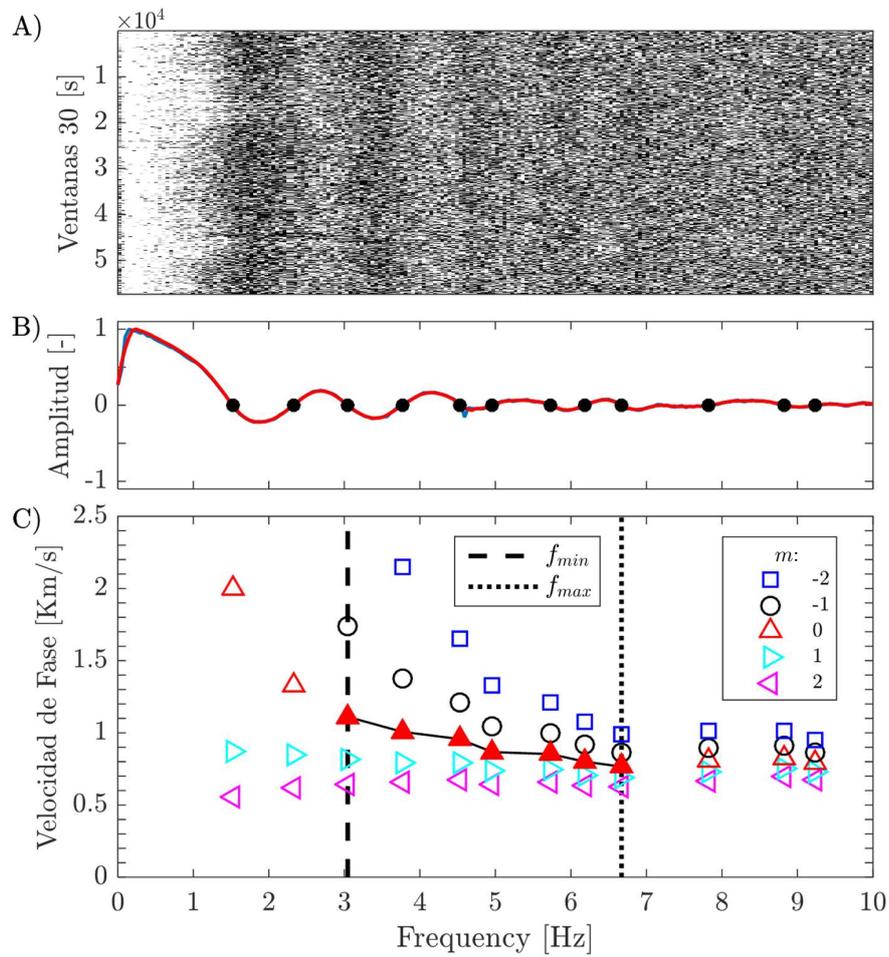


Figura A.1: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la comuna de Ñuñoa, utilizando registros de 24 horas. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 30 segundos y una superposición entre ventanas del 90% (overlap). B) función de Bessel. C) Velocidad de fase para distintos valores de m .

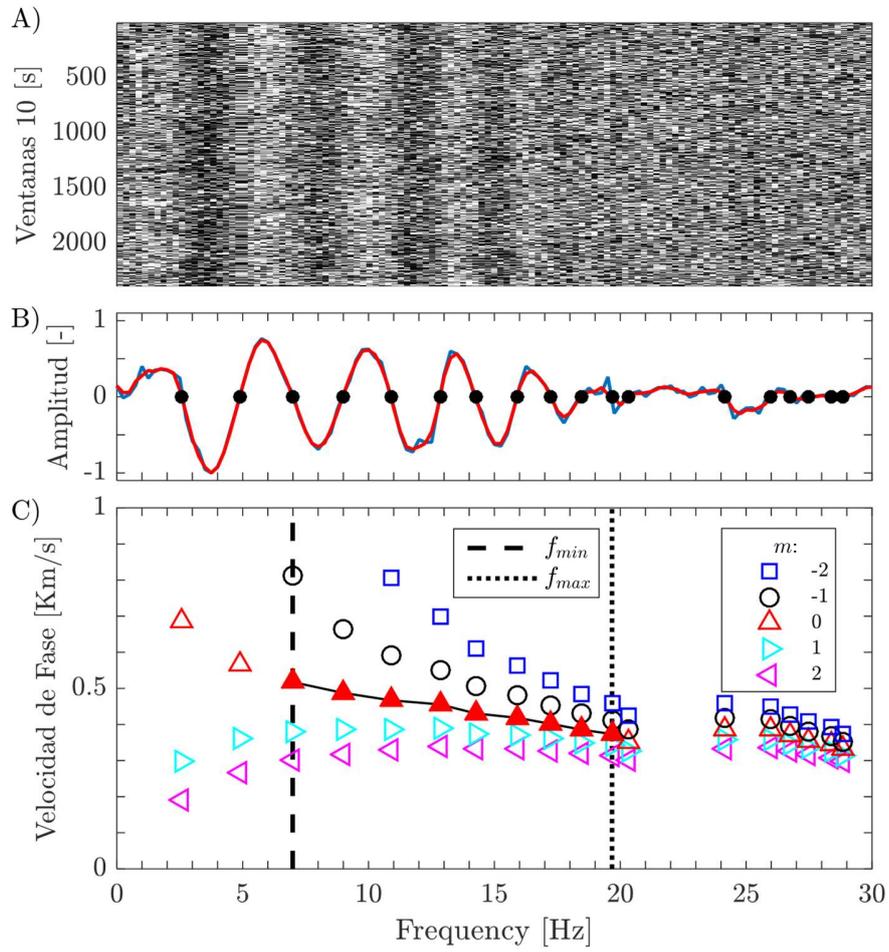


Figura A.2: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la comuna de Peñalolén, utilizando registros de 40 minutos. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 30 segundos y una superposición entre ventanas del 90% (overlap). B) función de Bessel. C) Velocidad de fase para distintos valores de m .

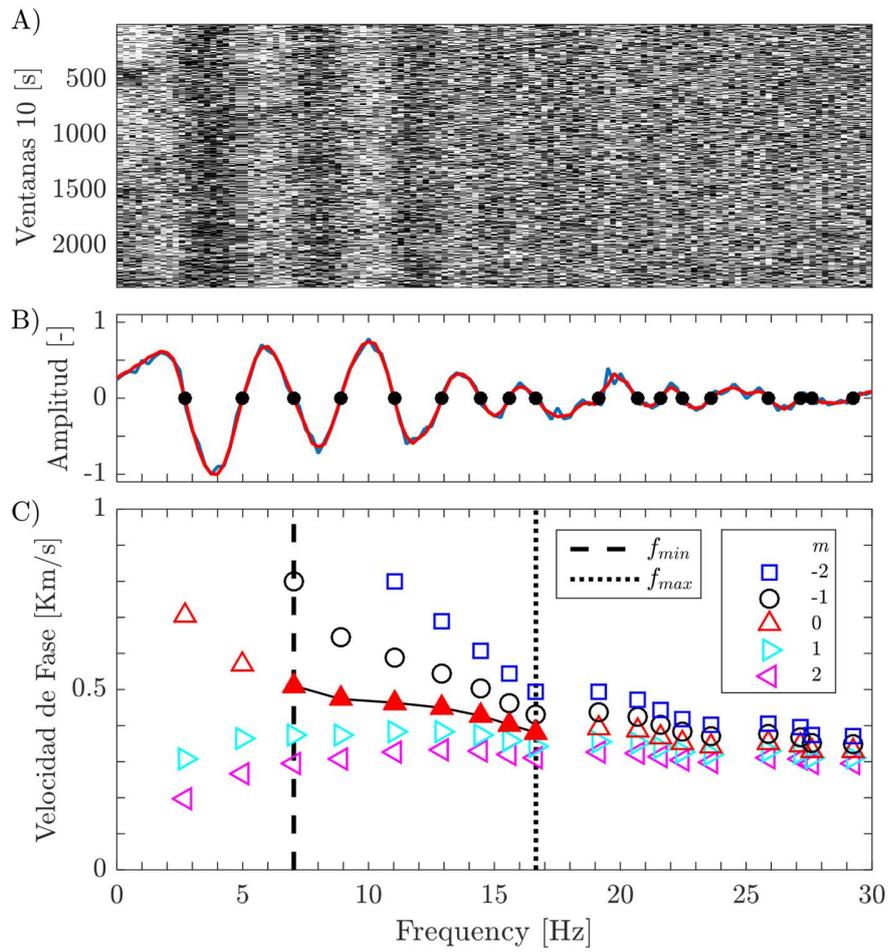


Figura A.3: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la comuna de Peñalolén, utilizando registros de 40 minutos. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 30 segundos y una superposición entre ventanas del 90% (overlap). B) función de Bessel. C) Velocidad de fase para distintos valores de m .

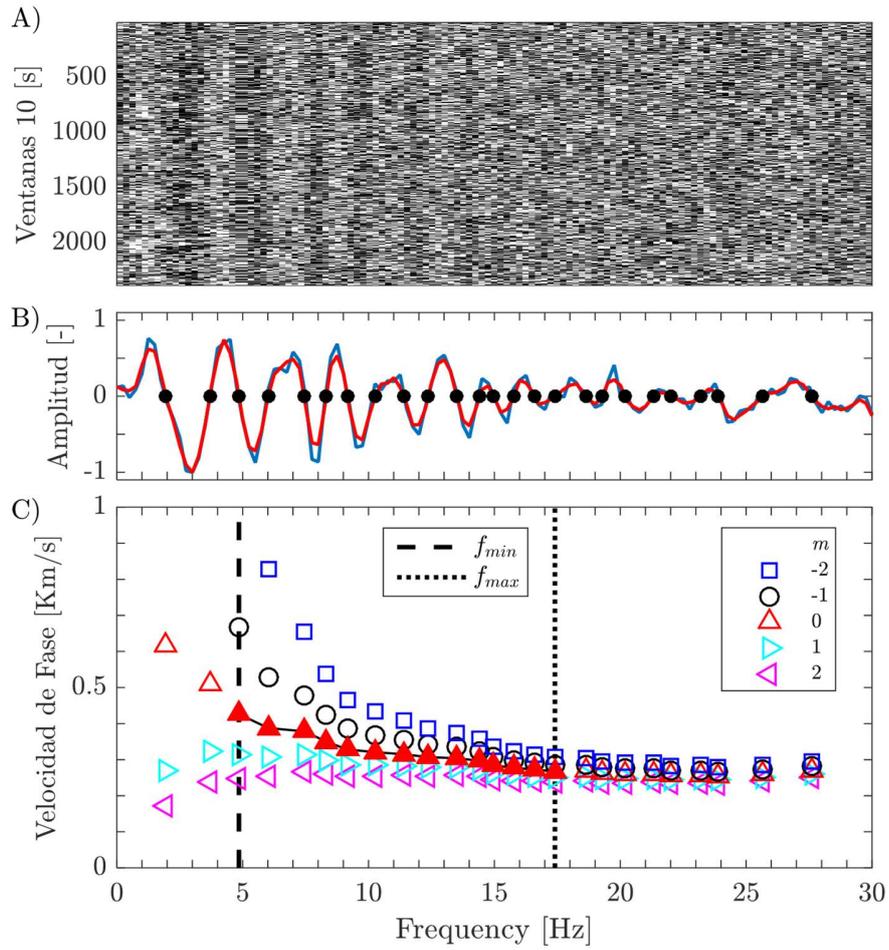


Figura A.4: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la comuna de Recoleta, utilizando registros de 40 minutos. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 30 segundos y una superposición entre ventanas del 90% (overlap). B) función de Bessel. C) Velocidad de fase para distintos valores de m .

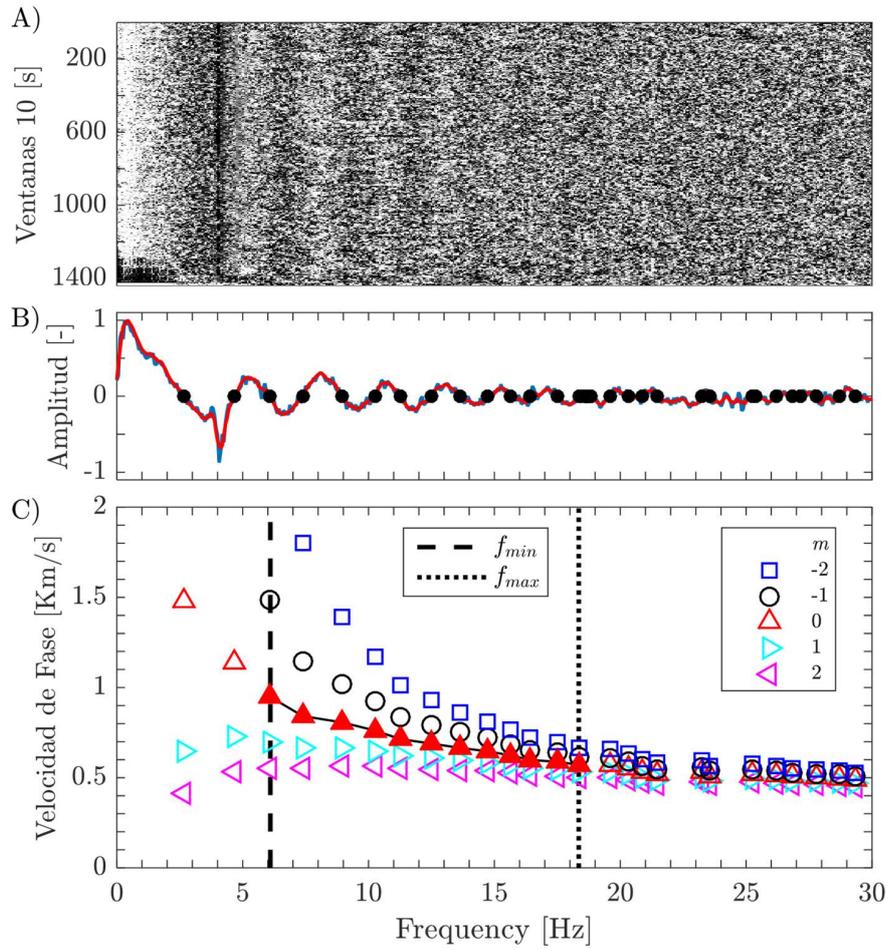


Figura A.5: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en el campus Antumapu, de la Universidad de Chile, utilizando registros de 24 minutos. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 30 segundos y una superposición entre ventanas del 90% (overlap). B) función de Bessel. C) Velocidad de fase para distintos valores de m .

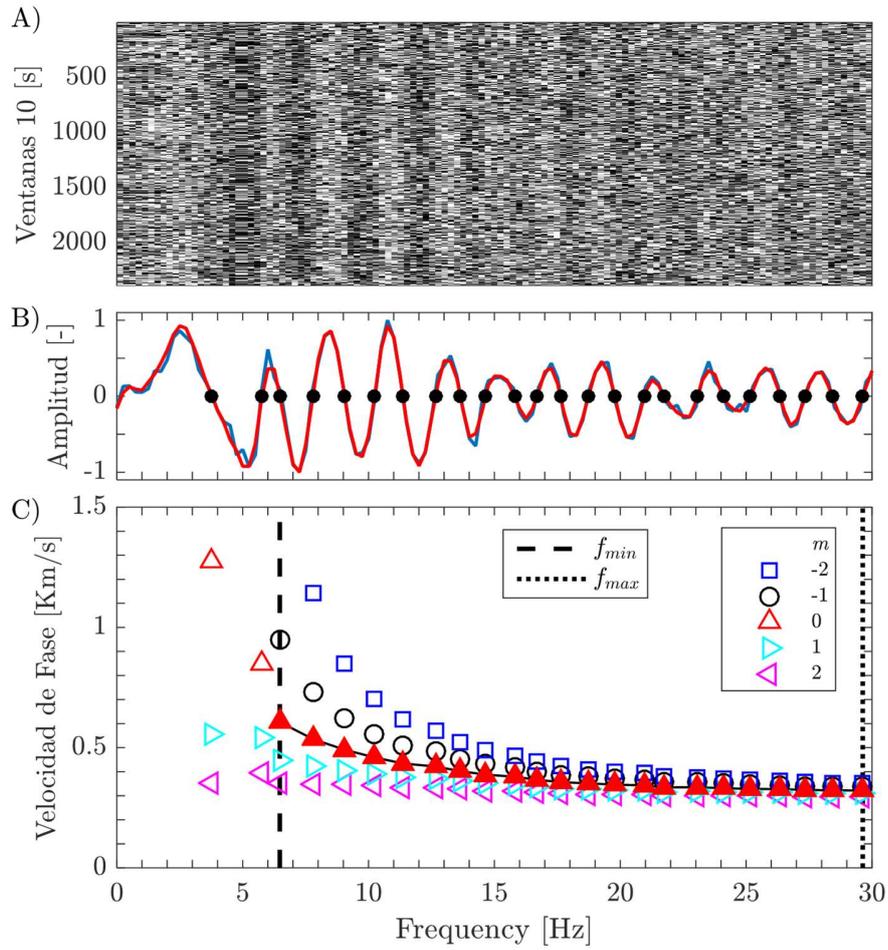


Figura A.6: Ejemplo de cálculo de la velocidad de fase para las estaciones situadas en la plaza central de la Comuna de Maipú, utilizando registros de 24 minutos. A) Correlación cruzada de ruido sísmico, ventanas de 30 segundos y una superposición entre ventanas del 90% (overlap). B) función de Bessel. C) Velocidad de fase para distintos valores de m .

Apéndice B: Ubicación HVSR calculados

Tabla B.1: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos A1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	23	0.92	9.00	347910	6304125
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	27	1.44	-	345374	6304912
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	23	1.16	5.90	344072	6307779
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	28	1.28	-	341533	6306819
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	1.28	-	348804	6302887
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	22	1.12	-	343017	6304998
Horta (2019)	Tromino 3G	1	34	0.92	-	342583	6307144
Horta (2019)	Tromino 3G	2	29	0.90	5.52	344451	6307383
Horta (2019)	Tromino 3G	1	21	1.54	-	344337	6307840
Este trabajo	Tromino 3G	1	60	1.28	-	345893	6305815
Este trabajo	Tromino 3G	1	46	1.15	-	344306	6307573
Este trabajo	Tromino 3G	1	53	1.20	-	349633	6304946
Este trabajo	Tromino 3G	1	50	1.00	-	340886	6309707
Este trabajo	Tromino 3G	2	71	1.22	5.76	340538	6308376
Este trabajo	Tromino 3G	1	65	0.87	-	340909	6307467
Este trabajo	Tromino 3G	1	77	1.24	-	340483	6307569
Este trabajo	Tromino 3G	1	21	1.00	-	339109	6306912
CSN	Nanometrics T.	1	88	1.52	-	340968	6307013
CSN	EpiSensor F. B.	1	192	1.10	-	349379	6304767
CSN	EpiSensor F. B.	2	29	1.00	5.80	342014	6307606
CSN	EpiSensor F. B.	2	39	0.80	2.50	343000	6307043

Tabla B.2: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos A2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.77	-	347492	6301131
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.50	-	345413	6302748
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	23	0.54	-	345239	6303196
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	23	0.76	-	344326	6304796
Este trabajo	Tromino 3G	1	26	0.80	-	347588	6305196
Este trabajo	Tromino 3G	1	30	0.77	-	346228	6304780
CSN	EpiSensor F. B.	2	61	0.54	3.00	345953	6303458

Tabla B.3: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos A3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	1	26	0.43	-	343378	6301514
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	2	20	0.43	1.30	342325	6299396
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	1	20	0.40	-	342564	6300285
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	1	22	0.40	-	341765	6301166
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	1	20	0.48	-	342937	6302640

Tabla B.4: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos A4.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	26	0.32	1.10	334675	6307145
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.33	-	336078	6307701
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	21	0.40	1.00	335267	6304722
Este trabajo	Tromino 3G	1	44	0.40	-	338538	6308253
Este trabajo	Tromino 3G	1	63	0.50	-	336513	6305588
CSN	EpiSensor F. B.	2	80	0.35	4,9	333148	6305365

Tabla B.5: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos B1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	20	1.16	4.00	341611	6303578
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	22	4.55	-	340231	6302886
CSN	Nanometrics T.	1	627	0.93	-	340775	6301914

Tabla B.6: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos B2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	2	23	0.38	0.69	336233	6303964
Pastén (2007)	lennartz 5seg.	2	20	0.40	0.79	336652	6302593

Tabla B.7: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos B3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	21	0.95	2.00	332288	6309861
Este trabajo	Tromino 3G	1	36	1.60	-	332218	6308745

Tabla B.8: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos B4.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	31	0.84	-	327791	6316267
Este trabajo	Tromino 3G	3	25	1.40	-	326033	6314503

Tabla B.9: Ubicación y características puntos zona HVSR Finos B5.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pavez (2020)	Tromino 3G	3	57	-	-	337473	6321210
Pavez (2020)	Tromino 3G	1	59	2.51	-	337290	6319781
Este trabajo	Tromino 3G	1	67	1.79	-	337628	6314047
CSN	Nanometrics T.	2	87	0.45	2.00	338860	6317971
CSN	EpiSensor F. B.	2	56	1.30	5.30	335339	6323422

Tabla B.10: Ubicación y características puntos zona HVSR Pumicitas A1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	22	1.36	3.13	339659	6299493
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	25	0.36	1.04	338767	6300443
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	27	3.10	-	340223	6297735
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	24	0.46	2.80	338066	6298180
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	24	0.36	2.70	337979	6299330
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	27	0.44	3.00	342088	6298257
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	26	0.48	3.10	342073	6298056
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	22	0.48	2.80	341796	6298814
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	22	0.85	2.50	340941	6299391
CSN	Nanometrics T.	2	388	0.44	3.16	342120	6297639
CSN	EpiSensor F. B.	2	24	0.40	2.41	341963	6296578

Tabla B.11: Ubicación y características puntos zona HVSR Pumicitas A2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	24	0.40	1.40	338357	6300572
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	24	0.36	1.30	336474	6298613
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	28	0.36	1.20	335583	6299570
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	25	0.38	1.30	335548	6298941
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	22	0.36	-	336558	6298165
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	22	0.38	1.25	334536	6299365
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.42	-	334841	6296289
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	22	0.39	1.23	332235	6304936
Este trabajo	Tromino 3G	2	68	0.42	1.90	335865	6297933
Este trabajo	Tromino 3G	1	61	0.41	-	328908	6301505
CSN	Nanometrics T.	2	420	0.40	7.01	336379	6297644

Tabla B.12: Ubicación y características puntos zona HVSR Pumicitas A3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	3	19	4.70	-	340472	6292911
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	21	0.48	3.70	337160	6292503
Este trabajo	Tromino 3G	1	42	3.50	-	337474	6290717
CSN	Nanometrics T.	2	477	0.52	3.50	336615	6292476
CSN	EpiSensor F. B.	2	151	0.34	2.80	337567	6290979

Tabla B.13: Ubicación y características puntos zona HVSR Pumicitas B1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	24	0.72	-	328994	6298475
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	24	0.56	-	325818	6298392

Tabla B.14: Ubicación y características puntos zona HVSR Pumicitas B2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	25	0.75	-	329660	6292458
Pavez (2020)	Tromino 3G	1	54	1.42	-	328875	6290048

Tabla B.15: Ubicación y características puntos zona HVSR Pumicitas B3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Espinosa (2020)	Tromino 3G	3	23	6.30	-	358060	6282597
Espinosa (2020)	Tromino 3G	1	66	3.40	-	357167	6282511
CSN	EpiSensor F B.	1	25	2.80	-	356022	6283518

Tabla B.16: Ubicación y características puntos zona HVSR Conos A1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Caldairou (2013)	Tromino 3G	1	24	3.43	-	352168	6292826
Caldairou (2013)	Tromino 3G	1	21	3.56	-	352229	6293010
Caldairou (2013)	Tromino 3G	1	31	3.45	-	352271	6292789
Caldairou (2013)	Tromino 3G	1	23	4.02	-	350794	6293617
Caldairou (2013)	Tromino 3G	1	38	3.48	-	351961	6293192
Caldairou (2013)	Tromino 3G	1	31	3.49	-	351839	6293372
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	3.31	-	350886	6293295
Este trabajo	Tromino 3G	1	61	2.60	-	344770	6293735
CSN	Nanometrics T.	4	51	4.16	-	346566	6294458

Tabla B.17: Ubicación y características puntos zona HVSR Conos A2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	29	0.46	-	355523	6295143
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.50	-	356458	6291604
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.60	-	355457	6297721
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	21	0.47	-	355454	6293436
Pastén (2007)-CSN	SSA-1-I	1	39	0.53	-	356065	6296369
Este trabajo	Tromino 3G	4	28	0.52	-	355447	6293883

Tabla B.18: Ubicación y características puntos zona HVSR Conos A3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	0.88	-	355959	6289736
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	22	0.88	-	359170	6297547
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	24	0.68	-	358664	6292490
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	-	-	357130	6302092
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	-	-	357110	6294852
Pastén (2007)-CSN	EpiSensor F. B.	4	27	-	-	357959	6294674
Pastén et al. (2017)	Tromino 3G	4	48	0.76	-	356177	6300071
CSN	Nanometrics T.	4	132	-	-	357045	6293937
CSN	Nanometrics T.	4	124	-	-	356597	6288920
CSN	Nanometrics T.	4	262	-	-	356496	6301157
CSN	Nanometrics T.	4	272	0.83	-	359067	6296433
Este trabajo	Guralp 40T	1	112	6.50	-	356185	6299670
Este trabajo	Guralp 40T	4	523	-	-	358535	6300373
CSN	EpiSensor F. B.	4	32	0.47	-	358045	6296712
CSN	EpiSensor F. B.	4	63	-	-	357556	6298887
CSN	EpiSensor F. B.	1	984	3.90	-	359909	6293289

Tablas B.19: Ubicación y características puntos zona HVSR Conos B1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	4.42	-	354774	6289086
Este trabajo	Tromino 3G	1	28	5.75	-	355075	6285555
Este trabajo	Tromino 3G	1	61	1.75	5.50	355075	6285555
Este trabajo	Tromino 3G	1	71	1.77	-	355890	6286102
Este trabajo	Tromino 3G	1	31	3.26	-	355636	6286990
Este trabajo	Tromino 3G	1	50	5.75	-	353858	6287491

Tabla B.20: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas A1 – Parte 1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	0.38	-	344764	6284387
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	26	0.32	-	345021	6286528
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	26	1.00	-	343552	6286679
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	25	0.82	-	346502	6288199
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	26	0.83	-	351030	6287493
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	25	0.90	-	351745	6286156
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	26	0.30	-	353101	6285780
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	28	1.15	-	349351	6289787
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	23	-	-	348047	6282785
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	21	-	-	347793	6283166
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	-	-	347172	6282981
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	27	-	-	348146	6283214
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	27	-	-	348256	6283775
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	22	0.90	-	348606	6284755
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	1.00	-	346471	6281565
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	25	0.99	-	347694	6281431
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	23	1.00	-	342590	6288706
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	29	1.00	-	344466	6290180
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	24	1.14	-	350204	6293189
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	23	-	-	338493	6287527
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	21	0.37	0.96	349999	6283328
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	28	3.80	-	354146	6280849

Tablas B.21: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas A1 – Parte 2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	25	-	-	351782	6283697
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	28	-	-	339492	6286349
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	22	-	-	340758	6284791
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	21	1.00	-	341444	6282931
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	0.55	-	343702	6281952
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	21	1.15	-	341792	6287541
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	29	0.82	-	347680	6293370
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	26	0.92	-	347255	6290617
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	25	0.98	-	348085	6286679
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	28	0.48	-	335116	6288937
Pastén et al. (2017)	Tromino 3G	4	45	1.00	-	348436	6284743
Este trabajo	Tromino 3G	4	43	1.20	-	352793	6286428
Este trabajo	Tromino 3G	4	71	0.43	-	335845	6287162
Este trabajo	Tromino 3G	4	65	0.46	-	349254	6278654
Este trabajo	Tromino 3G	4	76	0.87	-	350700	6289077
Este trabajo	Tromino 3G	4	78	0.99	-	342441	6292896
CSN	Nanometrics T.	4	707	4.50	-	344420	6285546
CSN	Nanometrics T.	4	450	4.90	-	346206	6288145
CSN	Nanometrics T.	4	649	1.66	-	347369	6285399
CSN	Nanometrics T.	4	831	-	-	351476	6287300
CSN	Nanometrics T.	4	649	0.96	3.80	354110	6282020
CSN	EpiSensor F. B.	4	21	-	-	350268	6289920

Tabla B.22: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas A2 – Parte 1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	25	0.90	-	345440	6296731
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	22	0.87	-	345784	6296610
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	26	1.00	-	346419	6300561
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	23	0.70	-	354854	6298062
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	-	-	353549	6301368

Tabla B.23: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas A2 – Parte 2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	22	-	-	349759	6296939
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	21	0.37	-	350586	6297142
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	-	-	351672	6299924
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	22	0.95	-	356923	6305212
Este trabajo	Tromino 3G	4	72	0.96	-	345772	6296378
Este trabajo	Tromino 3G	4	61	1.00	-	352575	6298189
Este trabajo	Tromino 3G	1	69	0.40	-	354245	6303250
Este trabajo	Guralp 40T	4	636	1.00	-	353129	6298068
Este trabajo	Guralp 40T	4	639	1.00	-	353522	6297756
Este trabajo	Guralp 40T	4	697	0.98	-	352580	6297675
CSN	Nanometrics T.	1	85	0.94	-	345367	6296781
CSN	Nanometrics T.	4	475	0.42	-	354245	6303996
CSN	Nanometrics T.	4	710	0.84	-	352983	6295521
CSN	Nanometrics T.	4	71	0.88	-	346472	6296156
CSN	EpiSensor F. B.	4	54	-	-	351471	6295297

Tabla B.24: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas A3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	23	0.56	1.90	328396	6279524
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	22	1.02	1.50	339443	6279741
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	22	0.44	-	335774	6277975
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	23	0.48	1.36	333026	6278122
Este trabajo	Tromino 3G	4	36	1.20	-	339222	6278542
Este trabajo	Tromino 3G	4	48	-	-	337096	6278732
Este trabajo	Tromino 3G	4	60	0.40	-	336715	6277157
Este trabajo	Tromino 3G	4	58	0.44	-	335238	6277609
Este trabajo	Tromino 3G	4	56	-	-	334788	6278653
Este trabajo	Tromino 3G	4	71	-	-	334211	6280974
Este trabajo	Tromino 3G	4	67	0.46	2.10	328510	6280412
CSN	Nanometrics T.	4	894	1.88	-	330387	6282480
CSN	Nanometrics T.	4	1061	0.87	-	334376	6281115

Tabla B.25: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas B1.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	22	0.36	-	340517	6296111
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	22	0.45	-	343644	6297947
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	23	0.44	-	343708	6297706
Pastén et al. (2017)	Tromino 3G	1	91	0.48	-	343739	6298070
Este trabajo	Tromino 3G	4	71	0.45	10.00	344211	6300190
CSN	Nanometrics T.	4	739	0.41	-	343634	6296055

Tabla B.26: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas B2.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	2	23	0.40	1.10	336883	6293621
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	0.37	-	339395	6294398
Pavez (2020)	Tromino 3G	2	66	0.60	1.20	330449	6290627
Pavez (2020)	Tromino 3G	4	69	0.60	1.48	333248	6291532
Este trabajo	Tromino 3G	1	50	0.37	-	338043	6294977

Tabla B.27: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas B3.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	25	1.15	-	351996	6279625
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	4.20	-	353442	6279866
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	20	1.20	-	354293	6278762
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	4	24	0.39	-	354359	6277496
Espinosa (2020)	Tromino 3G	1	66	1.80	-	356389	6279529
Espinosa (2020)	Tromino 3G	1	76	2.00	-	357312	6279180
Espinosa (2020)	Tromino 3G	1	60	1.60	-	356522	6279393
Espinosa (2020)	Tromino 3G	1	74	1.86	-	356198	6280233
Espinosa (2020)	Tromino 3G	4	57	2.50	-	354090	6277613

Tabla B.28: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas B4.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	20	4.40	-	357460	6303927
Pastén (2007)	Lennartz 5s.	1	21	1.20	-	359113	6306662
CSN	EpiSensor F. B.	4	47	2.00	-	356194	6303620
CSN	EpiSensor F. B.	1	20	2.00	-	359658	6308027
CSN	EpiSensor F. B.	4	819	2.00	-	357129	6303787

Tabla B.29: Ubicación y características puntos zona HVSR Gravas B5.

Autor	Instrumentos	Tipo HVSR	N° Ven.	f0 [Hz]	f1 [Hz]	UTMx	UTMy
CSN	Nanometrics T.	4	1320	3.50	-	344684	6277373
CSN	EpiSensor F. B.	2	97	0.99	4.90	321121	6273296
CSN	EpiSensor F. B.	1	1004	0.80	-	356529	6266401

Apéndice C: Ubicación y características Perfiles de velocidad

Tabla C.1: Resumen Perfiles de velocidad obtenidos – Parte 1

Zona perfil	Comuna	Tipo de Suelo	Tipo HVSR	Peak HVSR [Hz]	Profundidad [metros]	Vs30 [m/s]	NCh 433
C.1	Peñalolén	Conos de D.	4	0.52	476	457	C
C.1	La Florida	Conos de D.	1	3.26	51	380	C
C.1	La Reina	Conos de D.	4	0.76	430	395	C
C.2	P.A. Cerda	Conos de D.	1	2.60	277	378	C
F.1	Quilicura	Finos del NO	1	0.40	230	250	E
F.1	Quilicura	Finos del NO	1	1.00	150	302	D
F.1	Quilicura	Finos del NO	1	0.87	156	279	E
F.1	Quilicura	Finos del NO	1	1.24	71	269	D
F.1	Conchalí	Finos del NO	1	0.92	111	296	E
F.1	Huechuraba	Finos del NO	2	0.90	193	286	E
F.1	Huechuraba	Finos del NO	1	1.15	156	296	D
F.1	Conchalí	Finos del NO	1	1.28	122	325	D
F.1	Recoleta	Finos del NO	1	0.77	298	335	E
F.1	Huechuraba	Finos del NO	1	1.20	63	265	D
G.1	Peñaflor	Gravas	4	0.46	527	573	B
G.1	Maipú	Gravas	4	1.20	230	675	B
G.1	Calera de Tango	Gravas	4	1.20	279	670	B
G.1	Cerrillos	Gravas	4	1.00	279	620	B
G.1	Santiago	gravas	4	0.96	371	634	B
G.1	La Pintana	Gravas	4	1.00	292	600	B
G.1	Puente Alto	Gravas	4	0.46	595	603	B
G.1	La Florida	gravas	4	0.87	313	670	B
G.1	Ñuñoa	Gravas	4	1.00	331	608	B
G.1	La Florida	gravas	4	1.20	279	587	B
G.1	Las Condes	gravas	1	0.40	587	578	C
G.1	Puente Alto	Gravas	1	1.75	207	508	C
G.2	Quinta Normal	Gravas	4	0.45	348	590	B
G.2	Estación Central	Gravas	1	0.48	345	530	C
G.3	Maipú	Pumicita	1	1.42	171	404	D

Tabla C.2: Resumen Perfiles de velocidad obtenidos – Parte 2.

Zona perfil	Comuna	Tipo de Suelo	Tipo HVSR	Peak HVSR [Hz]	Profundidad [metros]	Vs30 [m/s]	NCh 433
G.3	Maipú	Gravas	2/4	0.60	507	426	D
G.3	Maipú	Gravas	4	0.60	489	394	C
G.3	Maipú	Gravas	1	0.37	600	440	D
P.1	Pudahuel	Pumicita	1	0.41	357	396	D
P.1	Pudahuel	Pumicita	2/4	0.42	376	397	D
P.2	Maipú	Pumicita	1	3.50	312	476	C

Tabla C.3: Ubicación perfiles de velocidad obtenidos – Parte 1.

Zona perfil	Comuna	UTMx	UTMy	Tipo Perfil
C.1	Peñalolén	355245	6293564	B
C.1	La Florida	355636	6286990	A
C.1	La Reina	355975	6299752	B
C.2	P.A. Cerda	344770	6293735	D
F.1	Quilicura	338337	6307933	A
F.1	Quilicura	340680	6309387	A
F.1	Quilicura	340707	6307148	A
F.1	Quilicura	340280	6307249	A
F.1	Conchalí	342383	6306823	A
F.1	Huechuraba	344249	6307063	A
F.1	Huechuraba	344105	6307253	A
F.1	Conchalí	345692	6305495	A
F.1	Recoleta	346027	6304460	A
F.1	Huechuraba	349432	6304626	A
G.1	Peñaflor	328510	6280412	B
G.1	Maipú	335845	6287162	B
G.1	Calera de Tango	337096	6278732	B
G.1	Cerrillos	342441	6292896	B
G.1	Santiago	345772	6296382	B
G.1	La Pintana	348436	6284743	B
G.1	Puente Alto	349254	6278654	B
G.1	La Florida	350700	6289077	B

Tabla C.4: Ubicación perfiles de velocidad obtenidos – Parte 2.

Zona perfil	Comuna	UTMx	UTMy	Tipo Perfil
G.1	Ñuñoa	353132	6298069	B
G.1	La Florida	352793	6286428	B
G.1	Las Condes	354245	6303250	B
G.1	Puente Alto	355108	6284922	B
G.2	Quinta Normal	344023	6300237	C
G.2	Estación Central	343738	6298070	C
G.3	Maipú	328875	6290048	A
G.3	Maipú	330449	6290627	B
G.3	Maipú	333248	6291532	B
G.3	Maipú	338043	6294977	B
P.1	Pudahuel	328705	6301184	C
P.1	Pudahuel	335661	6297612	C
P.2	Maipú	337474	6290717	D

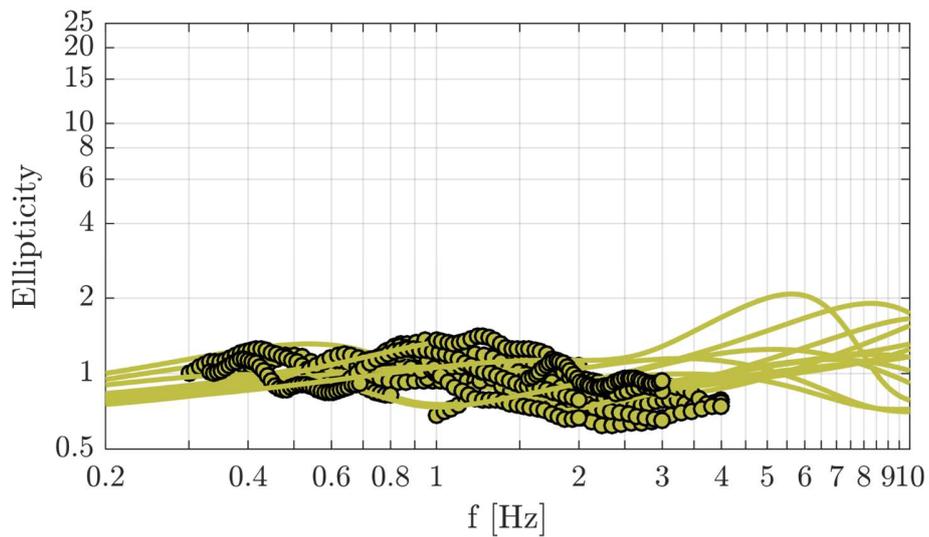


Figura C.1: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Grava G1.

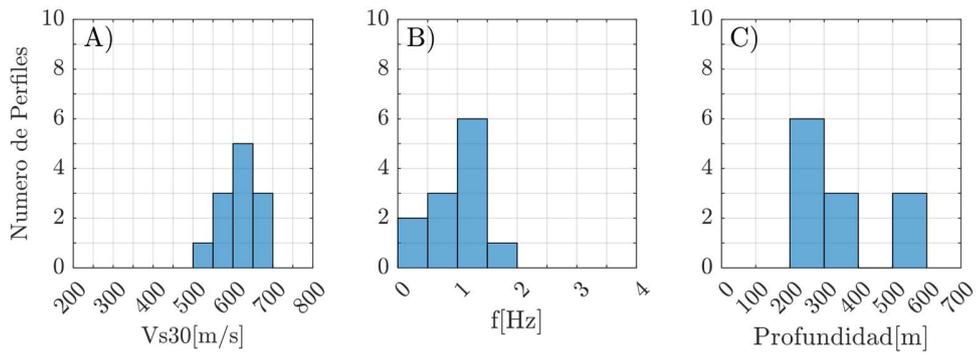


Figura C.2: Distribución estadística perfiles Gravas G1.

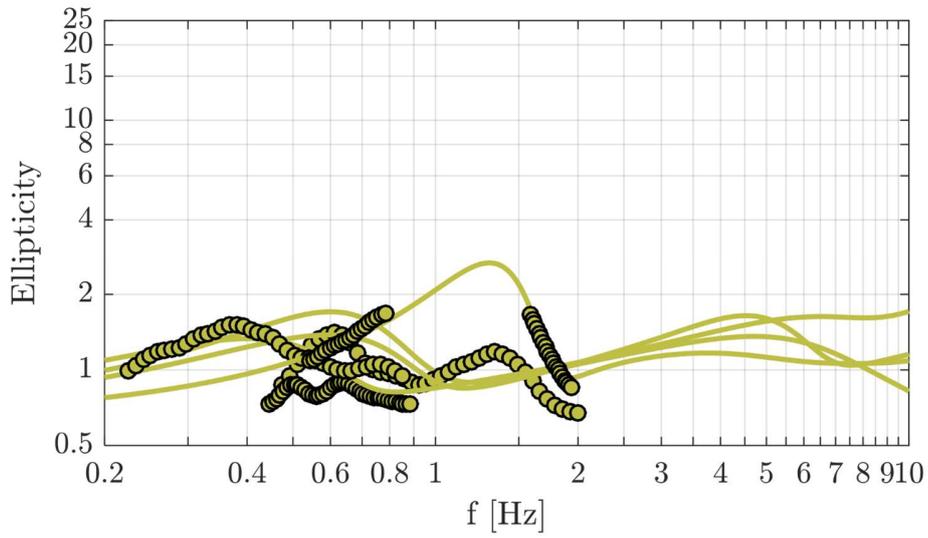


Figura C.3: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Grava G2.

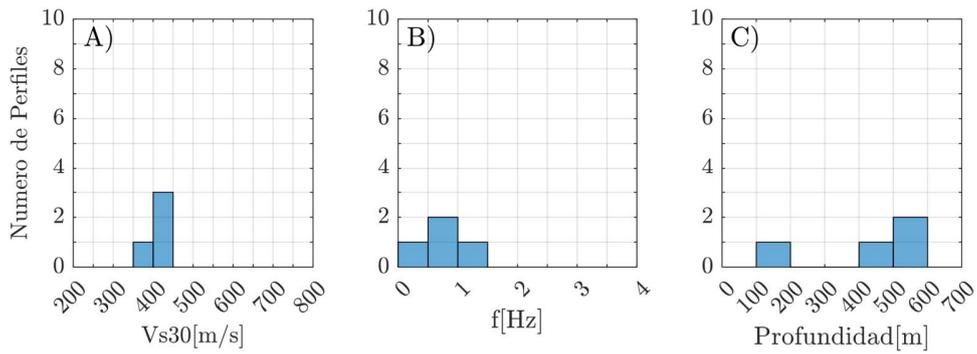


Figura C.4: Distribución estadística perfiles Gravas G2.

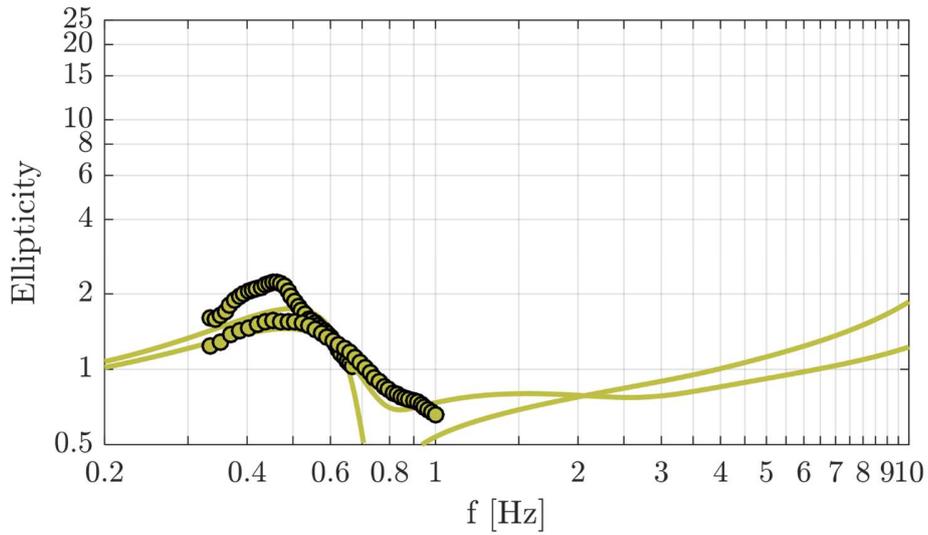


Figura C.5: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Grava G3.

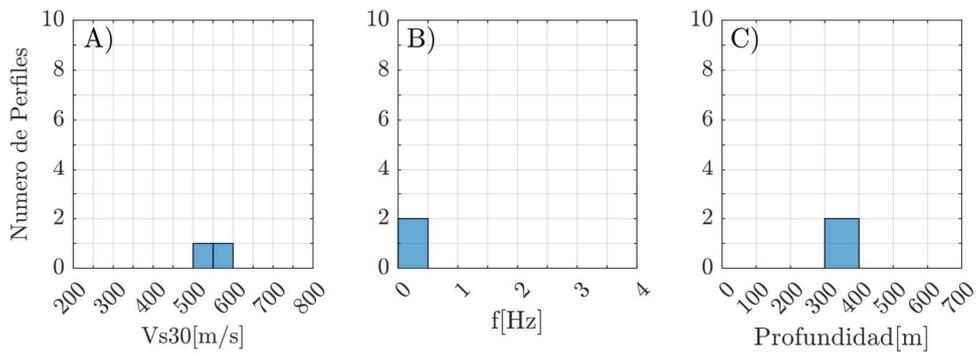


Figura C.6: Distribución estadística perfiles Gravas G3.

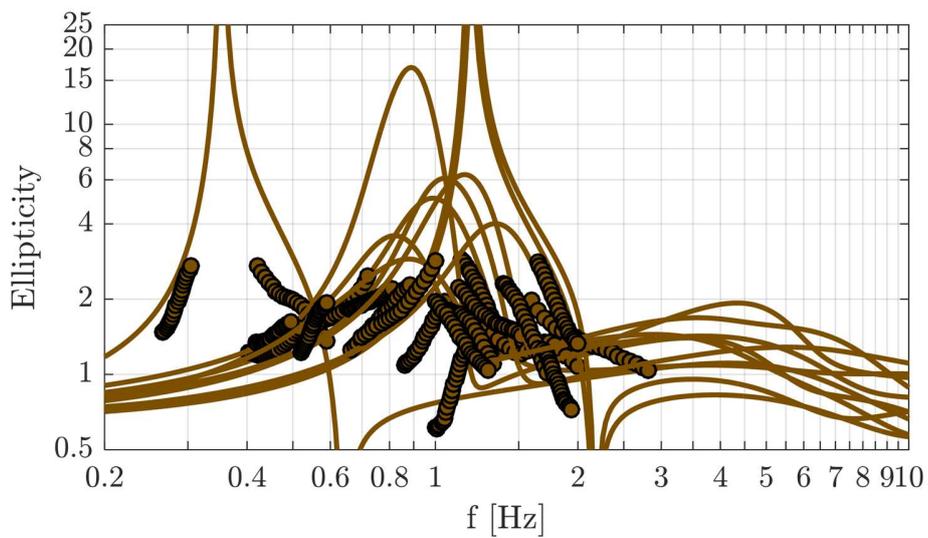


Figura C.7: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Finos F1.

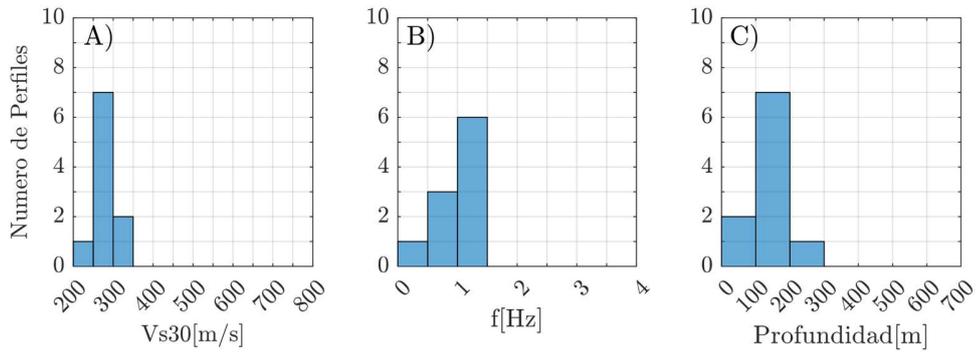


Figura C.8: Distribución estadística perfiles Finos F1.

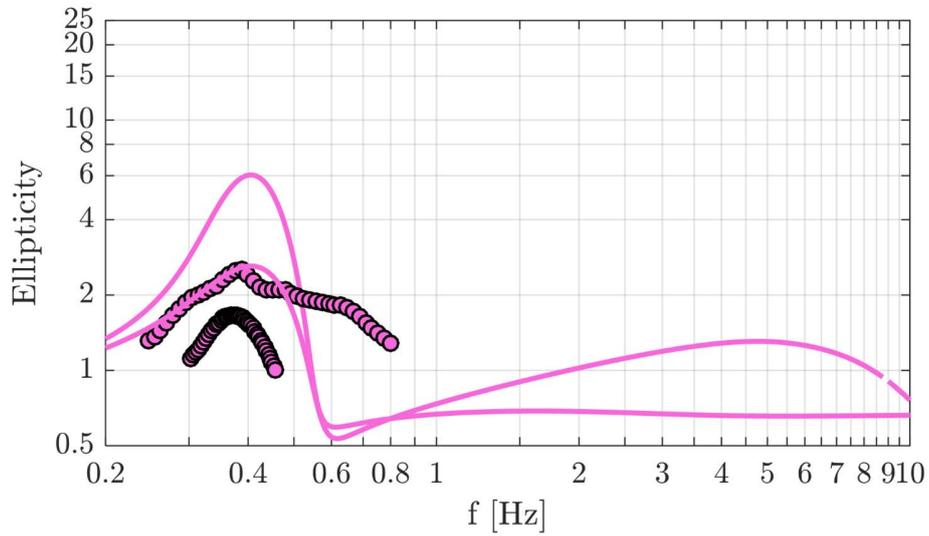


Figura C.9: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Pumicitas P1.

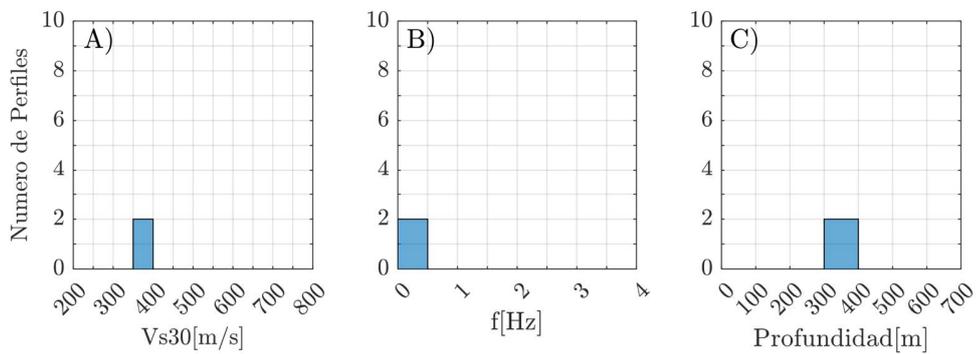


Figura C.10: Distribución estadística perfiles Pumicitas P1.

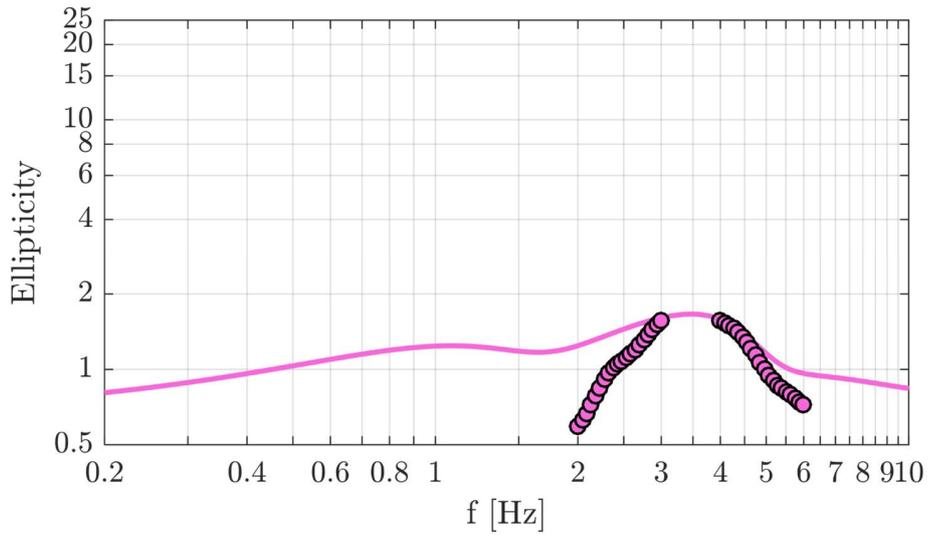


Figura C.11: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Pumicitas P2.

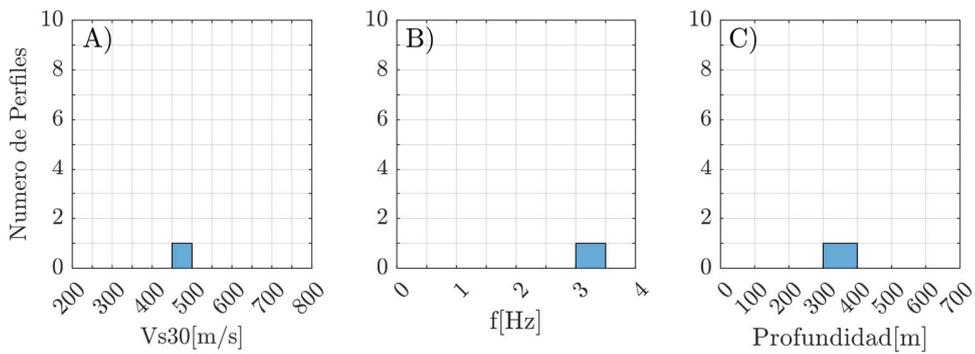


Figura C.12: Distribución estadística perfiles Pumicitas P2.

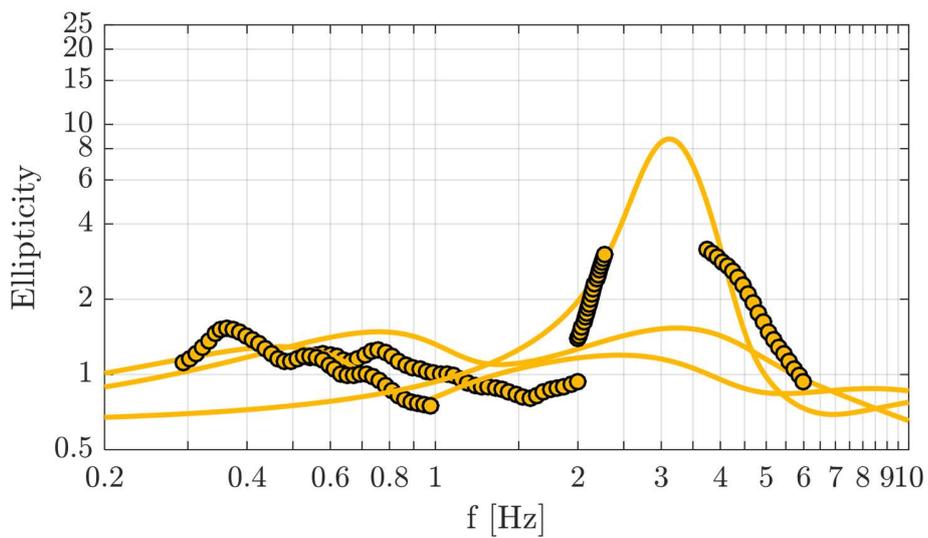


Figura C.13: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Conos C1.

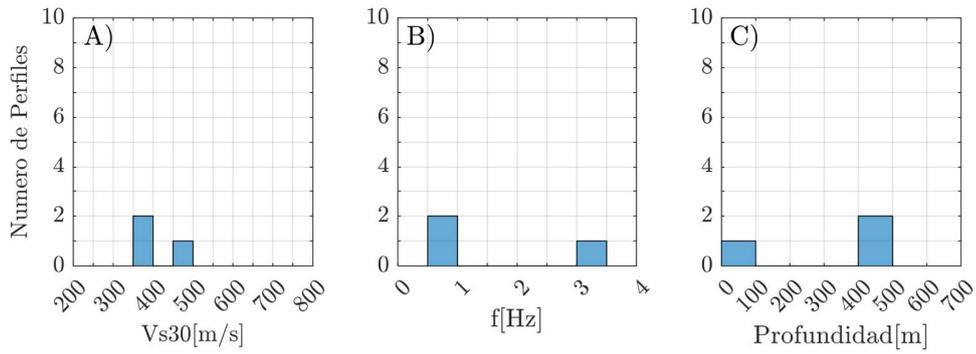


Figura C.14: Distribución estadística perfiles Conos C1.

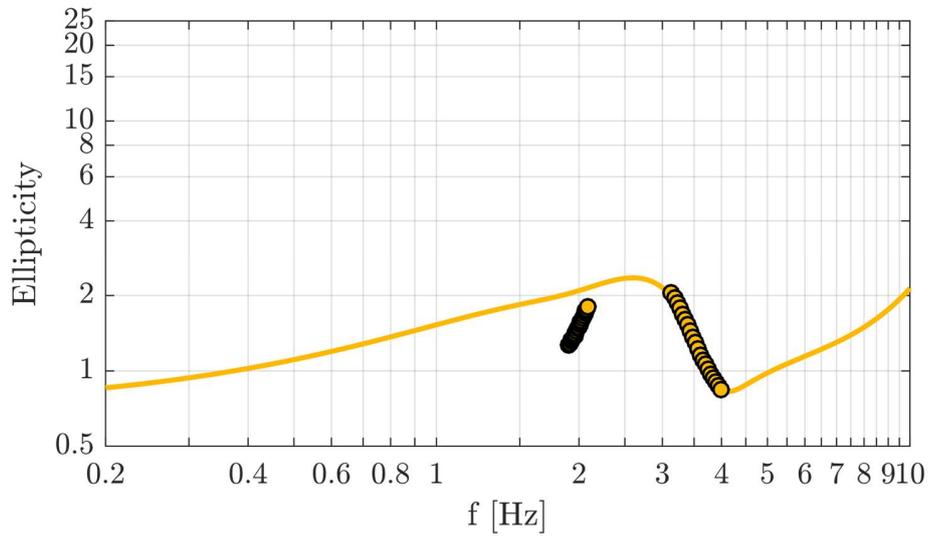


Figura C.15: Ajuste curvas de elipticidad perfiles de Conos C2.

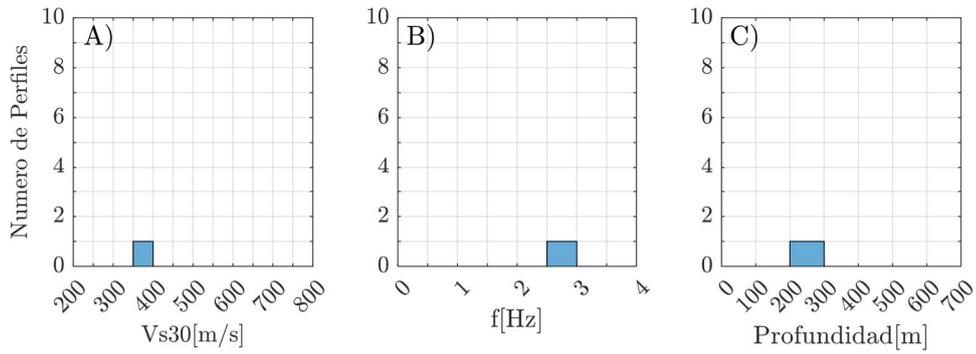


Figura C.16: Distribución estadística perfiles Conos C2.

Apéndice D: Componentes trasversales en las secciones transversales

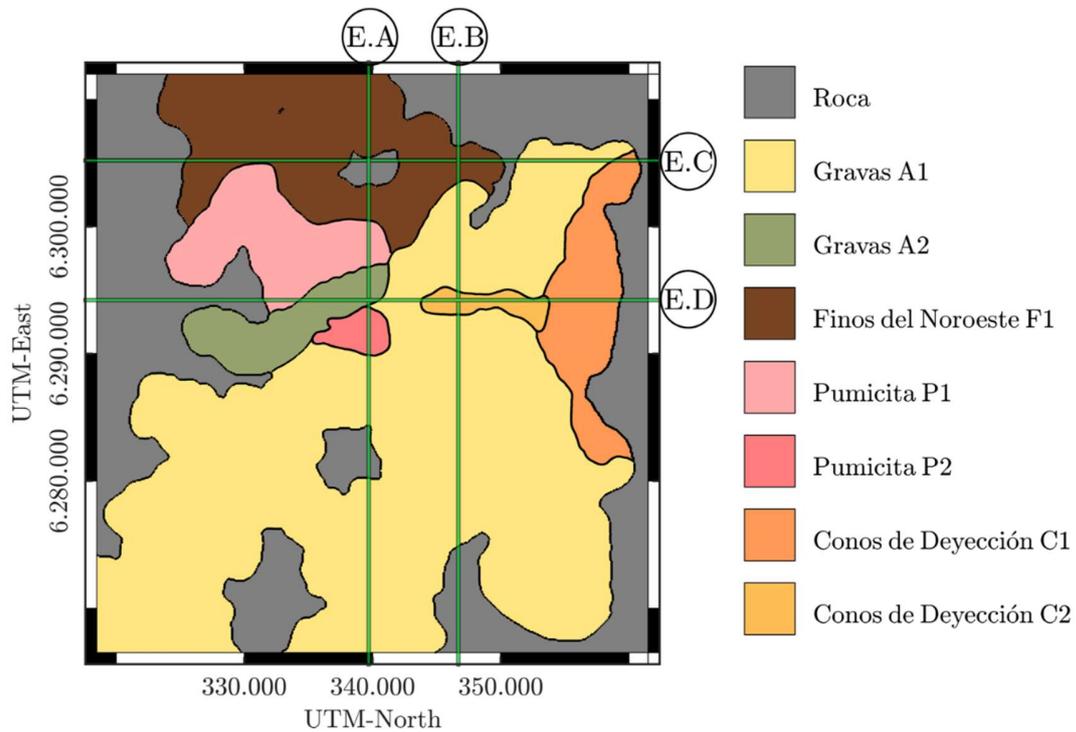


Figura D.1: Vista en planta del modelo de velocidad de la Cuenca de Santiago, y las 4 secciones transversales estudiadas.

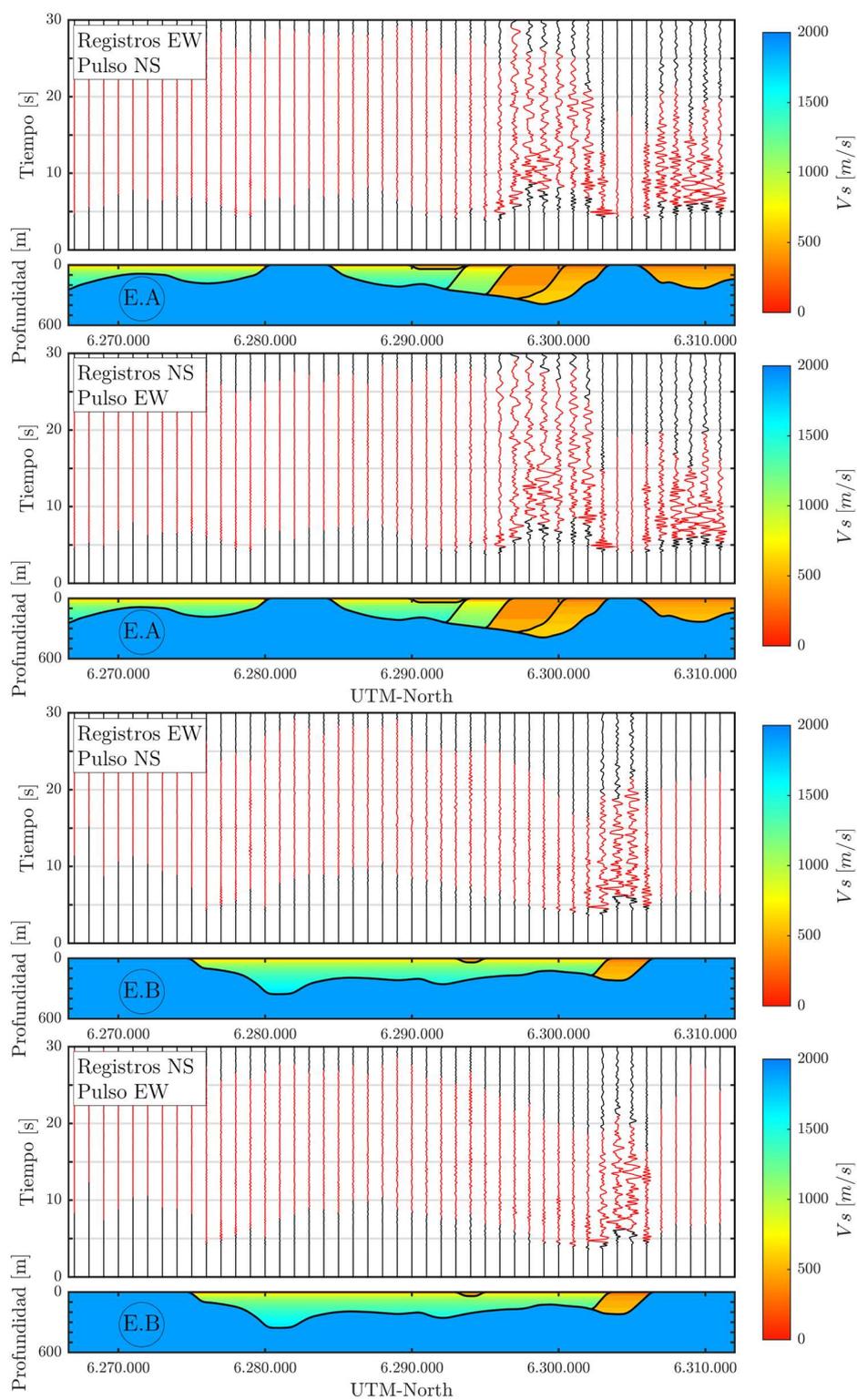


Figura D.2: Registros de velocidad de las secciones transversales E.A y E.B. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.

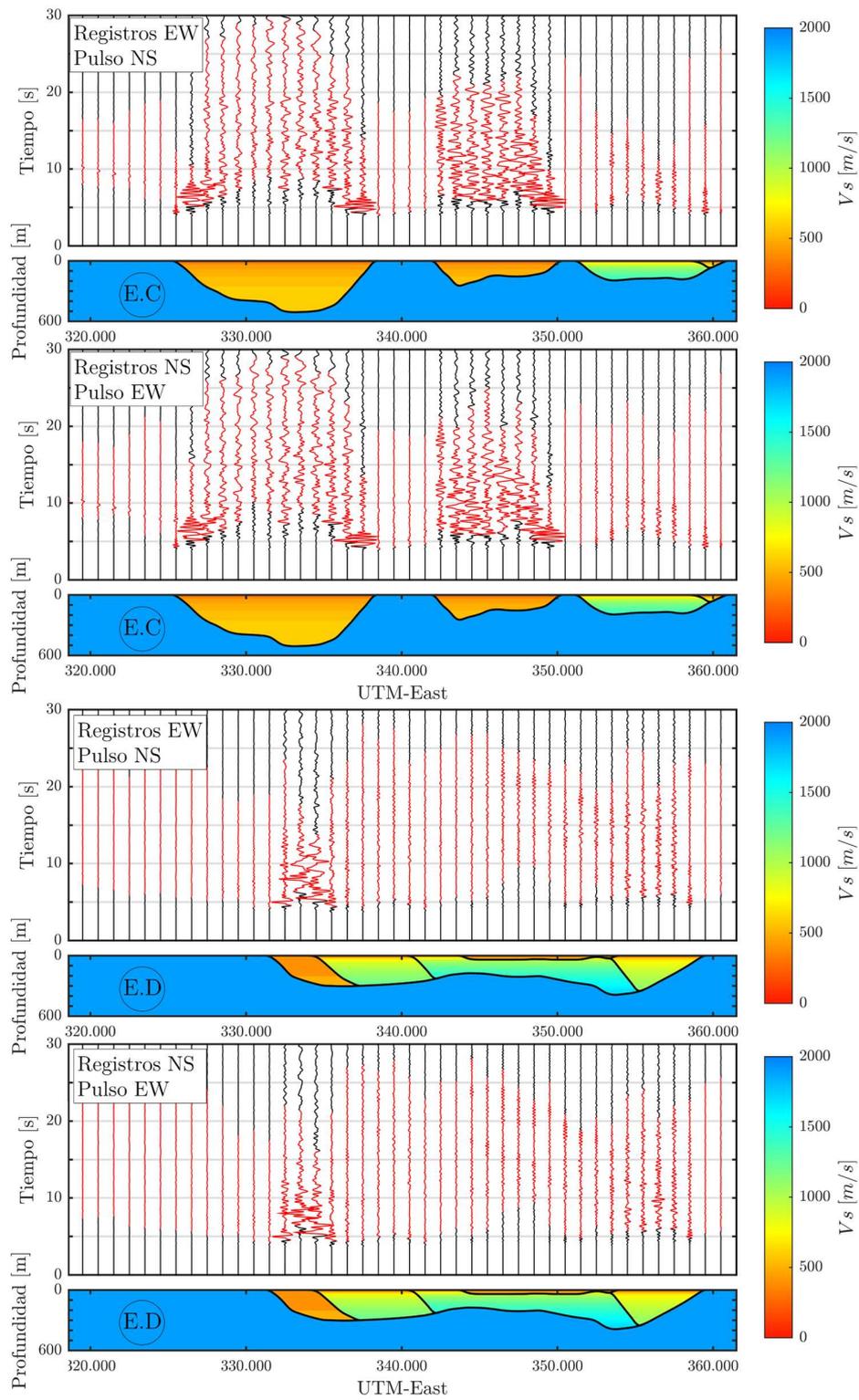


Figura D.3: Registros de velocidad de las secciones transversales E.C y E.D. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.

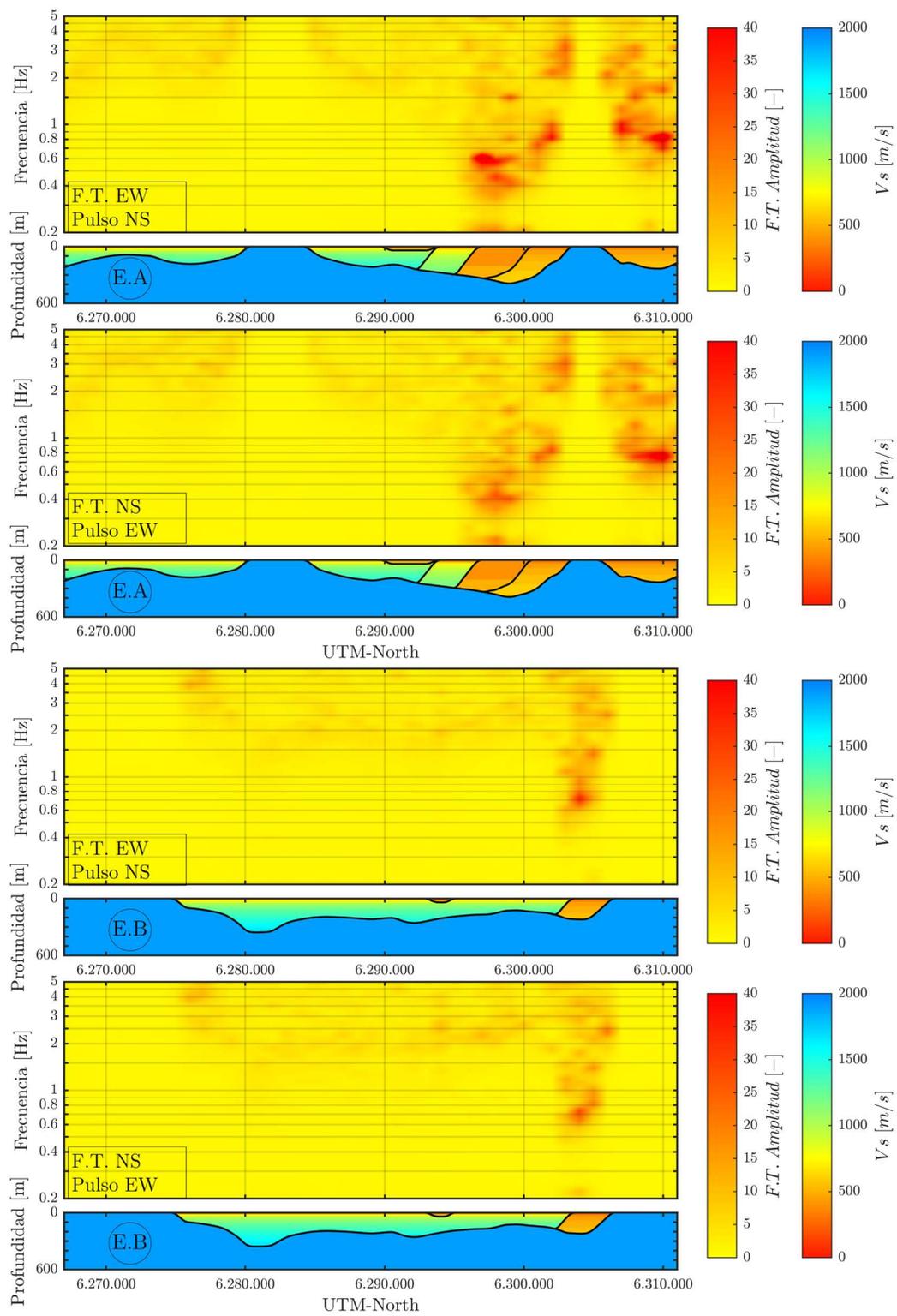


Figura D.4: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT en las secciones transversales E.A y E.B.

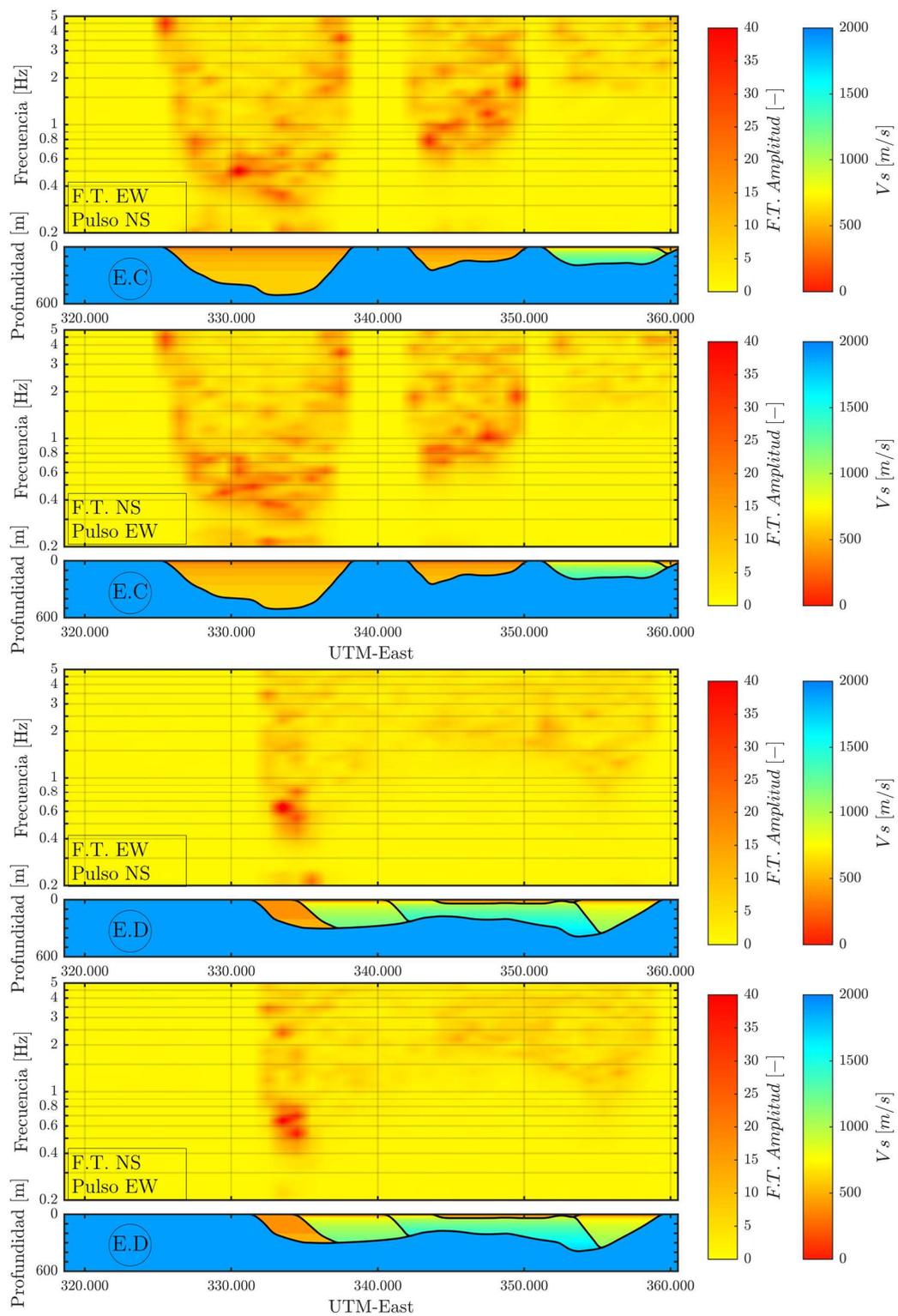


Figura D.5: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT en las secciones transversales E.C y E.D.

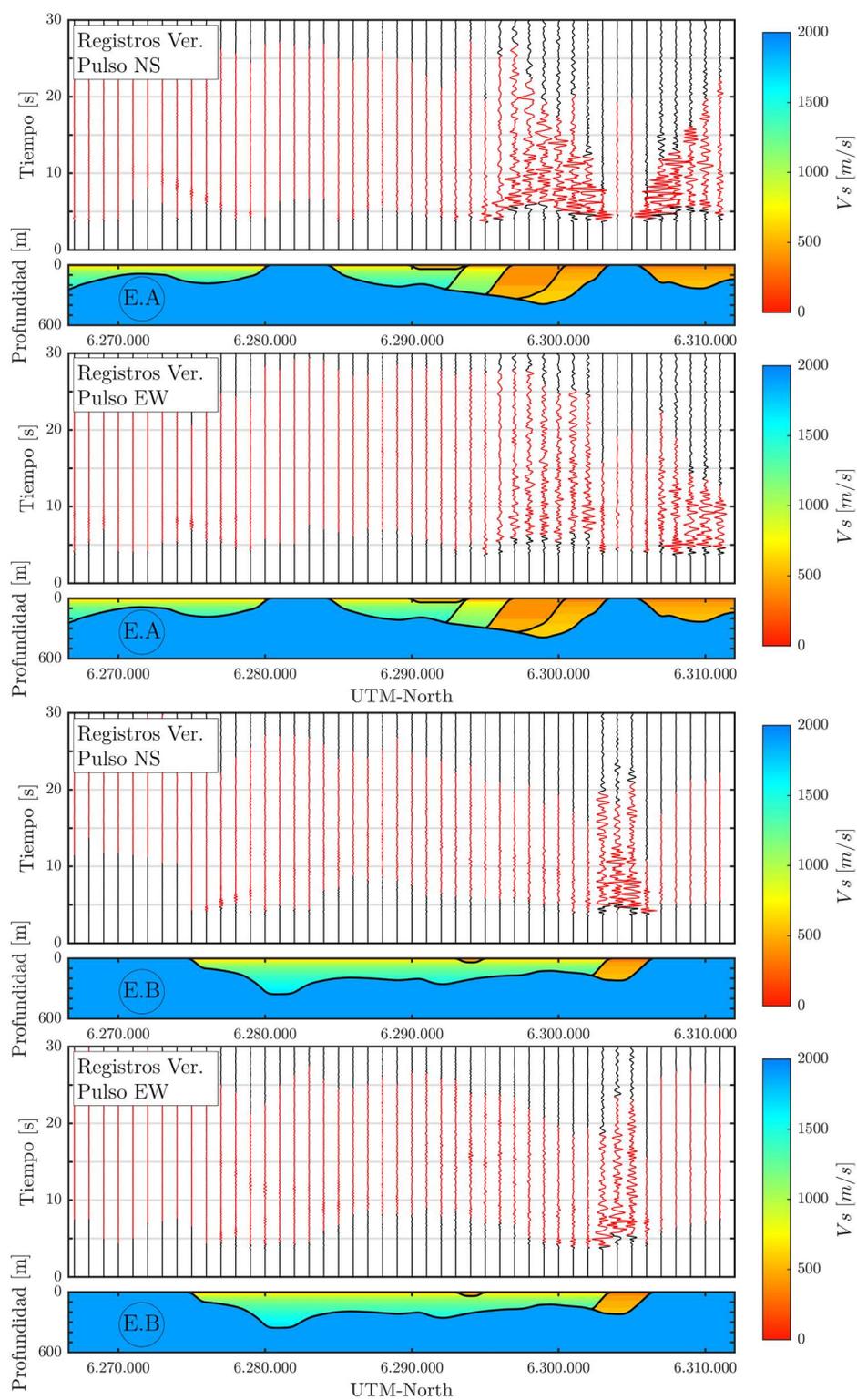


Figura D.6: Registros de velocidad (Vertical) de las secciones transversales E.A y E.B. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.

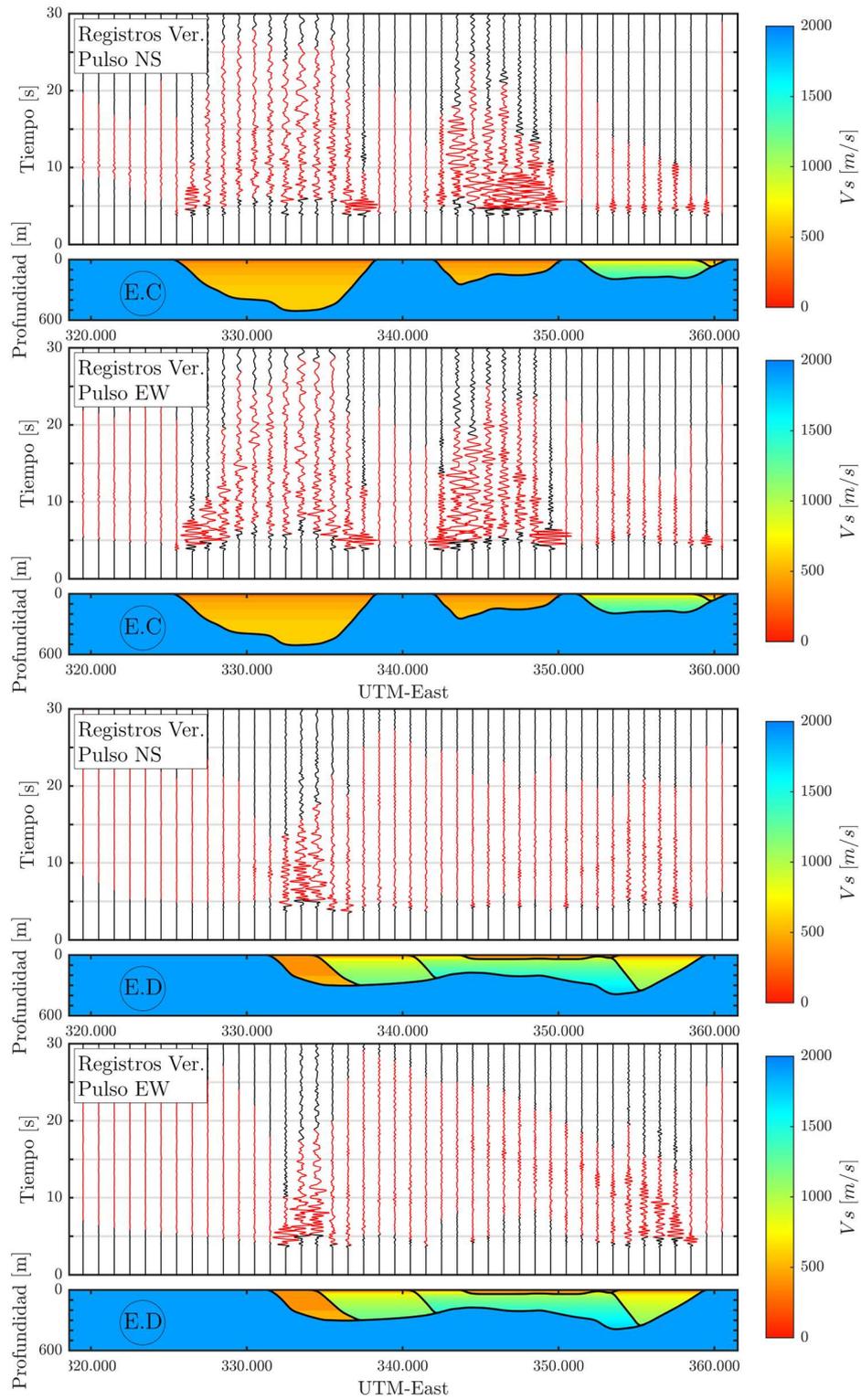


Figura D.7: Registros de velocidad (Vertical) de las secciones transversales E.C y E.D. En rojo se indica la duración de movimiento fuerte de cada registro.

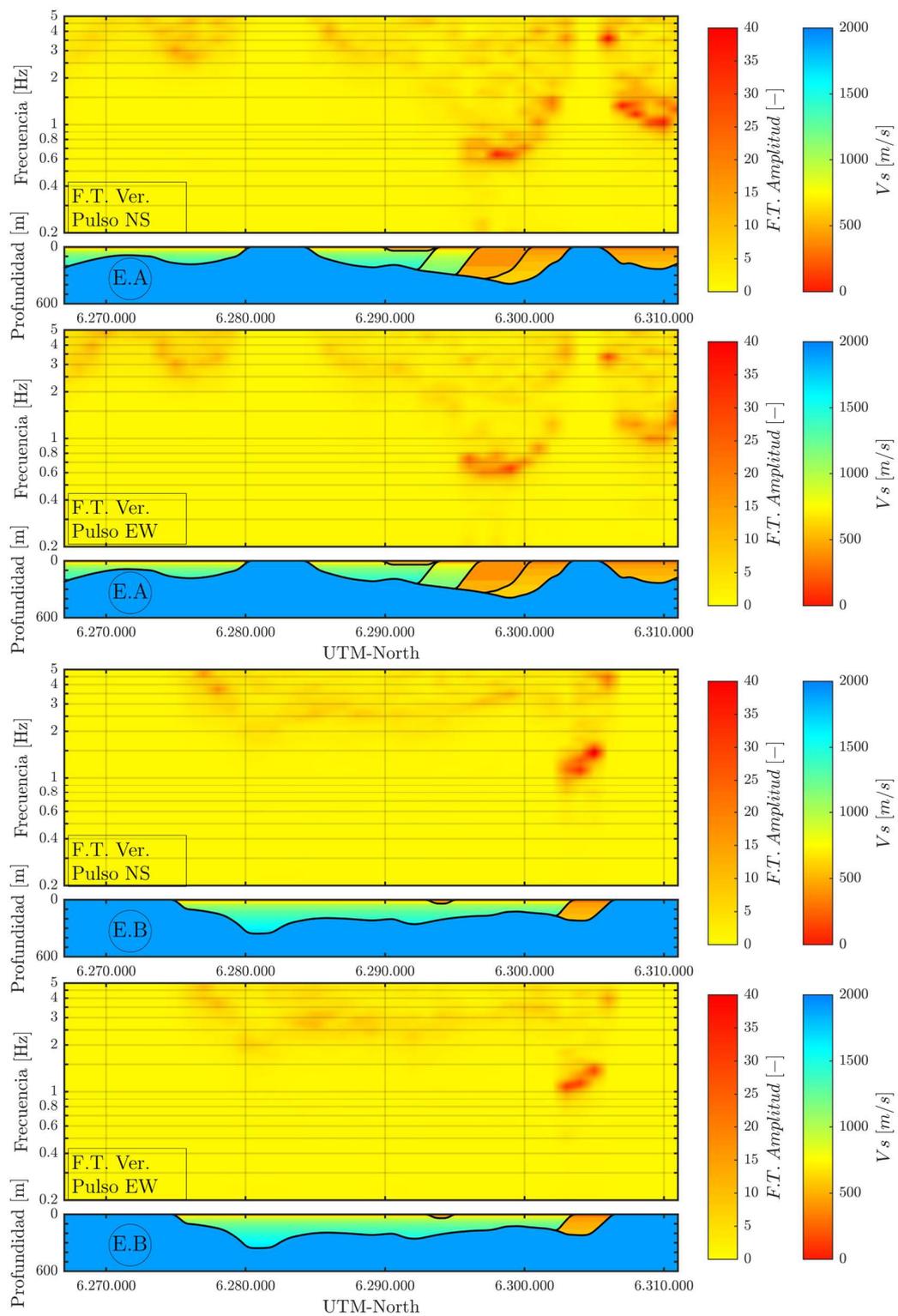


Figura D.8: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT (Vertical) en las secciones transversales E.A y E.B

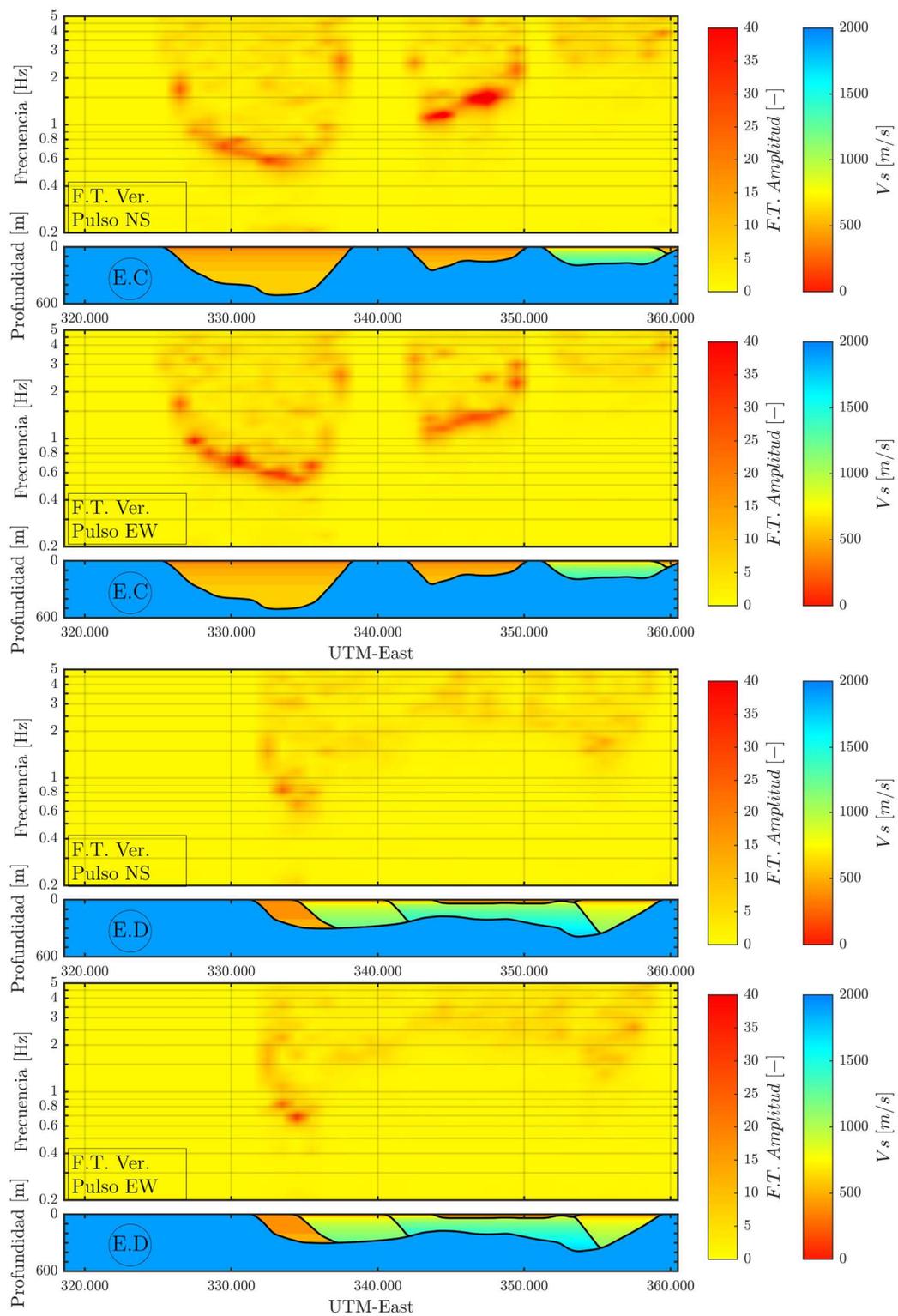


Figura D.9: Variación de la amplitud y el contenido de frecuencias de las FT (Vertical) en las secciones transversales E.C y E.D

Apéndice E: Funciones de Transferencia en profundidad

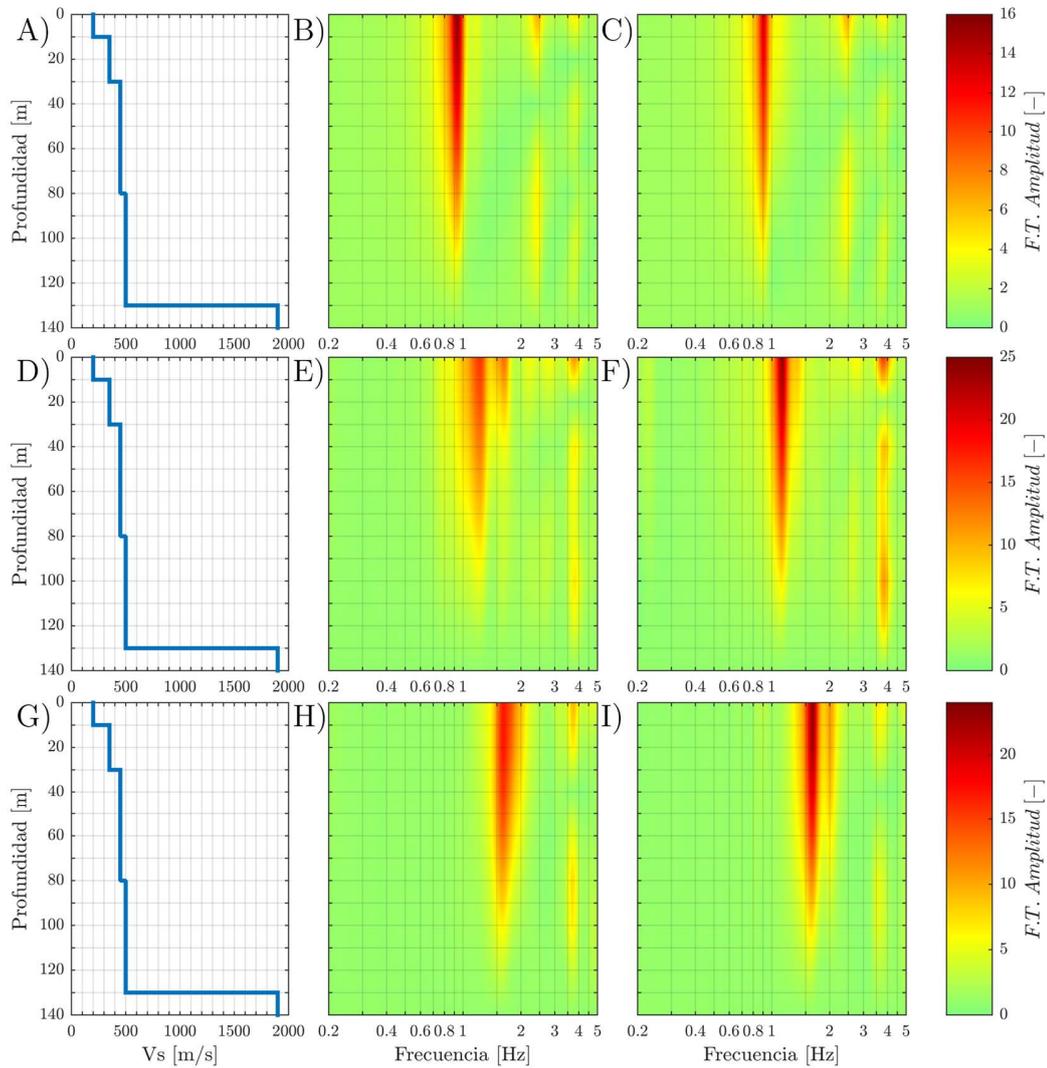


Figura E.1: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Quilicura. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

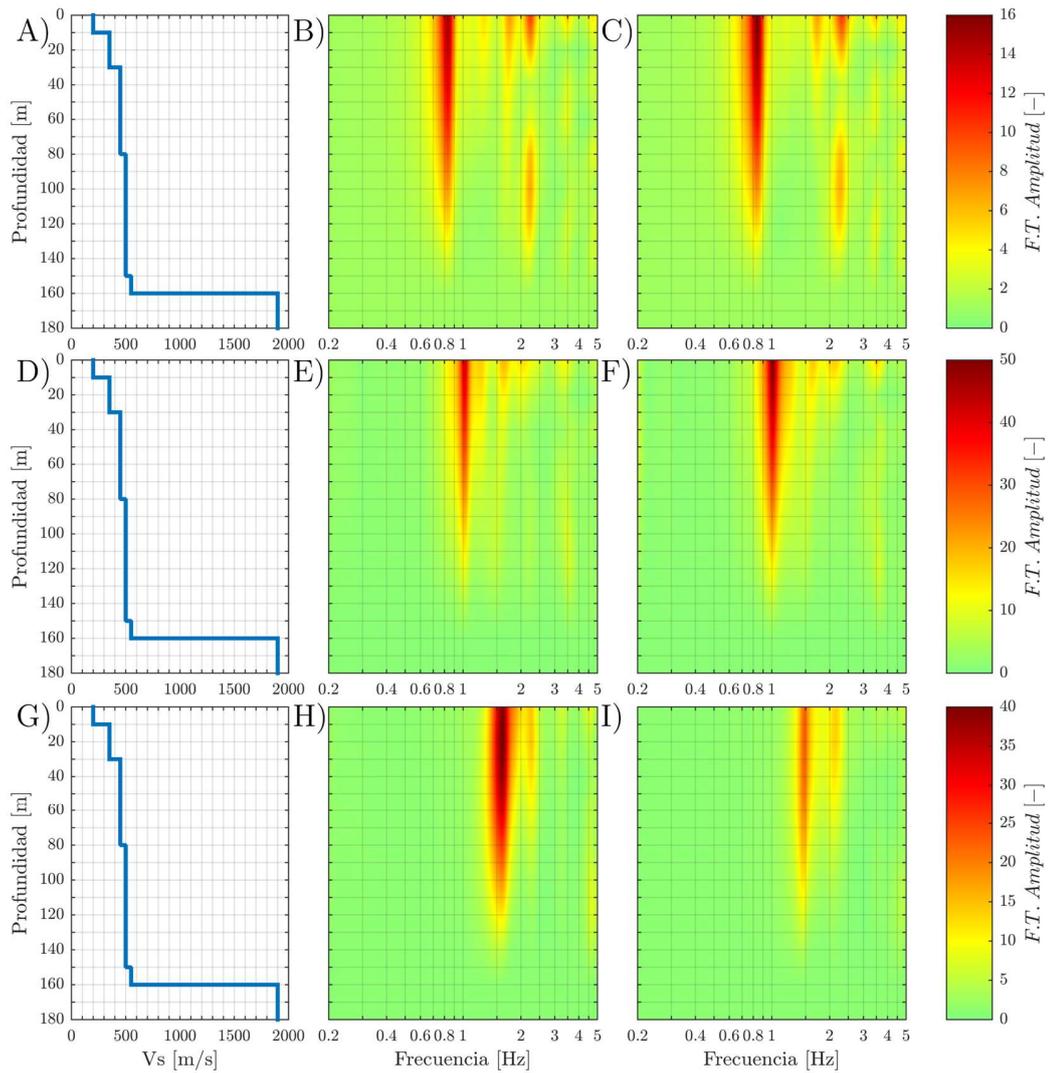


Figura E.2: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Huechuraba. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

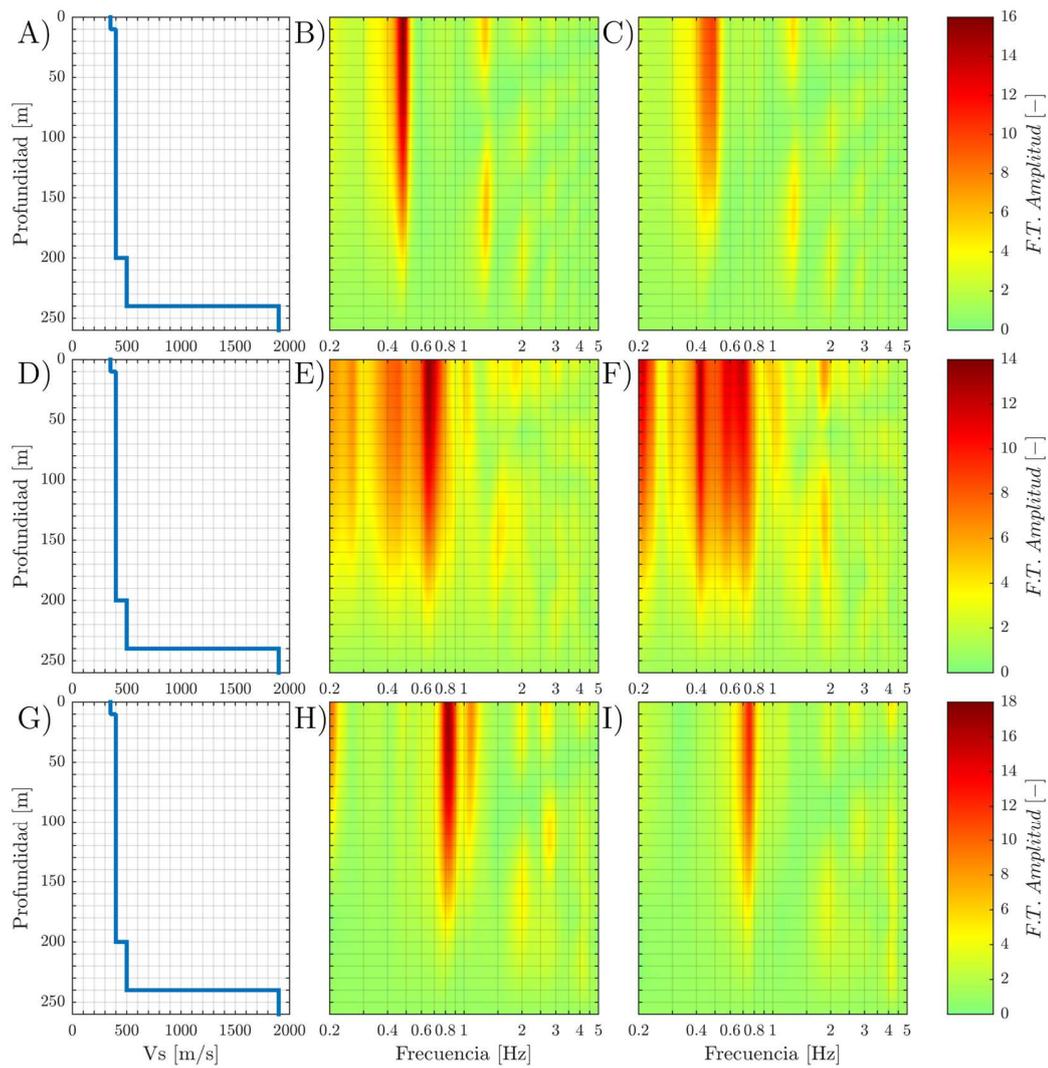


Figura E.3: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Pudahuel. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

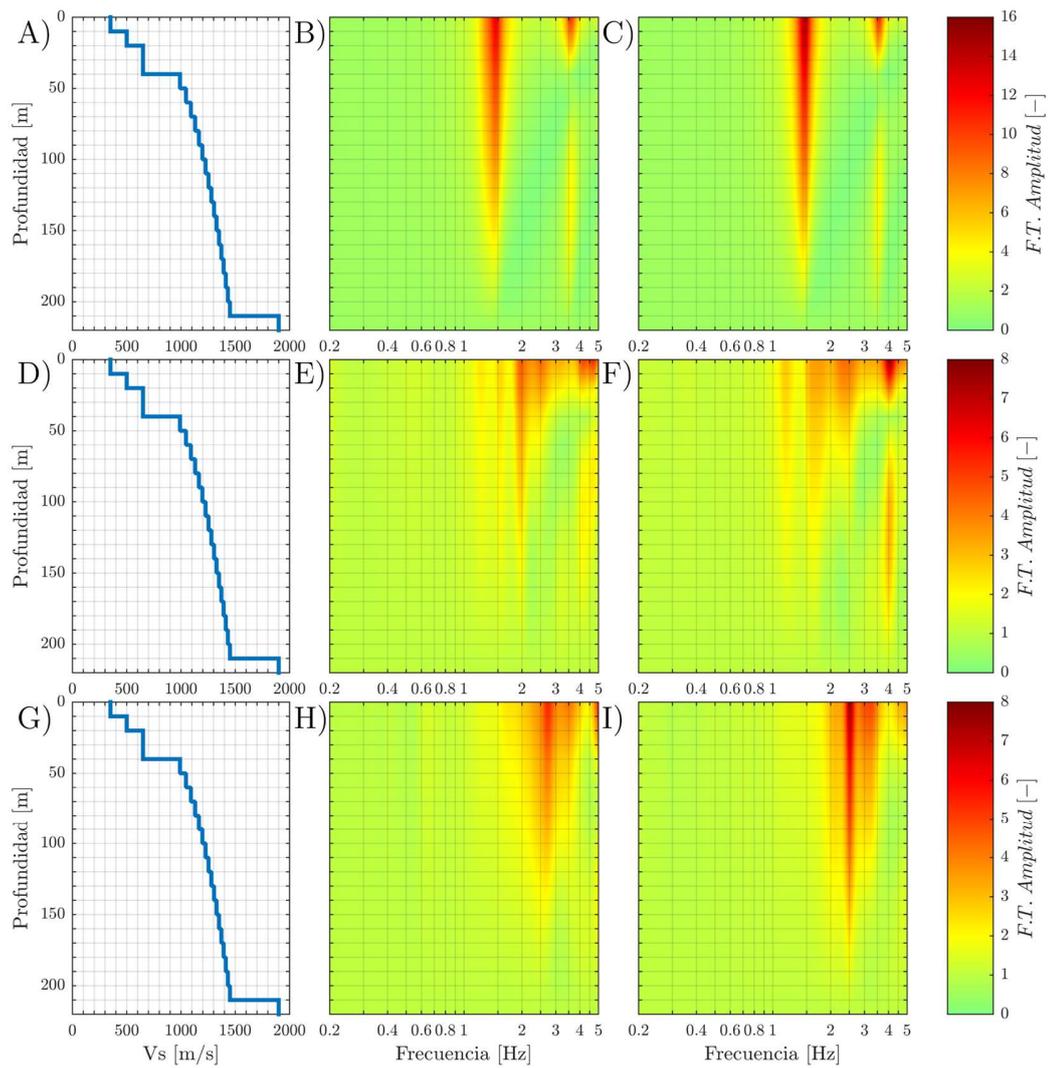


Figura E.4: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Maipú. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

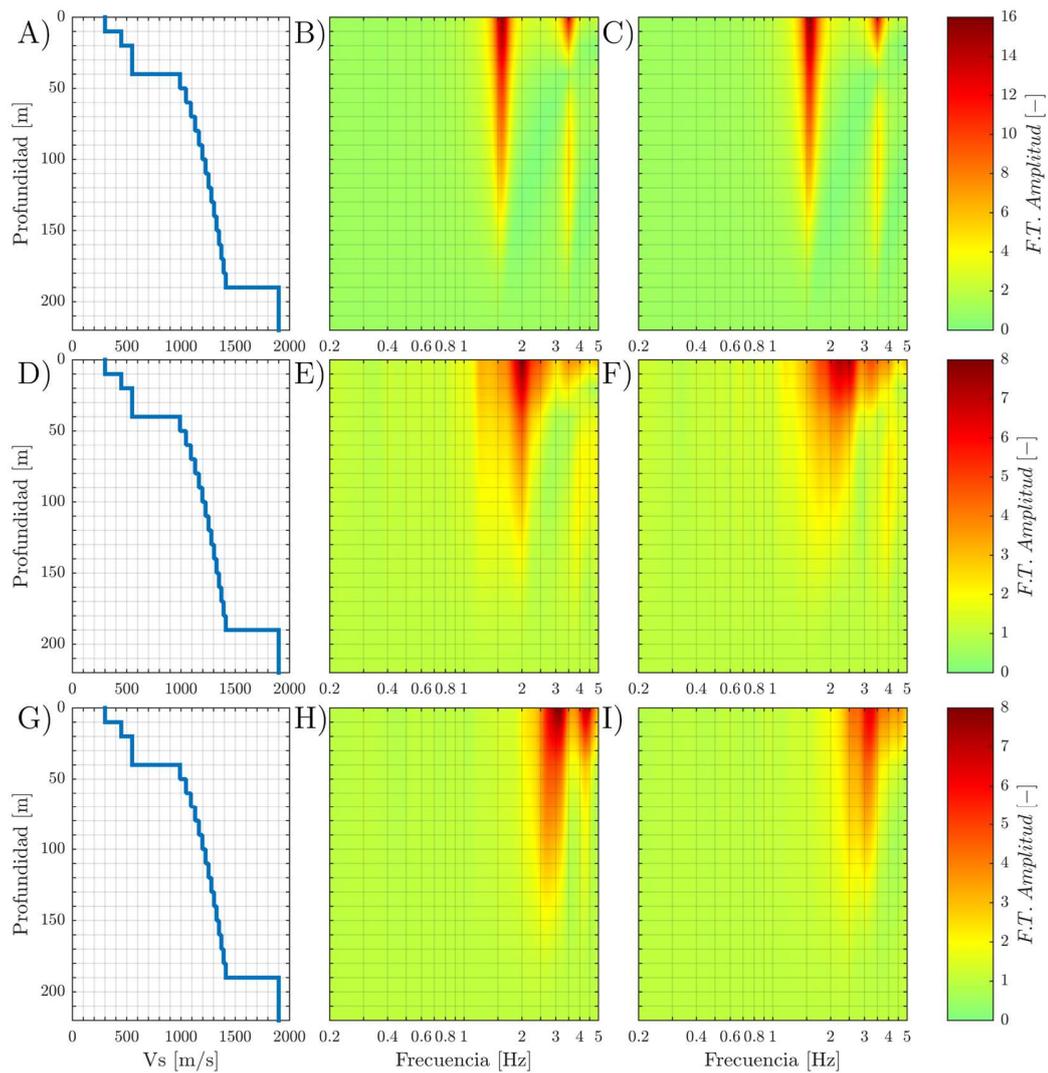


Figura E.5: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Pedro Aguirre Cerda. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

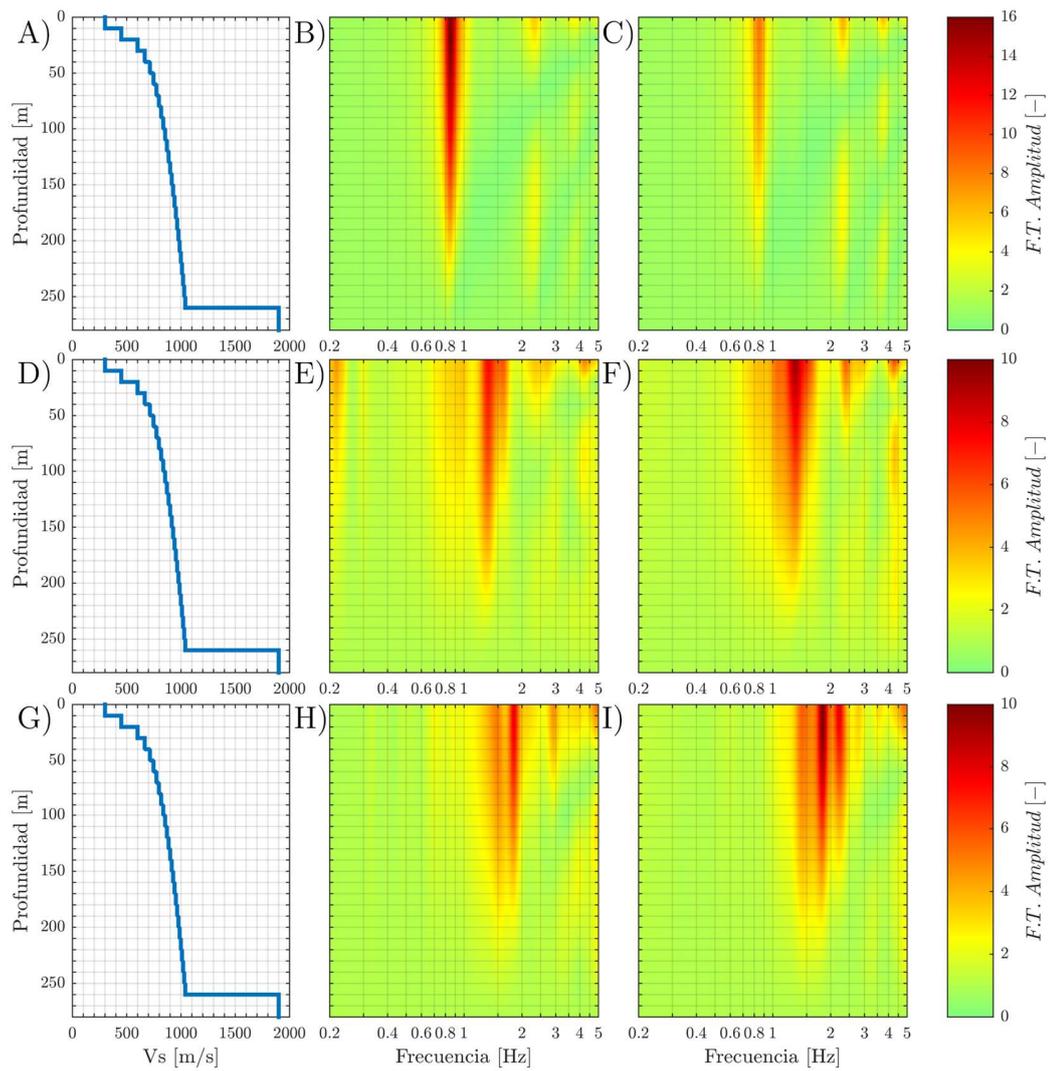


Figura E.6: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Peñalolén. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

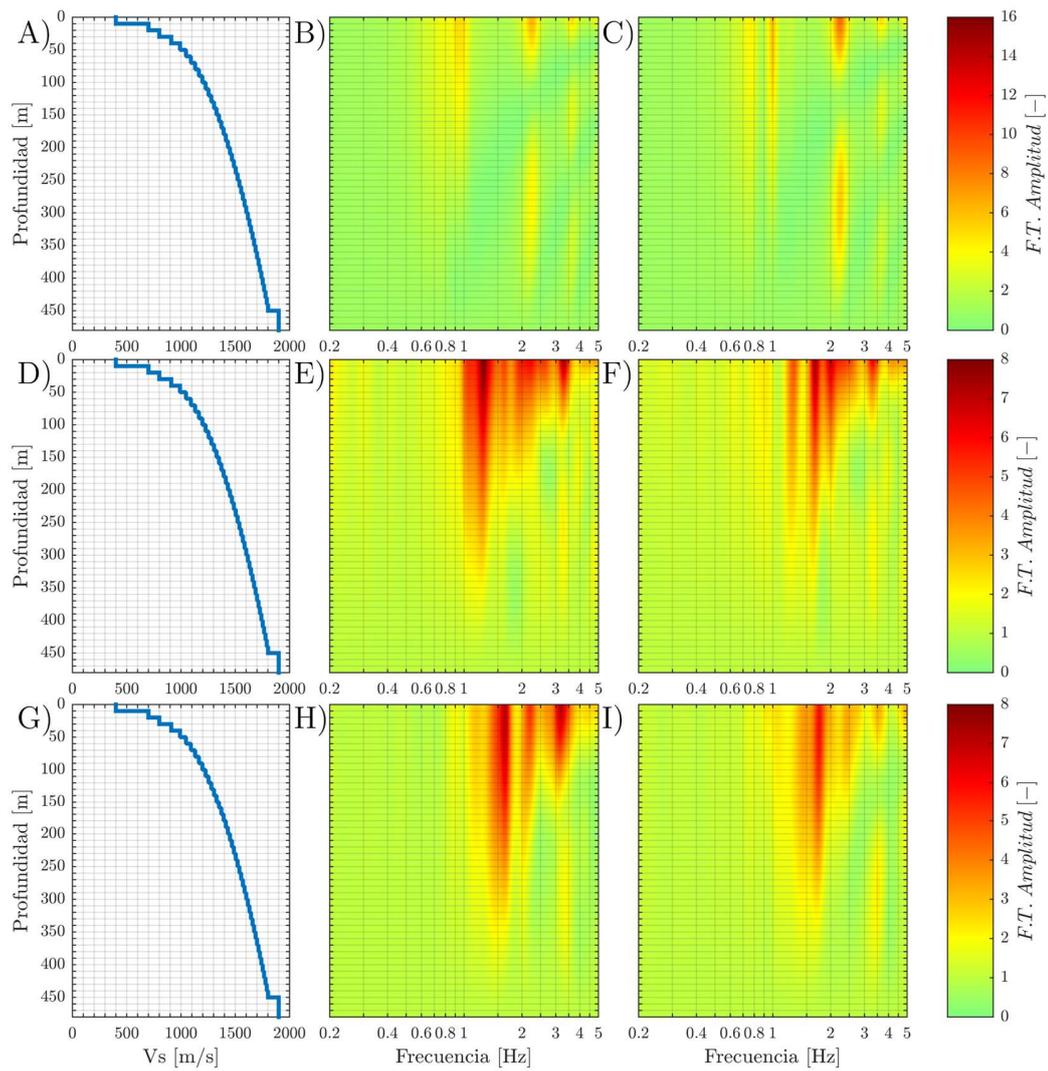


Figura E.7: Respuesta dinámica del perfil en profundidad asociado a la comuna de Ñuñoa. A)-D)-G) Perfil de velocidad de onda de corte. B) FT en profundidad componente NS pulso NS. C) FT en profundidad componente EW pulso EW. E) FT en profundidad componente EW pulso NS. F) FT en profundidad componente NS pulso EW. H) FT en profundidad componente vertical pulso NS. I) FT en profundidad componente vertical pulso EW.

Apéndice F: Propagación de ondas en profundidad

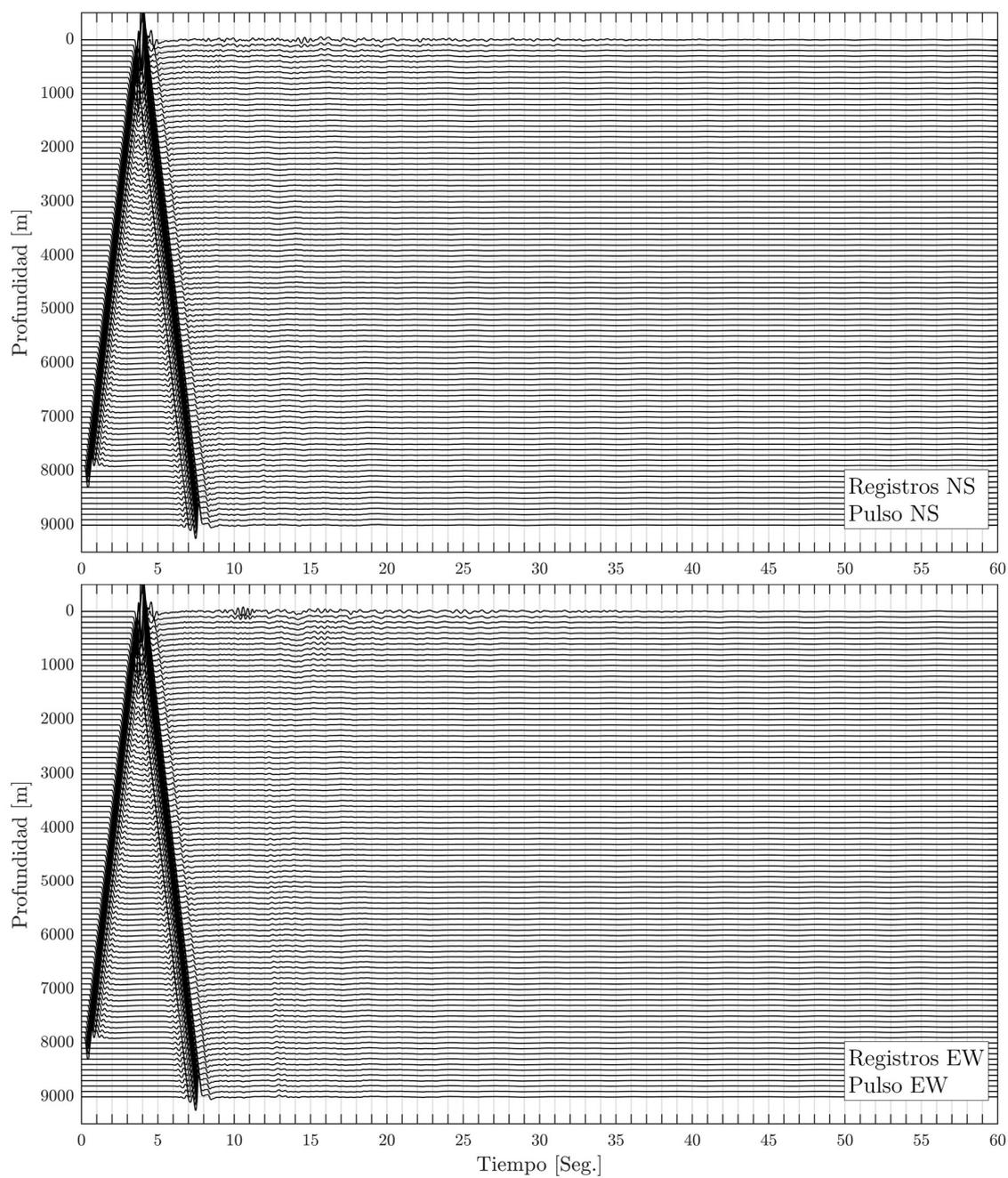


Figura F.1: Propagación de ondas colineales a los pulsos, perfil de Ñuñoa.

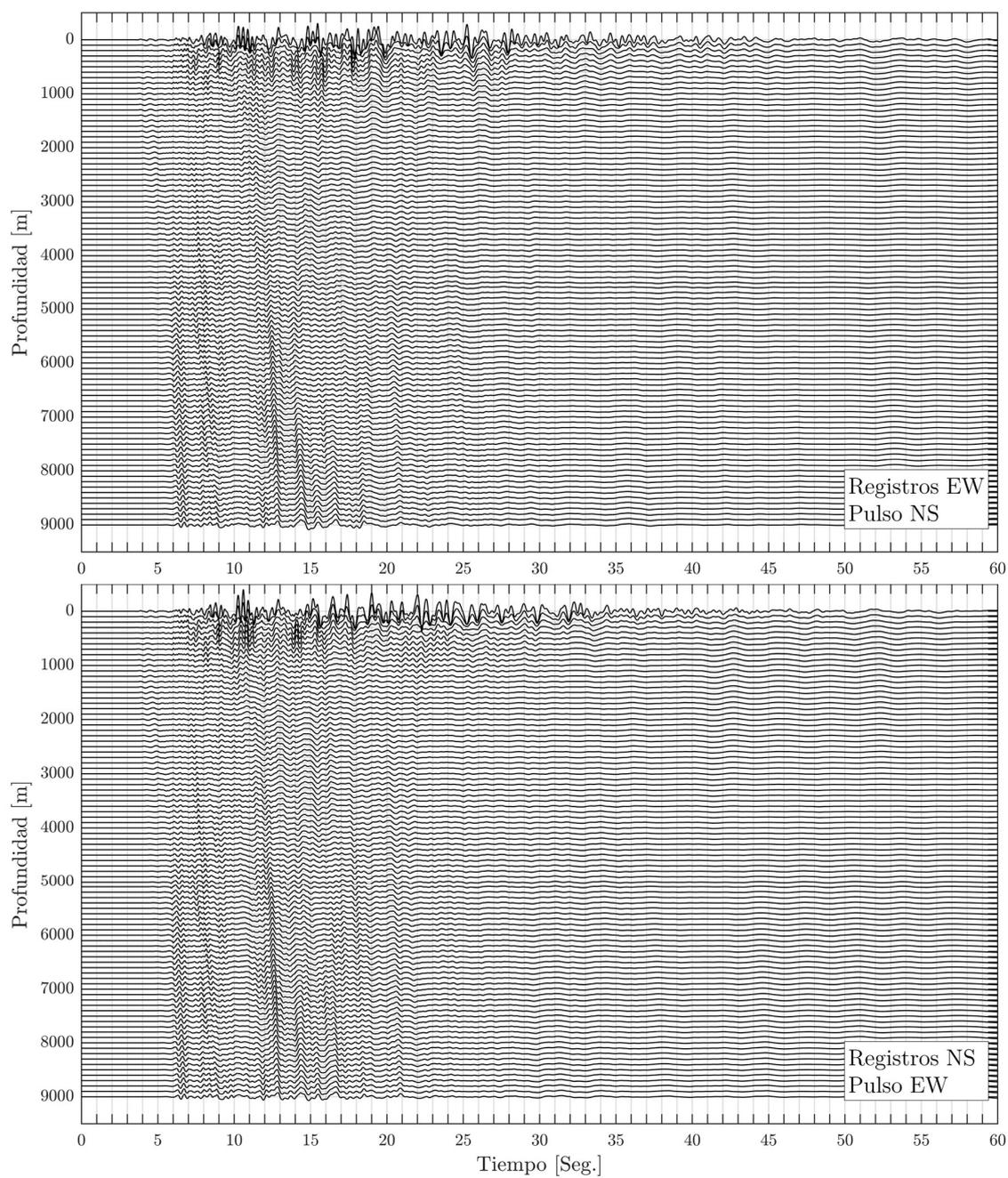


Figura F.2: Propagación de ondas transversales horizontales a los pulsos, perfil de Ñuñoa.

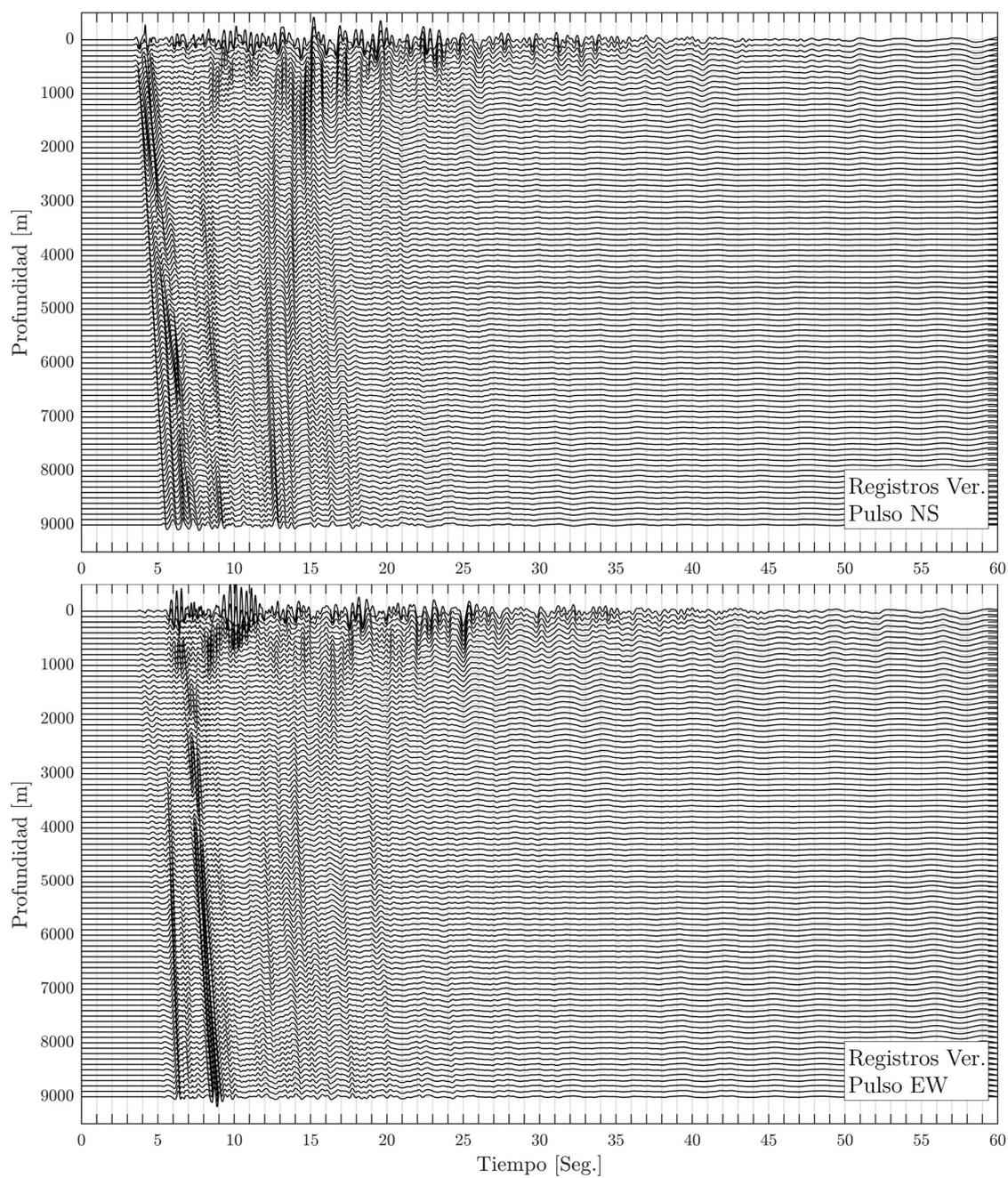


Figura F.3: Propagación de ondas verticales a los pulsos, perfil de Ñuñoa.