



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

RESPUESTA SÍSMICA DE LOS DEPÓSITOS UBICADOS EN EL VALLE DEL RÍO MAIPO ENTRE PUENTE ALTO Y SAN JOSÉ DE MAIPO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

VICENTE EUGENIO ESPINOSA PEÑA Y LILLO

PROFESOR GUÍA
SOFIA REBOLLEDO LEMUS

PROFESOR CO-GUÍA
CÉSAR PASTÉN PUCHI

MIEMBRO DE LA COMISIÓN
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

SANTIAGO DE CHILE
2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Vicente Eugenio Espinosa Peña y Lillo
FECHA: 2022
PROFESOR GUÍA: Sofia Rebolledo Lemus

RESPUESTA SÍSMICA DE LOS DEPÓSITOS UBICADOS EN EL VALLE DEL RÍO MAIPO ENTRE PUENTE ALTO Y SAN JOSÉ DE MAIPO

Estudios recientes proponen que la Falla San Ramón, ubicada al este de la ciudad de Santiago se encontraría en una etapa madura, capaz de generar un evento sísmico. En este sentido, este estudio se orienta a aportar información respecto a la amenaza sísmica asociada a esta estructura.

En particular, en esta memoria se plantea el efecto de un posible sismo, generado por una ruptura completa de la Falla San Ramón, con magnitud M_w 7.5, en las localidades ubicadas entre Puente Alto, Pirque y San José de Maipo.

Con este objetivo, se realizaron mediciones de microtemores en los distintos depósitos de las localidades mencionadas. Los datos obtenidos se analizaron mediante el método de las razones espectrales H/V, para determinar los periodos predominantes de vibración de los suelos. Por otro lado, para determinar y caracterizar las velocidades de ondas de corte de los distintos depósitos, junto con los espesores de estos depósitos, se utilizó el método de correlaciones cruzadas. Finalmente, se utilizaron las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMM) de Campbell y Bozorgnia (2014) para determinar las aceleraciones sísmicas máximas a lo largo del valle y generar un modelo de aceleraciones en este.

Al analizar los periodos predominantes obtenidos, se observan resultados variables en los depósitos con mayor urbanización en el sector, indicando depósitos heterogéneos e implicando en una posible zonación de los periodos predominantes que varían entre razones espectrales planas a periodos de 0.5 [s], los cuales aumentan a medida que se acercan al escarpe de falla. A su vez, en la localidad de La Obra se observan razones espectrales con amplitud elevada, lo que podría deberse a un mayor contraste de impedancia entre el Plutón La Obra y los sedimentos. Mediante la metodología de correlaciones cruzadas fue posible estimar perfiles de velocidad de onda, resultando en la propuesta de valores del parámetro V_{s30} para las unidades Aluvial Antigua y terraza T3, Aluvial Reciente, terraza T2, Tobas y finalmente Lahar, con valores de 594, 592, 450, 460 y 630 [m/s], respectivamente.

Por otra parte, frente al evento sísmico mencionado en la Falla San Ramón, se estiman que las aceleraciones sísmicas (PGA) mayores ocurrirían en el bloque colgante, específicamente al este de El Canelo, sector en el cual se encontraría el epicentro del evento, alcanzando valores de hasta 0.95 – 1.0 [g]. Mientras que, para el bloque yacente, en el cual se encuentra emplazada la mayor parte de la ciudad de Santiago, se proponen valores de PGA que podrían alcanzar 0.6 [g] para los sectores más cercanos al escarpe de falla.

A su vez, se propone un modelo de aceleración espectral (SA) con periodo de 0.4 [s], asimilando la aceleración sufrida por estructuras de baja altura, en el cual se estiman valores que podrían llegar hasta 2.1 [g] y 1.3 [g] para los bloques colgante y yacente, respectivamente.

Finalmente, en la localidad de La Obra, donde se encuentran los contenedores de Aguas Andinas, fundamentales para el suministro de agua potable de la ciudad de Santiago, se esperaría una aceleración sísmica de 0.87 – 0.89 [g] y una aceleración espectral de 1.6 – 1.7 [g].

Índice

1	Introducción.....	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Ubicación y vías de accesos.....	2
1.3	Objetivos.....	3
1.4	Metodología General	3
2	Marco Teórico.....	4
2.1	Tipos de Ondas Sísmicas	4
2.2	Efecto de Sitio.....	5
2.3	Razones Espectrales H/V	6
2.3.1	Análisis de Razones Espectrales	8
2.4	Correlaciones Cruzadas	11
2.5	Ecuaciones de Predicción de Movimiento Fuerte (GMM)	12
3	Metodología Específica	13
3.1	Métodos de Obtención de Datos	13
3.2	Campaña de Medición en Terreno	14
3.2.1	Consideraciones en Terreno	15
3.3	Correlaciones Cruzadas	17
4	Antecedentes del Área de Estudio	21
4.1	Marco Geotectónico.....	21
4.2	Marco Geológico	24
4.2.1	Litología.....	24
4.2.2	Estructuras.....	25
4.2.3	Geología Local.....	25
4.3	Escarpe del sistema de Falla San Ramón.....	29
4.4	Estudios Gravimétricos.....	30
4.5	Peligros Geológicos	32
4.5.1	Volcánico	32
4.5.2	Remociones en masa e inundaciones	33
4.5.3	Peligro Sísmico	34
5	Determinación de Períodos Predominantes y Vs	36
5.1.1	Aluviales Recientes.....	38
5.1.2	Aluviales Antiguos.....	40
5.1.3	Coluviales.....	42
5.1.4	Remociones en Masa.....	44
5.1.5	Toba	45
5.1.6	Lahar	47
5.1.7	Terraza T1	49
5.1.8	Terraza T2.....	51
5.1.9	Terraza T3.....	55
5.1.10	Terraza T4.....	60
5.2	Resumen.....	61
6	Estimación de Aceleraciones Sísmicas	63
7	Análisis de los Resultados	69
7.1	Razones Espectrales H/V	69
7.2	Estudio de Aceleraciones Sísmicas.....	72
7.3	Comparación con Estudios Previos.....	77
7.3.1	Razones Espectrales H/V	77
7.3.2	Aceleración Sísmica.....	80
8	Conclusiones.....	81
9	Recomendaciones	84
10	Bibliografía	85
	Anexos.....	88
	Anexo A: Resultados Correlaciones Cruzadas	88
	Anexo B: Ecuaciones de Predicción de Movimiento Fuerte de Campbell & Bozorgnia (2014).....	95

Índice de Figuras

Figura 1. 1: Red vial ampliada en el sector de interés.	2
Figura 2. 1: Mecanismo de transporte de las ondas internas. Imagen extraída de internet.	4
Figura 2. 2: Mecanismo de transporte, la onda Rayleigh se representa a la izquierda. Mientras que a la derecha la onda Love. Imágenes extraídas de internet.	4
Figura 2. 3: Perfil esquemático del efecto de sitio. Extraído de Salomón (2017).	5
Figura 2. 4: Cálculo de razón espectral para una ventana temporal, en donde se tiene un registro sísmico, separado en sus componentes horizontales (H1 y H2) y vertical (V), seguido por los espectros de Fourier para cada componente (H1, H2 y V), luego se promedian las componentes horizontales, formando un solo gráfico (H combinada) y, por último, se relacionan ambos espectros (H combinado con V) para determinar la razón espectral correspondiente. Extraído de Pastén (2007).	7
Figura 2. 5: a) Razón espectral H/V con respecto al clima, presentando una mayor desviación para los ~2 [Hz]; b) Densidad espectral de la componente vertical con respecto al clima, presentando una desviación mayor para frecuencias < 20 [Hz], en donde se presentan mayores amplitudes en mal clima; c) Densidad espectral de la componente horizontal con respecto al clima, al igual que en la componente horizontal se presentan mayores amplitudes en mal clima, además en esta componente se evidencia una mejor relación con el clima, en donde se presenta una mayor desviación para frecuencias < 40 [Hz]; d) Razón espectral H/V con respecto a la hora de medición; e) y e) Densidades espectrales de las componentes vertical y horizontal con respecto a la hora de medición, presentando desviaciones parecidas. ASD: Amplitud de la densidad espectral. Extraído de Castellaro (2016).	8
Figura 2. 6: Perfil de velocidad V_s cercano a Ottawa, Ontario. Donde se realizaron siete estudios de relaciones espectrales a lo largo de la cuenca. Sumado a la información de un pozo de 97 metros de profundidad (BH). La capa sedimentaria corresponde a arena y gravas (líneas amarilla y naranja) subyaciendo una capa compuesta por arcillas y limo (líneas azul y morada). Mientras que la línea roja delimita el basamento. Extraído de Molnar et al. (2018).	9
Figura 2. 7: Ejemplo de tipos de razones espectrales observadas. a) Peak claro; b) Peak no tan claro; c) Dos o más peaks; d) Razón espectral plana. Extraído de SESAME Project (2004).	10
Figura 2. 8: Ejemplo de peak generado por actividad antrópica y cómo reconocerlo. a) Razón espectral H/V; b) Espectro de amplitud. En el rectángulo azul se marca el peak de origen antrópico. Modificado de SESAME Project (2004)...	10
Figura 2. 9: Diferenciación de ondas superficiales. Extraído de Molnar et al. (2018).	11
Figura 3. 1: Mediciones utilizadas en el presente estudio, demarcando el instrumento y la ubicación de estos.	13
Figura 3. 2: Fotografía tomada en terreno de uno de los Tromino 3G utilizados para captar el ruido sísmico.	14
Figura 3. 3: Ejemplo de metodología de correlación cruzada para la medición “punto 16”, perteneciente a este estudio. a) Correlación cruzada de ruido sísmico para una ventana de 10 [s]; b) Espectro de correlación promedio; c) Velocidades de fase para distintos m.	17
Figura 3. 4: Curva de dispersión correspondiente al punto 16, con sus datos filtrados y acotados.	17
Figura 3. 5: Longitud de ondas de prospección y curvas de dispersión. a) Medio homogéneo. b) Medio estratificado. Extraído de Salomón (2017).	18
Figura 3. 6: Perfil de velocidad de onda de corte de la medición “punto 16” con un alcance de 26 metros y su respectiva curva de dispersión. Z_{Vs} : Profundidad del perfil generado; c_{max} : Velocidad de fase máxima asociada a la frecuencia mínima; f_{min} : frecuencia mínima.	19
Figura 3. 7: Relación entre la razón espectral y el perfil de velocidad de onda de corte. Extraído de Acevedo (2021).	20
Figura 4. 1: Margen Chileno y las placas que interactúan en este, junto con las unidades morfoestructurales orientadas paralelas al margen. Modificado de Santibáñez et al. (2019).	21
Figura 4. 2: Unidades morfoestructurales presentes, enfocadas en la latitud de la Región Metropolitana, demarcado por un rectángulo rojo la zona de estudio; SRF: Falla San Ramón. Modificado de Ammirati et al. (2019).	22
Figura 4. 3: Perfil longitudinal realizado en la latitud de Santiago, mostrando la falla San Ramón junto con la deformación evidenciada en la Cordillera Principal. Extraído de Armijo et al., (2010).	22
Figura 4. 4: Mapa geológico del área de estudio, realizado mediante la recopilación de estudios anteriores en el sector; Litología: Extraído de Thiele (1980), Sellés y Gana (2001), Fock (2005) y Ormeño (2007); Estructuras: Extraído de Sernageomin (2004), Ormeño (2007), Lavenu y Cembrano (2008), Armijo et al. (2010), Rauld (2011) y Estay et al. (2016); Geomorfología: Extraído de Ormeño (2007).	28
Figura 4. 5: Escarpe del sistema de Falla San Ramón. Extraído de Vargas et al. (2014).	29
Figura 4. 6: Espesor de la capa de sedimentos para la cuenca de Santiago. El área de estudio se presenta en un rectángulo rojo. Modificado de González et al. (2018).	30
Figura 4. 7: Densidad de los sedimentos en la cuenca de Santiago. El área de estudio se presenta dentro del rectángulo rojo. Modificado de Yáñez et al. (2015).	31

Figura 4. 8: Mapa de peligros volcánicos proximales, con amplificación del área de estudio, donde se muestra claramente el color amarillo asociado a bajo peligro, que sigue la morfología de la quebrada. Modificado de Sernageomin (2013).	32
Figura 4. 9: (A) Imagen satelital de la zona de remociones en masa activa; (B) Mapas de peligro de flujo de detritos; (C) deslizamientos superficiales y flujos asociados;(D) caídas de rocas. Extraído de Sepúlveda et al. (2012).....	33
Figura 4. 10: Modelos de aceleración sísmicas obtenidos para la ruptura del plano de falla completo, correspondiente a 7.5 M _w ; a) y b) corresponden a los modelos GK15 y ASK14. La línea blanca demarca el escarpe de falla considerado para estos modelos; c) y d) corresponden a los valores de aceleración sísmica respectivos de estos modelos en sección E-W. La línea punteada azul demarca la topografía, mientras que SRF corresponde a la Falla San Ramón. Extraído de Ammirati et al. (2019).	35
Figura 5. 1: Mapa geológico del área de estudio incorporando los lugares en que se realizaron las mediciones	37
Figura 5. 2: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en abanicos aluviales recientes. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1	38
Figura 5. 3: Razones espectrales obtenidas para el punto 5, junto a sus espectros correspondientes.	38
Figura 5. 4: Razones espectrales obtenidas para el punto 16, junto a sus espectros correspondientes.	39
Figura 5. 5: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 16, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.	39
Figura 5. 6: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en abanicos aluviales antiguos. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.	40
Figura 5. 7: Razones espectrales obtenidas para el punto 24, junto a su espectro correspondiente.	40
Figura 5. 8: Razones espectrales obtenidas para el punto 25, junto a sus espectros correspondientes.	41
Figura 5. 9: Razones espectrales obtenidas para el punto 26, junto a sus espectros correspondientes.	41
Figura 5. 10: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en coluvios. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.	42
Figura 5. 11: Razones espectrales obtenidas para el punto 12, junto a sus espectros correspondientes.	42
Figura 5. 12: Razones espectrales obtenidas para el punto 17, junto a sus espectros correspondientes.	43
Figura 5. 13: Geología del área de estudio. La estrella roja marca la medición realizada en una remoción en masa. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1	44
Figura 5. 14: Razones espectrales obtenidas para el punto 14, junto a sus espectros correspondientes.	44
Figura 5. 15: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en la Toba. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.	45
Figura 5. 16: Razones espectrales obtenidas para el punto 6, junto a sus espectros correspondientes.	45
Figura 5. 17: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 6, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.	46
Figura 5. 18: Gráficos presentados por el Centro Sismológico Nacional, correspondientes a la estación R10M.	46
Figura 5. 19: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en los depósitos de Lahar. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.	47
Figura 5. 20: Razones espectrales obtenidas para el punto 11, junto a sus espectros correspondientes.	47
Figura 5. 21: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 11, con su respectiva curva de dispersión.	48
Figura 5. 22: Razones espectrales obtenidas para el punto 15, junto a sus espectros correspondientes.	48
Figura 5. 23: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en la terraza T1. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1	49
Figura 5. 24: Razones espectrales obtenidas para el punto 8, junto a sus espectros correspondientes.	49
Figura 5. 25: Razones espectrales obtenidas para el punto 18, junto a sus espectros correspondientes.	50
Figura 5. 26: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en la terraza T2. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1	51
Figura 5. 27: Razones espectrales obtenidas para el punto 2, con sus espectros correspondientes.	51
Figura 5. 28: Razones espectrales obtenidas para el Punto 3, con sus espectros correspondientes.	52
Figura 5. 29: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 3, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.	52
Figura 5. 30: Razones espectrales obtenidas para el punto 7, con sus espectros correspondientes.	53
Figura 5. 31: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 7, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.	53
Figura 5. 32: Razón espectral obtenida para el punto 20, con su espectro correspondiente.	54
Figura 5. 33: Geología del área de estudio. La estrella roja marca la medición realizada en la terraza T3. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.	55
Figura 5. 34: Razones espectrales obtenidas para el punto 1, con sus espectros correspondientes.	56

Figura 5. 35: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 1, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.	56
Figura 5. 36: Razones espectrales obtenidas para el punto 4, con sus espectros correspondientes.	57
Figura 5. 37: Razones espectrales obtenidas para el punto 9 con sus espectros correspondientes.	57
Figura 5. 38: Razones espectrales obtenidas para el punto 10 con sus espectros correspondientes.	58
Figura 5. 39: Razón espectral obtenida para el punto 19, junto a su espectro correspondiente.	58
Figura 5. 40: Razón espectral obtenida para el punto 21, junto a su espectro correspondiente.	59
Figura 5. 41: Razón espectral obtenida para el punto 22, junto a su espectro correspondiente.	59
Figura 5. 42: Geología del área de estudio. La estrella roja marca la medición realizada en la terraza T4. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.	60
Figura 5. 43: Razón espectral obtenida para el punto 13, junto a su espectro correspondiente.	60
Figura 6. 1: Consideraciones geoespaciales utilizadas para el cálculo de PGA en un punto específico. Rx: Distancia mínima a la proyección en superficie del eje superior del plano de ruptura, medido perpendicularmente desde su rumbo promedio; R _B : Distancia mínima a la proyección en superficie del plano de ruptura; R _{RUP} : Distancia mínima al plano de ruptura; Z _{TOR} : Profundidad del eje superior del plano de ruptura; δ : Manteo promedio del plano de ruptura; W: Ancho del plano de ruptura; Extraído de Kaklamanos et al. (2011).	63
Figura 6. 2: Mapa de aceleraciones generado mediante resultados obtenidos en roca, utilizando un V _{S30} equivalente a 1100 [m/s]; PGA: Peak Ground Acceleration.	64
Figura 6. 3: Mapa de aceleraciones sísmicas, considerando los distintos tipos de depósitos. En negro se muestra la traza en superficie de la falla utilizada; PGA: Peak Ground Acceleration.	67
Figura 6. 4: Mapa de aceleraciones espectrales para un periodo de 0,4 segundos, considerando los distintos tipos de depósitos. En negro se muestra la traza en superficie de la falla utilizada; SA: Spectral Acceleration.	68
Figura 7. 1: Comportamiento de la aceleración sísmica máximas con respecto a la distancia de ruptura, exponiendo los valores en roca y los resultados obtenidos en los puntos 1, 3, 6, 7, 16 y 23, considerando los parámetros del evento sísmico presentados en Ammirati et al. (2019). HW: Bloque colgante; FW: Bloque yacente.	73
Figura 7. 2: Comportamiento de la aceleración sísmica máximas con respecto a la distancia de ruptura, presentando variaciones en la geometría del plano de ruptura. HW: Bloque colgante; HW10: Bloque colgante con espesor de 10 kilómetros; HW δ 50: Bloque colgante con 50° de manteo; FW: Bloque yacente; FW10: Bloque yacente para el caso HW10; FW δ 50: Bloque yacente para el caso HW δ 50.	73
Figura 7. 3: Perfiles topográficos considerando los valores de PGA obtenidos y el plano de ruptura promedio.	72
Figura 7. 4: Variación de la aceleración sísmica máxima obtenida para distintos valores V _{S30} , a partir de la consideración los parámetros del evento sísmico presentados en Ammirati et al. (2019), evaluados en un depósito en el bloque colgante, a una distancia de 2 kilómetros al plano de ruptura, utilizado a modo de ejemplo.	74
Figura 7. 5: Imágenes generadas a partir de las estimaciones de intensidad presentadas por United States Geological Survey (USGS). a) Evento sísmico de Chi Chi Mw 7.6 (1999) con un plano de ruptura promedio N-S y manteo de 30° al este (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0009eq0/executive). b) Evento sísmico de Gorkha Mw 7.8 (2015) con unen plano de ruptura promedio NWW-SEE y manteo de 11° al noreste (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20002926/executive).	76
Figura 7. 6: Razones espectrales variables expuestas por Brantt (2011); En azul se muestra las razones correspondientes a abanicos aluviales distales (IIIc), mientras que en rosa se muestran las razones de los abanicos aluviales apicales o coluviales (IIIa). Extraído de Brantt (2011).	77
Figura 7. 7: Razones espectrales presentadas por Gálvez (2012); La razón espectral de la derecha pertenece a la zona de transición entre las unidades IIIa y IIIc, correspondiente a la medición m38. Mientras que a la izquierda se muestra la razón espectral c16 correspondiente a abanico aluvial distal (IIIc). Extraído de Gálvez (2012).	78
Figura 7. 8: Razones espectrales planas asociadas a las gravas de Santiago presentadas por Pastén et al. (2016); Las mediciones corresponden a las mediciones DG13 y DG19. Extraído de Pastén et al. (2016).	78
Figura 7. 9: Razones espectrales de la comuna de Pudahuel, correspondientes a las mediciones Pudahuel8, Pudahuel21 y Pudahuel10, respectivamente, con una frecuencia predominante promedio de 0.5 [Hz]. Extraído de Pastén (2007).	79

Índice de Tablas

Tabla 5. 1: Mediciones realizadas con sus respectivos resultados. f_0 : Frecuencia predominante; $T_{H/V}$: Período predominante; $A_{H/V}$: Amplitud de la razón espectral H/V; V_{S30} : Velocidad de onda de corte en los 30 primeros metros de sedimentos; Z_{Vs} : Profundidad del perfil de velocidad de onda de corte; N/C: No se puede calcular; N/A: No aplica.	62
Tabla 6. 1: Valores de velocidad de onda de corte para los primeros 30 metros V_{S30} para distintos tipos de suelos, con información extraída de Pastén (2007), Godoy et al. (2015), Ruz & Finn (2019), Pasten et al. (2020) y Acevedo (2021).	64
Tabla 6. 2: Valores generalizados propuestos a partir de los estudios de los perfiles de velocidad de ondas de corte, junto con la revisión bibliográfica; V_{S30} : Velocidad de onda de corte para los 30 primeros metros de sedimentos.....	65

1 Introducción

1.1 Formulación del problema

La Falla San Ramón está localizada al este de la ciudad de Santiago de Chile, limitando la Depresión Intermedia con la Cordillera Principal (Rauld, 2002). Tras su identificación se han realizado numerosos estudios, dentro de los cuales se evalúa la posibilidad de una reactivación de la falla y las repercusiones que esto conllevaría (p.ej. Pérez et al. 2014; Estay et al. 2016; Ammirati et al., 2019). Algunos de los estudios mencionados sugieren que la falla se encontraría en una etapa madura, es decir, cercana a generar un evento sísmico, y se ha estimado que este podría llegar hasta una magnitud de momento sísmico de M_w 7.5 (Vargas et al., 2014).

Para analizar la posible reactivación de la falla se realizó un estudio estadístico de simulación ante un evento sísmico equivalente a M_w 6.9, sugiriendo aceleraciones superficiales entre 0.7 y 0.8 [g] cercanas al escarpe de la falla (Pérez et al. 2014), presentando un potencial peligro sísmico en la ciudad.

Por otro lado, estudios de la Cuenca de Santiago presentan una zonificación del tipo de suelo y del comportamiento sísmico de éstos y evidencian amplificaciones de las ondas sísmicas en ciertos sectores (Pastén, 2007; Leyton et al., 2011).

Por lo tanto, el presente informe, busca complementar los estudios anteriores sobre el comportamiento de los suelos, enfocado en el valle del río Maipo, particularmente en la zona donde se encuentran los contenedores de agua potable de la empresa Aguas Andinas, la cual abastece a la mayor parte de la población de la ciudad capital.

1.2 Ubicación y vías de accesos

El área de estudio corresponde al valle del río Maipo, entre las localidades de Puente Alto y San José de Maipo, al sureste de la ciudad de Santiago de Chile, entre las coordenadas 70.325° a 70.575° Longitud oeste y 33.575° a 33.675° Latitud sur, en la provincia Cordillera de la Región Metropolitana.

El acceso a este sector es principalmente mediante la vía G-25, para el caso de provenir desde la ciudad de Santiago, mientras que, para el caso de provenir desde el sur, es decir, desde la localidad de Pirque, la vía de acceso correspondiente es la G-27 (Figura 1.1).

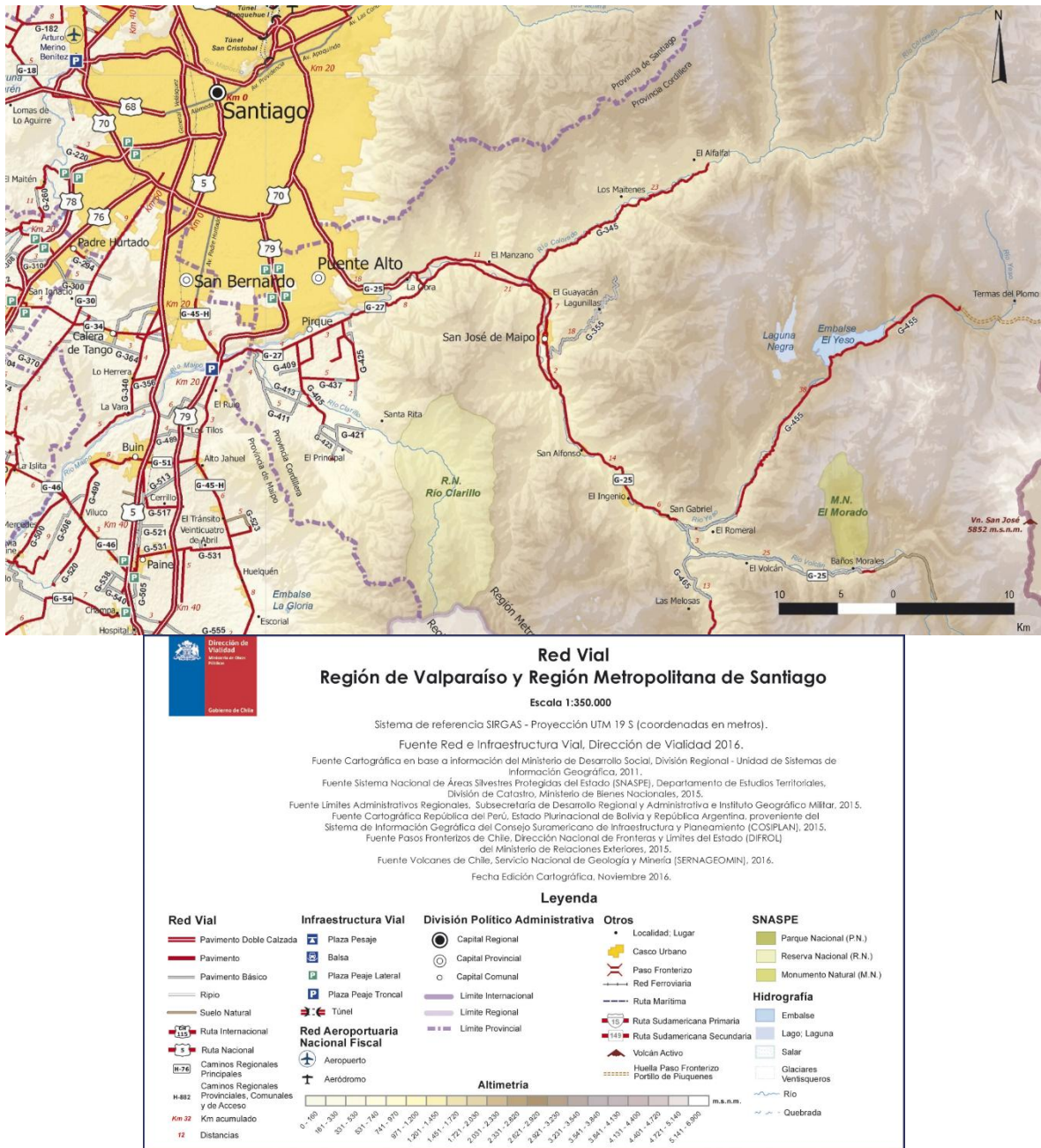


Figura 1. 1: Red vial ampliada en el sector de interés.

1.3 Objetivos

Como objetivo principal se pretende determinar la respuesta sísmica de los distintos tipos de depósitos presentes en el valle del río Maipo frente a un evento sísmico cortical de la Falla San Ramón.

Además, se propone como objetivos específicos:

- Caracterizar la geología de los depósitos del valle del río Maipo
- Determinar y/o proponer periodos predominantes, velocidades de ondas de corte y aceleraciones sísmicas para estos depósitos.

1.4 Metodología General

La metodología que permitió el desarrollo de este estudio consistió en:

1. Búsqueda bibliográfica y análisis crítico de toda la información geológica de la zona de estudio con el fin de identificar y caracterizar las unidades presentes, con especial atención en los rellenos sedimentarios del área.
2. Recopilación y análisis de información sobre las metodologías de razones espectrales H/V, correlaciones cruzadas y las ecuaciones predictivas de movimiento fuerte propuestas por Campbell & Bozorgnia (2014).
3. Medición de microtemores en terreno, sobre las unidades anteriormente definidas, y posterior procesamiento, análisis e interpretación de los datos recogidos. A modo de caracterizar dichas unidades mediante periodos predominantes y velocidades de ondas de corte.
4. Análisis del comportamiento de las unidades frente a un sismo cortical propuesto para el sistema de Falla San Ramón, mediante la metodología de GMM propuesta por Campbell & Bozorgnia (2014).
5. Finalmente, la redacción del informe final que contenga todos los análisis y resultados de este estudio.

Cabe destacar que la metodología específica de los métodos anteriormente mencionados se expondrá de manera detallada en el capítulo siguiente de Marco Teórico y Metodología Específica.

2 Marco Teórico

2.1 Tipos de Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas corresponden a un tipo de ondas elásticas, es decir, necesitan de un medio elástico para su propagación, en donde estas utilizan como medio las distintas capas de la Tierra. Estas se pueden clasificar en ondas superficiales e internas. Las ondas internas se clasifican en compresionales (P) y transversales (S), diferenciándose en la manera de propagación. En las primeras las partículas del medio se mueven en la misma dirección en que se propaga la onda, mientras que en las transversales o de corte lo hacen mediante movimientos en un plano perpendicular a la dirección de propagación (Figura 2.1).

A su vez, las ondas superficiales también se dividen en dos grupos, correspondientes a las ondas Rayleigh y ondas Love. Las primeras corresponden a la combinación de las ondas compresionales junto con la componente vertical de las ondas de corte, produciendo un movimiento elíptico retrógrado de las partículas del medio (Figura 2.2). Las segundas son producto de la componente horizontal de las ondas de corte en una superficie libre (Figura 2.2).

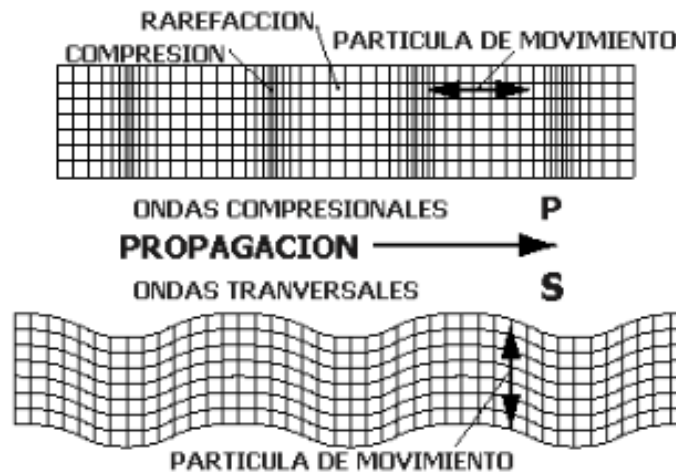


Figura 2. 1: Mecanismo de transporte de las ondas internas. Imagen extraída de internet.

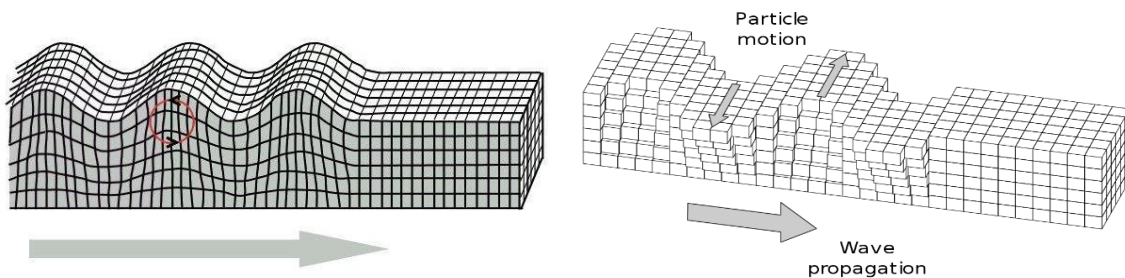


Figura 2. 2: Mecanismo de transporte, la onda Rayleigh se representa a la izquierda. Mientras que a la derecha la onda Love. Imágenes extraídas de internet.

2.2 Efecto de Sitio

Como se mencionará más adelante, específicamente en el capítulo de Peligros Geológicos, los efectos de los terremotos no se presentan de manera homogénea, sino que lo hacen heterogéneamente, es decir, se presentan intensidades mayores en ciertos sectores asociadas a amplificación de las ondas sísmicas (Figura 2.3).

Donde la amplificación de las ondas sísmicas se debe a la modificación de tres componentes:

- Amplitud
- Periodo
- Duración

Para describir este fenómeno se utiliza el término Efecto de Sitio, el cual generalmente es producto de suelos blandos o consecuencia de resonancia.

Una de las maneras de determinar este fenómeno es mediante el método de razones espectrales H/V propuesto Nakamura (1989), el cual, y a modo de adelanto, se basa en la razón entre la componente horizontal y vertical del espectro de Fourier de los registros de microtemores registrados en superficie. De esta manera es posible obtener la amplificación del suelo estudiado, mediante el análisis del contraste de impedancia producido por el basamento y la capa sedimentaria.

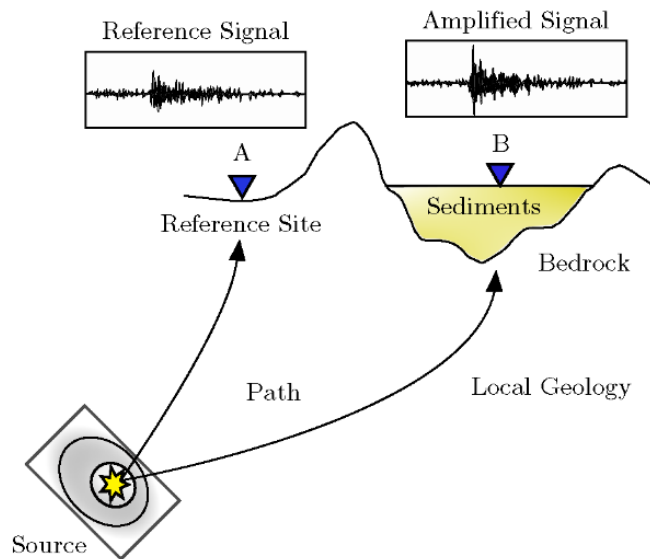


Figura 2. 3: Perfil esquemático del efecto de sitio. Extraído de Salomón (2017).

2.3 Razones Espectrales H/V

Este método, desarrollado por Nakamura (1989) al relacionar la información obtenida de sondajes con registros de eventos sísmicos, para distintas configuraciones geológicas (Nakamura, 2000), consiste en determinar el periodo predominante de un sitio mediante el análisis de registros sísmicos o vibraciones ambientales en superficie, relacionando los espectros de Fourier de las componentes horizontal y vertical de estos (Figura 2.4). Donde, la razón espectral entre ambas componentes equipara a la función transferencia para el movimiento horizontal de las capas superficiales (Nakamura, 1989). En particular, se asimila el periodo o frecuencia para los cuales se obtiene la amplitud máxima en la razón espectral de manera natural, como el periodo o frecuencia predominante del suelo medido.

Generalmente los depósitos de suelos se encuentran expuestos a vibraciones generadas tanto por procesos naturales, por ejemplo, mareas y vientos, como por procesos antropológicos, ya sean procesos industriales o bien por medios de transporte. En donde, autores como Castellaro (2016) han reconocido las variaciones de los espectros con respecto a la naturaleza de estas vibraciones, asimilando vibraciones naturales a frecuencias menores a 2 [Hz], mientras que las mayores a este valor las asocia a resultados de acciones antrópicas.

Sin embargo, el resultado de la sumatoria de estas vibraciones, reconocidas como microtremores o vibraciones ambientales, producen que los depósitos de los suelos oscilen preponderantemente de acuerdo con su periodo predominante. Y, por lo tanto, estas vibraciones ambientales o microtremores son las que efectivamente se miden en superficie para la utilización de este método.

Debido a las razones anteriormente mencionadas, este método se caracteriza como rápido, no invasivo y económico, y a su vez, menos restrictivo que otros métodos, ya que puede ser realizado en cualquier momento del día, debido a que desestima la interferencia producida por las actividades antrópicas (Nakamura 1989; Castellaro 2006).

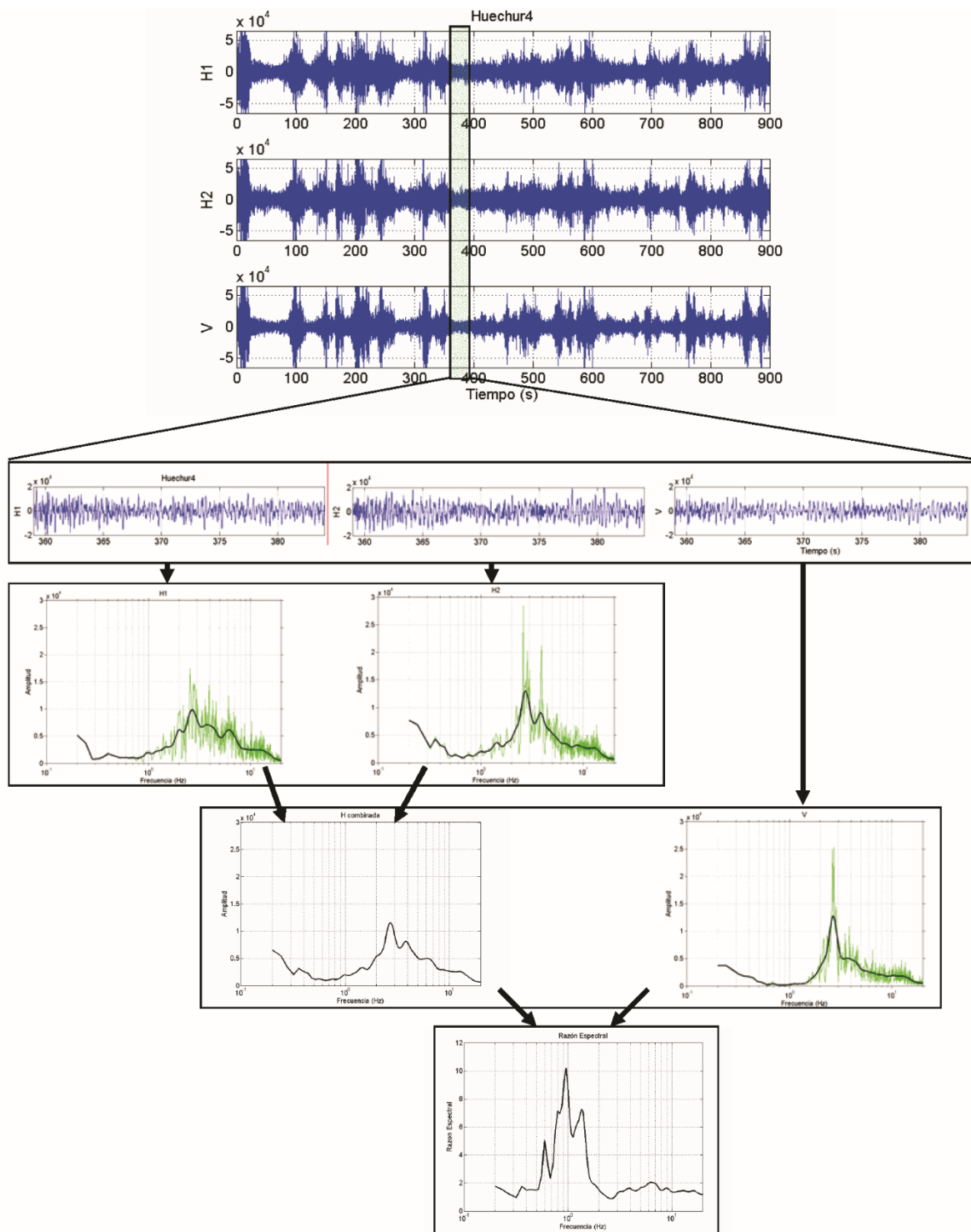


Figura 2. 4: Cálculo de razón espectral para una ventana temporal, en donde se tiene un registro sísmico, separado en sus componentes horizontales (H1 y H2) y vertical (V), seguido por los espectros de Fourier para cada componente (H1, H2 y V), luego se promedian las componentes horizontales, formando un solo gráfico (H combinada) y, por último, se relacionan ambos espectros (H combinada con V) para determinar la razón espectral correspondiente. Extraído de Pastén (2007).

2.3.1 Análisis de Razones Espectrales

Estudios realizados con anterioridad han demostrado que el estudio de razones espectrales presenta una diversa gama de resultados, los cuales pueden ser interpretados de distinta manera. En particular, la amplitud de la densidad espectral varía de distinta manera con respecto al clima o bien a la hora en que se realiza la medición para cada componente (Figura 2.5 b, c, e y f), no así la razón espectral H/V que se mantiene esencialmente invariante con respecto al tiempo (Figura 2.5 a y b) (Castellaro, 2016).

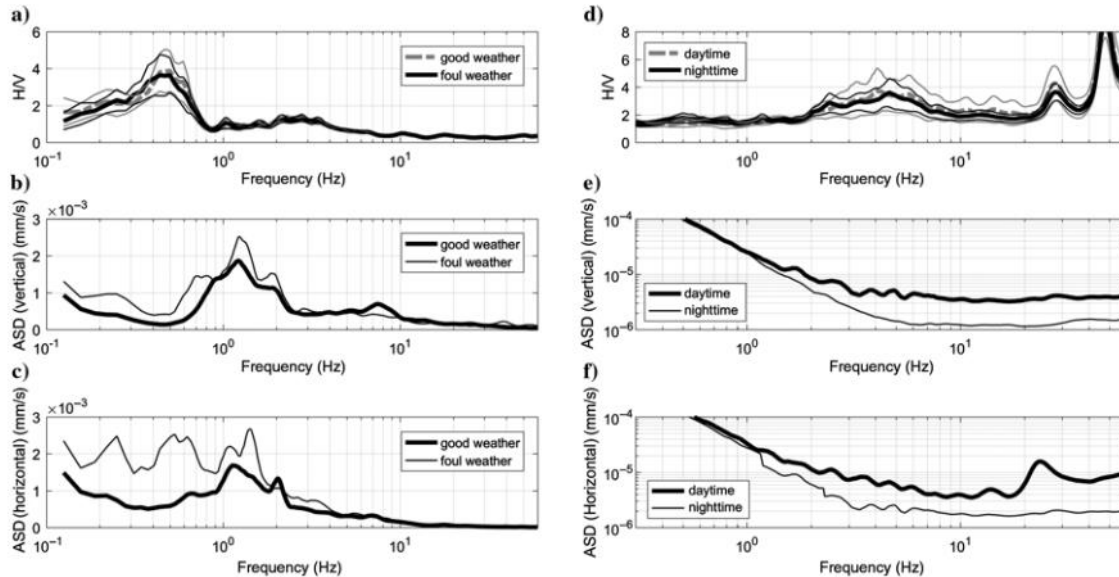


Figura 2. 5: a) Razón espectral H/V con respecto al clima, presentando una mayor desviación para los ~ 2 [Hz]; b) Densidad espectral de la componente vertical con respecto al clima, presentando una desviación mayor para frecuencias < 20 [Hz], en donde se presentan mayores amplitudes en mal clima; c) Densidad espectral de la componente horizontal con respecto al clima, al igual que en la componente horizontal se presentan mayores amplitudes en mal clima, además en esta componente se evidencia una mejor relación con el clima, en donde se presenta una mayor desviación para frecuencias < 40 [Hz]; d) Razón espectral H/V con respecto a la hora de medición; e) y e) Densidades espectrales de las componentes vertical y horizontal con respecto a la hora de medición, presentando desviaciones parecidas. ASD: Amplitud de la densidad espectral. Extraído de Castellaro (2016).

A su vez, se ha evidenciado por diversos autores que la razón espectral presenta variaciones laterales dentro de un mismo estrato (Pastén, 2007; Molnar et al., 2018), estando directamente relacionada con la profundidad y pendiente del basamento, de modo que a una mayor inclinación el peak de la razón espectral se vuelve menos claro. Mientras que la profundidad del basamento se relaciona de manera inversa con la frecuencia preponderante, es decir, a mayor espesor de la capa sedimentaria menor será la frecuencia preponderante esperada (Zhu et al., 2020) (Figura 2.6).

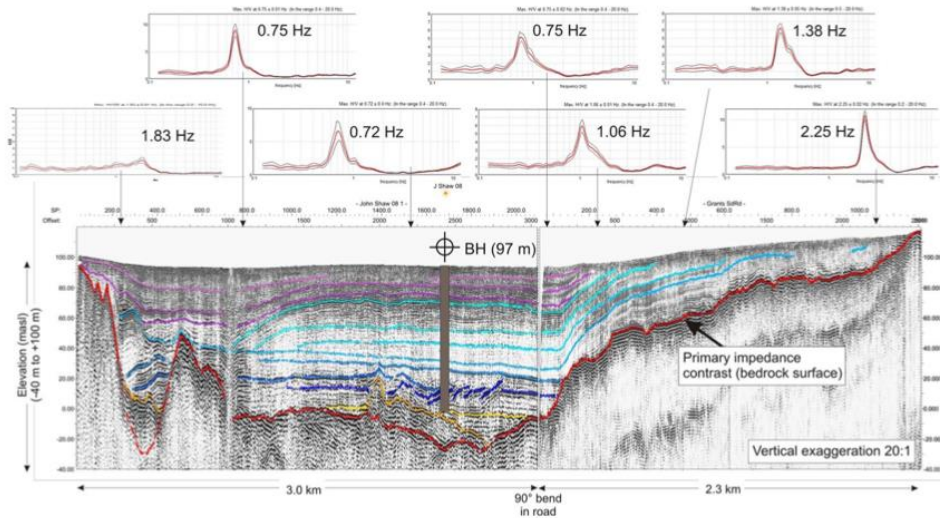


Figura 2. 6: Perfil de velocidad V_s cercano a Ottawa, Ontario. Donde se realizaron siete estudios de relaciones espectrales a lo largo de la cuenca. Sumado a la información de un pozo de 97 metros de profundidad (BH). La capa sedimentaria corresponde a arena y gravas (líneas amarilla y naranja) subyaciendo una capa compuesta por arcillas y limo (líneas azul y morada). Mientras que la línea roja delimita el basamento. Extraído de Molnar et al. (2018).

También diversos estudios han denotado diferentes tipos de razones espectrales H/V (SESAME Project, 2004; Pastén, 2007; Castellaro, 2016; Molnar et al., 2018), evidenciada mediante los peaks presentes en los gráficos (Figura 2.7). Donde se presentan esencialmente cuatro tipos de razones: un peak claro, un peak no tan claro, dos o más peaks y una razón espectral plana.

Por otra parte, es posible distinguir peaks de origen antrópico, ya que este presenta un peak más afilado que uno de carácter estratigráfico, sumado a presentar peaks en las tres componentes para la misma frecuencia en el espectro de amplitud, mientras que un peak producido por el contraste de impedancia, producto de la estratigrafía, presenta un mínimo espectral en la componente vertical (Castellaro, 2016) (Figura 2.8).

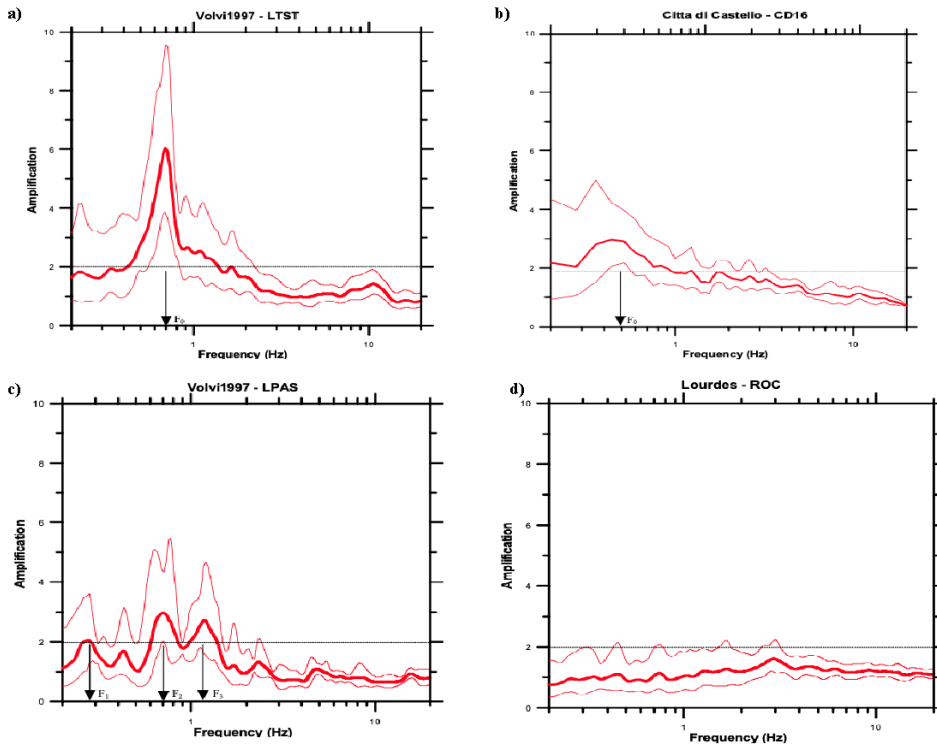


Figura 2. 7: Ejemplo de tipos de razones espectrales observadas. a) Peak claro; b) Peak no tan claro; c) Dos o más peaks; d) Razón espectral plana. Extraído de SESAME Project (2004).

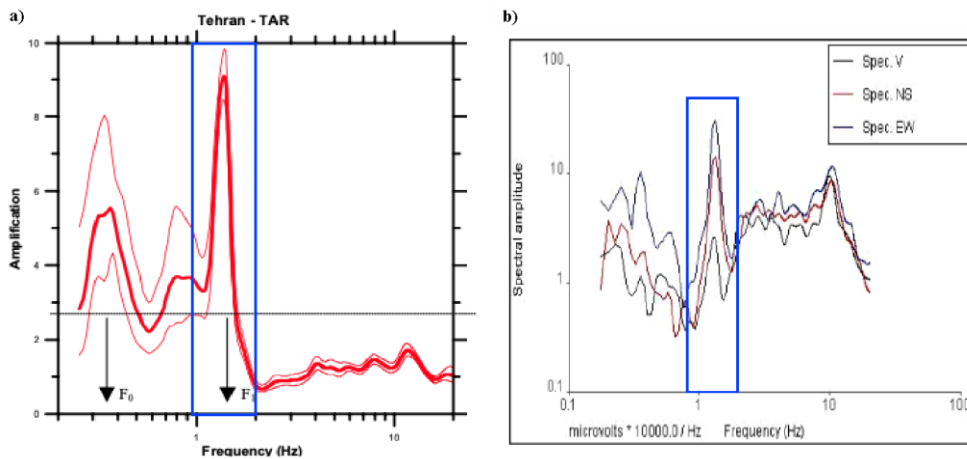


Figura 2. 8: Ejemplo de peak generado por actividad antrópica y cómo reconocerlo. a) Razón espectral H/V; b) Espectro de amplitud. En el rectángulo azul se marca el peak de origen antrópico. Modificado de SESAME Project (2004).

Igualmente, es posible diferenciar las ondas superficiales, siendo incluso capaz de discernir entre las ondas Love y Rayleigh. En donde las primeras se caracterizan por presentar peaks espectrales en las componentes horizontales. Mientras que las ondas Rayleigh presentan un mínimo local de la componente vertical en el peak de la frecuencia preponderante y un máximo local de esta misma en aproximadamente el doble de su valor.

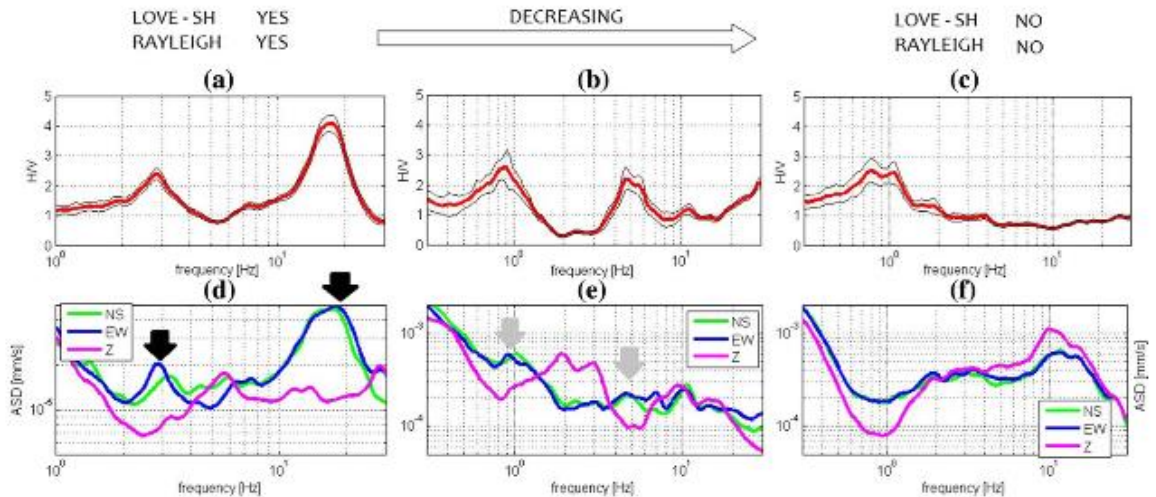


Figura 2. 9: Diferenciación de ondas superficiales. Extraído de Molnar et al. (2018).

Cabe mencionar que la amplitud presentada por las razones espectrales no se usa directamente en la determinación de los factores del efecto de sitio, si no que más bien, esta se relaciona con el contraste de impedancia, siendo útil para cualificar el contraste de impedancia en modelos estratificados (Molnar et al., 2018).

Donde se ha asociado una razón espectral con amplitud elevada a un fuerte contraste de impedancia entre los sedimentos y el basamento, como una razón espectral plana a sedimentos rígidos (Pasten et al., 2016).

Finalmente, si la amplitud de la razón espectral es mayor que 4, se asume una discontinuidad con un contraste de velocidades de onda elevado a cierta profundidad (SESAME Project, 2004).

2.4 Correlaciones Cruzadas

Este método corresponde a una técnica o algoritmo que permite determinar la velocidad de fase a partir de mediciones continuas de ruido sísmico, el cual ha demostrado ser un método geofísico no invasivo ampliamente adoptado para determinar velocidades de fase de ondas superficiales, entre estaciones de medición (Erkström et al., 2009; Castellaro, 2016).

Debido la propiedad de dispersión, aplicable a las ondas Love y Rayleigh en medios estratificados es posible la utilización de este método, donde las ondas superficiales con diferentes longitudes de onda exploran el suelo a distintas profundidades, además de viajar a velocidades características para distintos tipos de suelos a profundidades variables (Castellaro, 2016).

A partir de la captación de estas ondas superficiales a través de dos medidores, de manera simultánea, es posible utilizar este método para calcular curvas de dispersión de velocidades de fase mediante el método espectral y, posteriormente, estimar perfiles de velocidad de ondas de corte por medio de métodos de inversión tradicionales (Pastén et al., 2016).

2.5 Ecuaciones de Predicción de Movimiento Fuerte (GMM)

Las ecuaciones de predicción de movimiento o GMM, por las siglas en inglés Ground Motion Model, son utilizadas para estimar el movimiento fuerte de un determinado sitio, mediante términos representativos para un evento sísmico y las características del sitio.

Existen ecuaciones que incorporan de manera directa o indirecta las razones espectrales para el termino de efecto de sitio, dentro de las cuales se encuentran las que se nombraran a continuación.

Zhao et al. (2016) considera el periodo predominante de los distintos tipos de suelos mediante una clasificación de suelos y, además propone un parámetro de impedancia que incorpora en la ecuación. No obstante, esta no considera un efecto para el bloque colgante en fallas inversas y además, se considera confiable para contrastes de impedancia bajos en su implementación.

Idini et al. (2017) presenta un GMM utilizando datos obtenidos en Chile, en el cual caracteriza el sitio mediante los parámetros V_{S30} y periodo predominante. Sin embargo, las ecuaciones son propuestas para la zona de subducción, es decir, no consideran sismos corticales someros o intraplaca continental.

En particular, este estudio utilizó el método GMM propuesto por Campbell & Bozorgnia (2014) y corresponden a ecuaciones predictivas para el movimiento sísmico, donde se incluyen terminologías detalladas para el modelamiento del efecto del bloque colgante, atenuación geométrica regional independiente, atenuación anelástica regional dependiente y condiciones de sitio, y variabilidad aleatoria dependiente de la magnitud. En el término de condiciones de sitio se considera solo el parámetro V_{S30} para los distintos tipos de suelos.

Las ecuaciones de este método fueron generadas mediante el análisis de eventos sísmicos, almacenados dentro de la base de datos PEER NGA-West2, la cual posee información de sismos corticales someros, ocurridos en regiones tectónicas activas, con magnitudes dentro del rango M_w 3.0 – 7.9 (Campbell & Bozorgnia, 2014).

Sin embargo, para que las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte propuestas por esta metodología se consideren validas, es necesario tener en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Sismos de magnitud $M_w \geq 3.3$ para California y $M_w \geq 5.5$ global.
2. Magnitudes máximas dependiente del estilo de falla, $M_w \leq 8.5$ para fallas de rumbo, $M_w \leq 8.0$ para inversas e inversas oblicuas, y $M_w \leq 7.5$ para fallas normales y normales oblicuas.
3. Distancias entre el rango de 0 – 300 kilómetros a la ruptura de falla.
4. Velocidades de onda de corte superficial de los sedimentos (V_{S30}) dentro de los valores de 150 – 1500 [m/s].
5. Espesores de los sedimentos entre 0 – 10 kilómetros.
6. Profundidad del eje superior del plano de falla entre 0 – 20 kilómetros.
7. Profundidad del hipocentro 0 – 20 kilómetros.
8. Fallas de manteo entre 15 – 90°.

3 Metodología Especifica

3.1 Métodos de Obtención de Datos

Las mediciones utilizadas para el presente estudio se realizaron mediante diversos instrumentos (Figura 3.1), sismógrafos Tromino 3G, estaciones de banda ancha y acelerógrafos, de los cuales, las estaciones de banda ancha y los acelerógrafos, pertenecen al Centro Sismológico Nacional, y corresponden a redes distribuidas a través de la Cuenca de Santiago, mientras que los sensores Tromino 3G fueron utilizados para realizar mediciones temporales en lugares predefinidos, para efectos de este estudio.

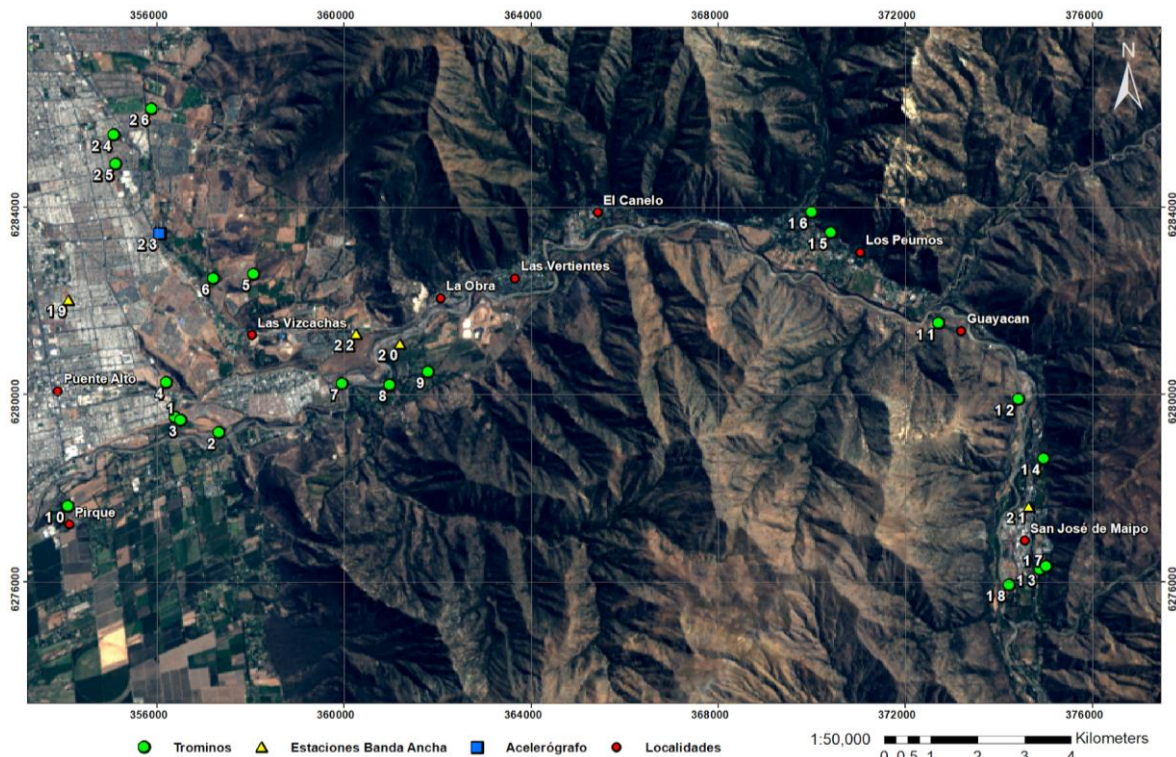


Figura 3. 1: Mediciones utilizadas en el presente estudio, demarcando el instrumento y la ubicación de estos.

Como se observa en la figura anterior, los instrumentos utilizados para la mayoría de las mediciones corresponden a Trominos 3G, donde se utilizaron los equipos TROMINO 3G series (Figura 3.2), caracterizado por ser equipos transportables, capaces de capturar el ruido sísmico en sus tres componentes principales con un sensor de frecuencia de 4.5 [Hz], para lo cual exigen una serie de consideraciones para una medición óptima.

Si bien los datos de los puntos 24, 25 y 26 corresponden a mediciones realizadas por los equipos mencionados con anterioridad, estas fueron realizadas y facilitadas por Miguel Acevedo Plaza (Acevedo, 2021).



Figura 3. 2: Fotografía tomada en terreno de uno de los Tromino 3G utilizados para captar el ruido sísmico.

A su vez, las estaciones de banda ancha corresponden a instrumentos extremadamente sensibles, diseñados para medir velocidades del suelo en un variado rango de frecuencias, utilizados para estudiar la distribución y evolución espacio temporal de los eventos sísmicos. En particular, las mediciones 19, 20 y 21 corresponden a las estaciones DG29, DG34 y DG36, respectivamente, las cuales constituyeron parte de la red temporal de estaciones de banda ancha que operó entre los años 2013 y 2014, registrando meses de ruido ambiental (Salomón, 2017). Mientras que la medición 22 corresponde a la estación MT15 de la red actual del Centro Sismológico Nacional.

Los acelerógrafos miden la aceleración del suelo en altas frecuencias, utilizados para localizar hipocentros y magnitudes de terremotos, debido a su baja sensibilidad. En particular, la medición utilizada para este estudio (punto 23) corresponde a la estación R10M, perteneciente a una red instalada por la Oficina Nacional de Emergencias del Ministerio del Interior, la cual registró datos entre los años 2011 y 2014 (Salomón, 2017). Los datos de este punto corresponden a datos procesados y publicados por el Centro Sismológico Nacional en su página web.

3.2 Campaña de Medición en Terreno

Una campaña de mediciones en terreno consiste en identificar los puntos de interés, para lo cual es necesario definir como primera instancia las distintas unidades que contemplan el estudio y posteriormente identificar lugares con espacios abiertos en que sea posible realizar o capturar las vibraciones ambientales o microtemores.

Las unidades definidas para el presente estudio se definieron a través de una caracterización geológica y serán presentadas más adelante (Figura 4.4).

Los equipos utilizados en terreno corresponden a Trominos 3G (Figura 3.2), los cuales poseen un sensor de 4.5 [Hz], mencionados con anterioridad. Para su correcto funcionamiento se

debe registrar su ubicación espacial, además de una orientación (hacia el norte) y nivelación, entre otras consideraciones, que serán presentadas con un mayor detalle en el subcapítulo 3.2.1.

Mientras que, y debido a que se utilizaron tres Trominos 3G por medición, se priorizaron arreglos triangulares. No obstante, los arreglos y espaciamiento entre los equipos se modificó en cada parada, dependiendo de la geometría y espacio disponible.

Finalmente, el periodo de tiempo utilizado para la obtención de datos en este estudio corresponde a 40 minutos, donde los Trominos 3G trabajaron de manera simultánea.

3.2.1 Consideraciones en Terreno

El factor más importante para la obtención de una buena medición es una óptima correlación entre el Tromino 3G y el suelo, y para ello, se proponen las siguientes consideraciones, a partir de la información presentada en Sesame (2004), junto con el manual de usuario del equipo Tromino 3G.

Parámetros de la medición

Es recomendable aumentar la adquisición de datos, siempre y cuando la señal no se sature, aunque con una tasa de muestreo de 50 [Hz] sea suficiente. Cabe destacar que una tasa de muestreo mayor no afecta la razón espectral resultante.

Duración de la medición

Las siguientes relaciones son propuestas, con la finalidad de obtener datos con una mayor confiabilidad:

- $f_0 > \frac{10}{I_w}$
- $n_c = I_w \cdot n_w \cdot f_0 > 200$

donde f_0 : frecuencia correspondiente al peak propuesto; I_w : largo de las ventanas utilizadas para determinar la razón espectral; n_c : número de ciclos significativos; n_w : número de ventanas utilizadas para la obtención del promedio de la razón espectral.

En resumen, la duración de las mediciones se relaciona directamente con la cantidad de ventanas y el largo de estas que se pueden utilizar para determinar la razón espectral, y por consecuencia, peaks observables a frecuencias bajas poseen una mayor confiabilidad.

Distanciamiento entre mediciones

Para microzonificaciones se recomiendan mediciones en una grilla con espaciamiento inicial considerable, y una posterior densificación de ésta en caso de presentarse resultados con variaciones laterales. Mientras que, para el estudio de una sola respuesta de sitio, se propone la utilización de al menos tres mediciones.

Interfaz suelo-sensor natural

Se recomienda instalar el instrumento directamente en el suelo, salvo en situaciones específicas que no lo permitan, tales como una pendiente inclinada. Mientras que se ha evidenciado que mediciones realizadas en el asfalto, no presentan alteraciones mayores. No así, mediciones realizadas sobre vegetación, donde ésta por sí sola no presenta alteraciones, pero al momento de adicionar viento, se observan alteraciones notables en los resultados. Por lo tanto, se recomienda remover la primera capa del suelo, ya sea pasto, polvo u otras interfaces artificiales.

También se aconseja evitar medir sobre suelos saturados o sobre gravas no cohesivas, ya que, en estas últimas, no habrá una correcta relación entre el sensor y el suelo, produciendo alteraciones en las razones espectrales.

Interfaz suelo-sensor artificial

En condiciones que el sensor no pueda ser instalado con normalidad, es recomendable utilizar una transición artificial, y realizar mediciones de prueba para observar posibles influencias de esta transición en los resultados.

Se recomienda arena o un contenedor plástico relleno de arena para pendientes inclinadas, o bien, se ha observado que utilizando una placa metálica como interfaz no presenta alteraciones en los resultados. No así, la utilización de materiales blandos - no cohesivos.

Correcta instalación del equipo

El equipo cuenta con dos tipos de bases, la primera corresponde a bases alargadas de ~6 centímetros, similares a clavos, utilizada en suelos blandos o en cualquier caso que se logre una inserción significativa. Mientras que las segundas son más cortas que las primeras, ~4 centímetros, y de poseen una forma cercana a una peonza. Estas últimas, se utilizan para rocas, edificios o suelos duros, donde no sea posible la utilización de las primeras.

Por último, el equipo posee un medidor para una correcta nivelación de este, pero es importante destacar que se debe priorizar un acoplamiento firme de las bases sobre una nivelación perfecta.

Estructuras cercanas

Estructuras tales como edificios o árboles, a modo de ejemplo, pueden afectar los datos obtenidos en las mediciones, introduciendo perturbaciones a frecuencias bajas. Siendo imposible cuantificar la distancia óptima entre el sector medido y la estructura, para que la perturbación sea ínfima, ya que es dependiente de varios factores.

A su vez, la toma de datos sobre estructuras de carácter subterráneo puede afectar notablemente la amplitud de la componente vertical.

Condiciones climáticas

Las condiciones climáticas han demostrado la capacidad de alterar en los resultados al momento de realizar las mediciones, siendo el viento el más común. Por lo que los autores sugieren no realizar mediciones bajo condiciones de viento, ya que incluso un viento suave puede alterar las mediciones, introduciendo alteraciones de frecuencias bajas. Esto último, puede ser también producto de una baja presión atmosférica en el sector de la medición.

También es posible evidenciar alteraciones producto de una lluvia pesada o incluso producto de una temperatura elevada, capaz de alterar el sensor.

Perturbaciones

Se ha observado que todas las fuentes locales de corta duración presentan alteraciones en los resultados, estando directamente relacionadas a diversos factores, entre las cuales se menciona

la energía de la fuente y las condiciones del suelo, por lo que no se podría estimar una distancia que minimice dicha alteración.

También, se recomienda no realizar mediciones cercanas a maquinarias que funcionen a una frecuencia constante.

3.3 Correlaciones Cruzadas

Como se mencionó en la sección 2.4, la metodología de correlación cruzada permite determinar la velocidad de fase a partir de mediciones continuas de ruido sísmico. De esta forma y a modo de ejemplo, para la medición “punto 16” perteneciente a este estudio y se ubicada sobre un abanico aluvial en el sector El Manzano, al aplicar esta metodología se obtiene la Figura 3.3. En esta se muestra la correlación cruzada de ruido sísmico obtenida entre el par de Trominos 3G DGF1 y DGF2, presentado así mediante la metodología espectral velocidades de fase para distintos m .

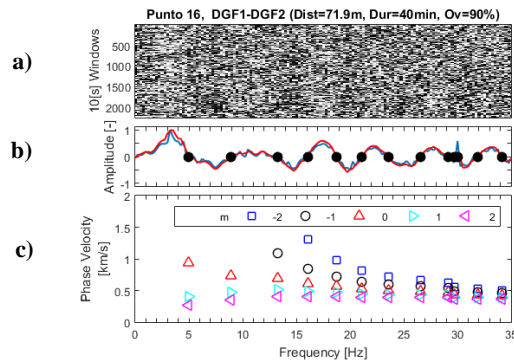


Figura 3. 3: Ejemplo de metodología de correlación cruzada para la medición “punto 16”, perteneciente a este estudio. a) Correlación cruzada de ruido sísmico para una ventana de 10 [s]; b) Espectro de correlación promedio; c) Velocidades de fase para distintos m .

A su vez, los valores obtenidos de velocidades de fase son filtrados mediante la Ecuación 3.1, con λ_i como la distancia entre el par de Trominos 3G y la velocidad de fase (c) asociada a la frecuencia (f), definiendo así una frecuencia mínima (f_{\min}).

$$\lambda_i \geq c/f \text{ [m]} \quad (3.1)$$

Continuando con el ejemplo y considerando lo anterior, para la medición “punto 16” se utilizó los valores asociados a $m = 0$ (Figura 3.3 c) entre el rango de frecuencias de 13 – 27 [Hz], generando así la curva de dispersión de la Figura 3.4.

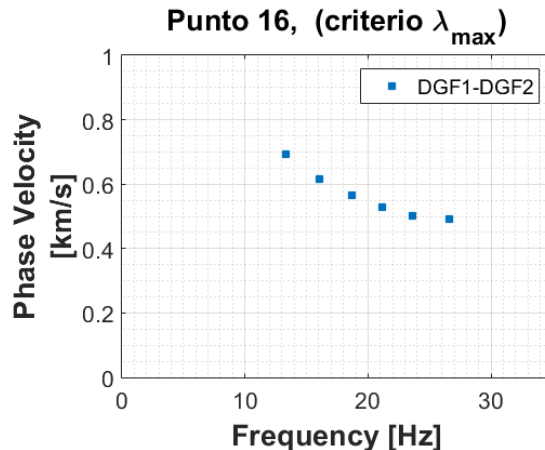


Figura 3. 4: Curva de dispersión correspondiente al punto 16, con sus datos filtrados y acotados.

A partir de la curva de dispersión es posible inferir información sobre el medio, como la heterogeneidad de este (Figura 3.5), o a modo de ejemplo, para una curva de dispersión con una curvatura marcada es esperable un perfil de velocidad de onda de corte asociado a estratos con fuertes contraste de Vs.

Además, mediante la relación entre la frecuencia f y la longitud de onda (λ), expresada en la Ecuación 3.2, se deriva que las frecuencias de ondas elevadas entregan información de las capas someras, mientras que las frecuencias de ondas corta entregan información con una mayor profundidad (Salomón, 2017) (Figura 3.5).

$$\lambda = c/f \text{ [m]} \quad (3.2)$$

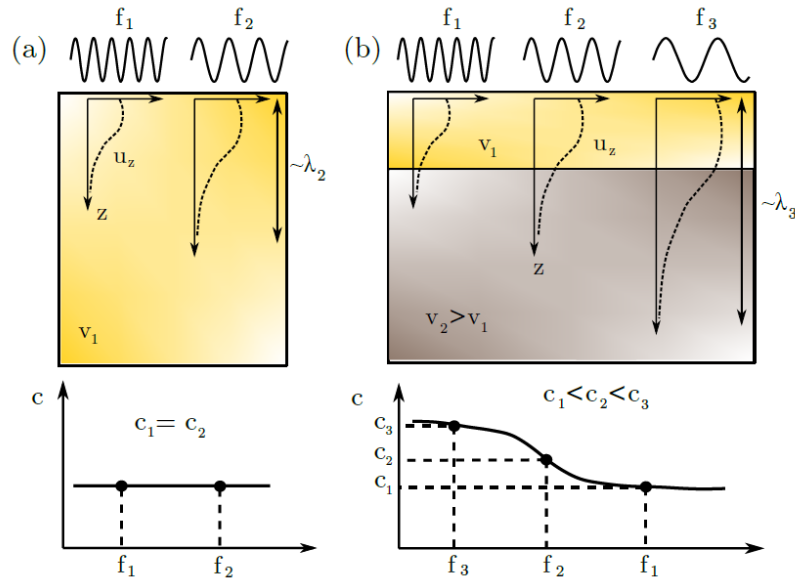


Figura 3. 5: Longitud de ondas de prospección y curvas de dispersión. a) Medio homogéneo. b) Medio estratificado. Extraído de Salomón (2017).

La máxima longitud de onda de exploración (λ_{max}) es definida mediante la Ecuación 3.3, correspondiente a la razón entre la velocidad de fase máxima (c_{max}) y la frecuencia mínima (f_{min}) para esta.

$$\lambda_{max} = c_{max}/f_{min} \text{ [m]} \quad (3.3)$$

Considerando lo anterior, diversos autores difieren entre el alcance del perfil de velocidad de onda de corte creado a partir de las curvas de dispersión, donde se propone una confiabilidad del modelo creado para una profundidad máxima entre la mitad o un tercio de la máxima longitud de onda medida (λ_{max}) (Humire et al., 2015).

El proceso de inversión de curvas de dispersión para la estimación de perfiles de velocidad de onda de corte se realizó mediante el programa Dinver, parte de Geopsy, donde para el caso del ejemplo, se genera la Figura 3.6, correspondiente a la estimación con mejor ajuste a los datos medidos. Además, la profundidad de exploración del perfil de velocidad de onda de corte (Z_{Vs}) es considerado para este estudio como la mitad de la máxima longitud de onda medida (λ_{max}) (Ecuación 3.4), implicando en una profundidad de 26 metros para la medición utilizada (Figura 3.6).

$$Z_{Vs} = \lambda_{max}/2 \text{ [m]} \quad (3.4)$$

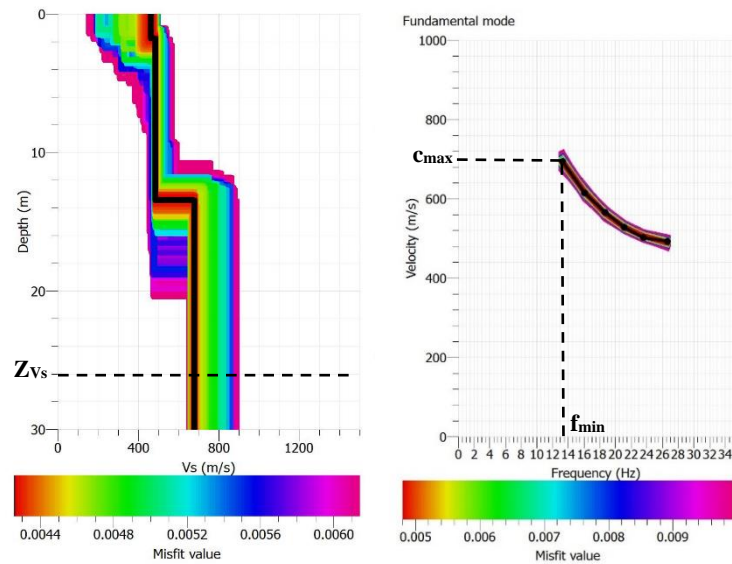


Figura 3. 6: Perfil de velocidad de onda de corte de la medición “punto 16” con un alcance de 26 metros y su respectiva curva de dispersión. Z_{Vs} : Profundidad del perfil generado; c_{max} : Velocidad de fase máxima asociada a la frecuencia mínima; f_{min} : frecuencia mínima.

Los perfiles de velocidad de onda de corte se utilizan para calcular el parámetro de velocidad de onda de corte para los primeros 30 metros (V_{s30}), considerado para la norma chilena NCh433. Además, a partir de estos es posible inferir una caracterización de las capas sedimentarias para el sector estudiado, bajo argumentos geológicos.

Finalmente, Acevedo (2021) relaciona el comportamiento del perfil de velocidad de onda de corte con la razón espectral obtenida para dicho sector (Figura 3.7), proponiendo cuatro tipos de relaciones, definidas como:

- A) Perfil asociado a razones espectrales con uno o más peaks, donde se presenta un fuerte contraste entre los sedimentos y el basamento.
- B) Perfil asociado a razones espectrales planas, presentando un contraste de velocidades de onda transicional hasta el basamento.
- C) Perfiles A o B considerando la posibilidad de inversión.
- D) Perfil asociado a razones espectrales con uno o más peaks, donde se presenta un contraste fuerte de velocidades de onda de corte entre capas someras.

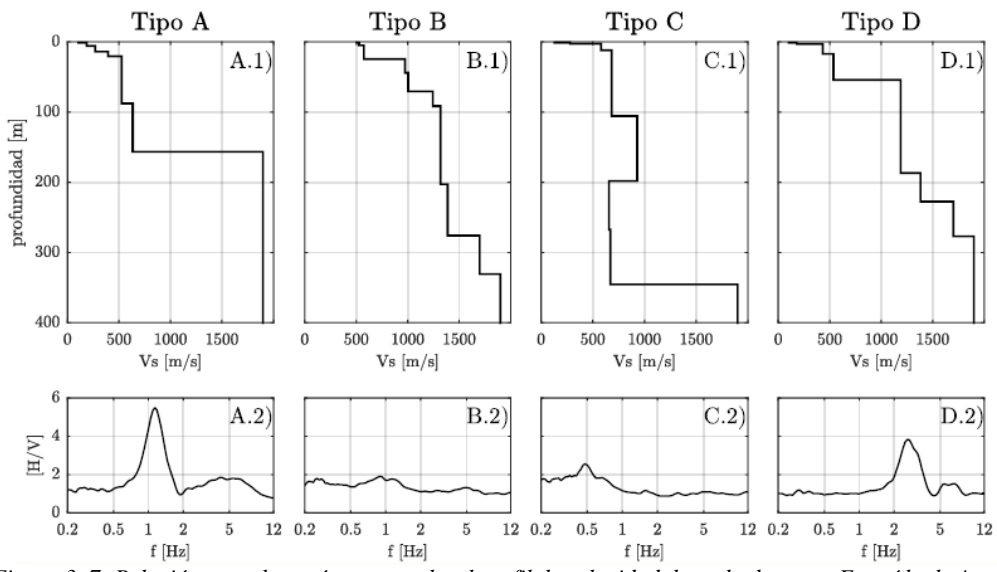


Figura 3. 7: Relación entre la razón espectral y el perfil de velocidad de onda de corte. Extraído de Acevedo (2021).

4 Antecedentes del Área de Estudio

4.1 Marco Geotectónico

En Chile se presenta un régimen de convergencia de “tipo Chileno” (Uyeda y Kanamori, 1979), donde la placa de Nazca subducta bajo la Sudamericana en la mayor parte de su territorio, específicamente desde Arica hasta la Península de Taitao. En esta última zona, denominada punto triple, se encuentran ambas placas mencionadas con la placa Antártica (Figura 4.1). Este margen en general presenta un ángulo de subducción entre 25° y 30°E, con excepción del “flat slab” entre las latitudes 28°S y 30°S que presenta un ángulo de subducción aproximado de 5°E, además de una tasa de convergencia entre 66 y 79 mm/año para el tramo entre las latitudes anteriormente mencionadas (Santibáñez et al., 2019). Diversos autores (ej. Pardo et al. 2003; Charrier et al. 2007; Armijo et al. 2010) le atribuyen esta sub-horizontalidad a la subducción de la dorsal de Juan Fernández.

La variación en la tectónica a lo largo del margen convergente genera diferencias en las unidades morfoestructurales de nuestro país las cuales, en general, se ubican en una orientación norte sur, es decir paralela a dicho margen.

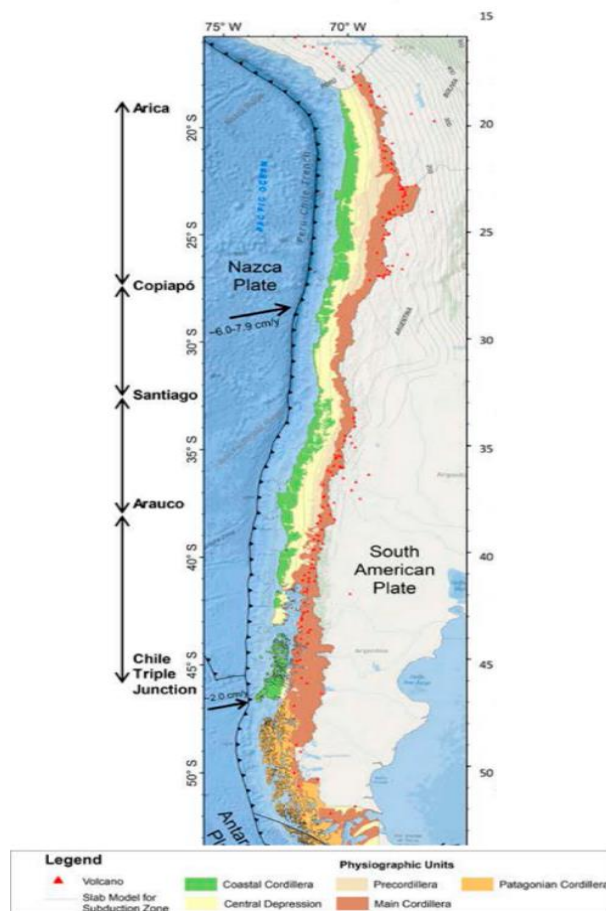


Figura 4. 1: Margen Chileno y las placas que interactúan en este, junto con las unidades morfoestructurales orientadas paralelas al margen. Modificado de Santibáñez et al. (2019).

En particular, en la región de estudio, se encuentran presentes las unidades morfoestructurales correspondientes a la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal, ordenadas de oeste a este (Figura 4.1 y Figura 4.2).

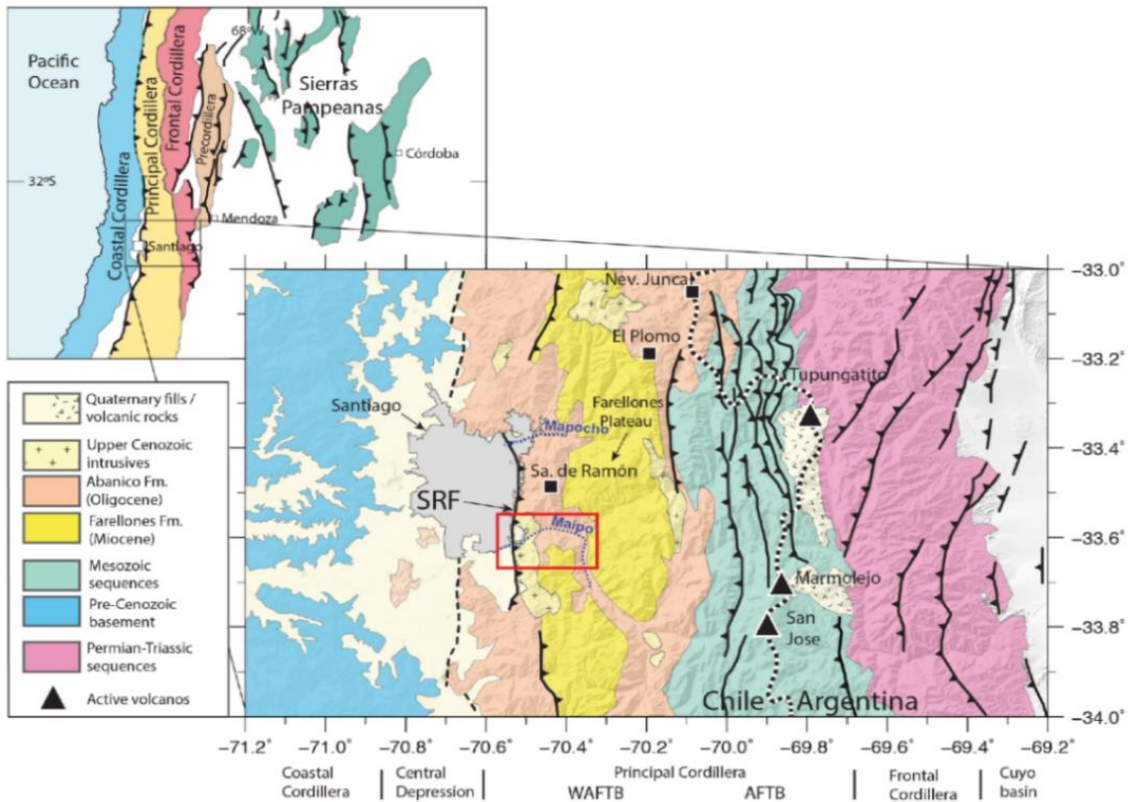


Figura 4. 2: Unidades morfoestructurales presentes, enfocadas en la latitud de la Región Metropolitana, demarcado por un rectángulo rojo la zona de estudio; SRF: Falla San Ramón. Modificado de Ammirati et al. (2019).

La Cordillera de la Costa corresponde a cerros redondeados de orientación NNE – SSW, paralela a la zona de subducción (Figura 4.1), que no superan los 2.500 m.s.n.m., denotando una morfología que evidencia un relieve maduro (Rauld, 2011). Esta se compone principalmente por rocas intrusivas del Paleozoico Superior en su flanco occidental; sobre este y de manera disconforme su flanco oriental se compone por secuencias volcánicas y sedimentarias del Mesozoico (Fock, 2005; Ormeño, 2007; Brantt, 2011; Rauld 2011). Mientras que, a la latitud de la zona de estudio, esta cordillera se encuentra afectada por una serie de fallas normales y lineamientos con orientación NW a WNW que se extienden hasta la costa, formando parte de la Falla Melipilla (Brantt, 2011).

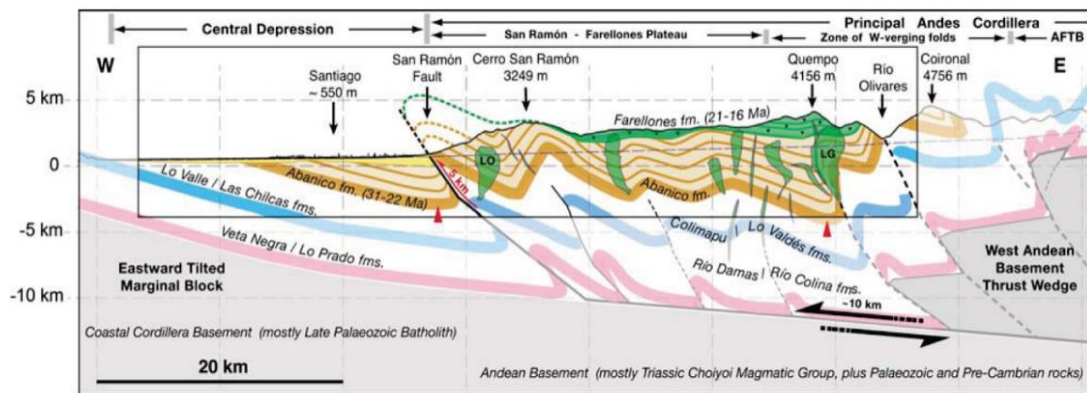


Figura 4. 3: Perfil longitudinal realizado en la latitud de Santiago, mostrando la falla San Ramón junto con la deformación evidenciada en la Cordillera Principal. Extraído de Armijo et al., (2010).

La Depresión Central corresponde a una cuenca elongada N – S con un lineamiento rectilíneo en su borde oriental con la misma orientación (Brantt, 2011). Esta se extiende entre las latitudes 33°S y los 40°S y es rellenada por un paquete sedimentario no consolidado de origen fluvial y aluvial, con una gradación a sedimentos más finos hacia el occidente y en profundidad (Rauld, 2011), y una edad asociada Pleistoceno – Holoceno (Fock, 2005; Ormeño 2007; Rauld, 2011). Estos, se presentan con potencias mayores a 500 metros para ciertos sectores. En el área de Santiago, esta cuenca se rellena también por tobas denominadas Ignimbrita Pudahuel (Ormeño, 2007; Rauld, 2011). En el borde oriental de la cuenca, en el sector de Portezuelo de Chada, se registró una falla inversa paralela a la cuenca, vergente hacia el oeste denominada Falla Portezuelo de Chada (Fock, 2005; Brantt, 2011). Mientras que, en el borde oriental, abarcando el área que comprende este estudio, se encuentra la denominada Falla San Ramón, delimitando la Depresión Central de la Cordillera Principal. Esta falla es de carácter inverso (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010), vergente hacia el oeste y una tasa de deslizamiento de ~4 mm/año (Armijo et al., 2010) (Figura 4.3). Estudios recientes proponen una extensión de esta desde los 33,35°S hasta los 33,70°S, resultando en una longitud total en superficie de hasta 50 kilómetros (Ammirati et al., 2019).

Por último, la Cordillera Principal se caracteriza por un relieve que aumenta en elevación topográfica, constituyendo el frente cordillerano, continuando con una leve disminución para aumentar nuevamente a un máximo cercano a la divisoria de aguas, luego de este, se mantiene el relieve hasta la Precordillera en Argentina (Rauld, 2011), en particular, para la latitud estudiada, estas elevaciones van desde los 720 m.s.n.m. hasta los 6570 m.s.n.m., correspondiente a la altura del volcán Tupungato. Esta unidad morfoestructural se compone en su flanco occidental principalmente por rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Mesozoico al Cenozoico, junto con intrusivos del Cenozoico, (Fock, 2005; Ormeño, 2007; Rauld, 2011; Pérez et al., 2014); su flanco oriental se compone por rocas sedimentarias marinas y continentales, con intercalaciones de rocas volcánicas del Mesozoico, fuertemente deformadas y forman parte de la faja plegada y corrida de piel delgada vergente al este (Fock, 2005; Ormeño, 2007; Rauld 2011).

4.2 Marco Geológico

4.2.1 Litología

En el área de estudio afloran rocas asignadas a las formaciones Abanico y Farellones, unidades intrusivas y depósitos no consolidados.

Las descripciones de las unidades mencionadas, presentadas a continuación, se basan en los estudios realizados por Thiele (1980), Sellés y Gana (2001), Fock (2005) y Ormeño (2007), y se realiza una representación gráfica de estas (Figura 4.4).

Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Se conforma principalmente por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, e intercalaciones sedimentarias continentales (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). Para esta unidad se estima una potencia de 2000 m (Sellés y Gana, 2001) a 3000 m, posiblemente engrosada por intrusiones y lacolitos andesíticos (Thiele, 1980; Fock, 2005). En base a estudios de dataciones radiométricas y de fósiles, se le asigna un lapso de formación Eoceno Superior – Mioceno Inferior (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). En el área de estudio, esta se encuentra instruida por stocks y diques de edad Oligoceno – Mioceno, junto con Plutón La Obra, existiendo una relación genética entre estos (Sellés y Gana, 2001). También en este sector, esta formación se encuentra cubierta por la Formación Farellones, cuyo contacto se encuentra descrito como concordante, discordante o tectónico, dependiendo de la localidad (Thiele, 1980; Sellés y Gana, 2001; Fock 2005).

Formación Farellones (Khlon, 1960)

Está compuesta principalmente por lavas, junto con tobas e ignimbritas, con intercalaciones de rocas sedimentarias continentales (Thiele, 1980; Fock, 2005). Esta sobreyace a la Formación Abanico, y se le estima un espesor de 2500 m, posiblemente aumentados por mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno – Plioceno (Thiele, 1980; Fock, 2005). En base a dataciones radiométricas, se le estima una edad Miocena (Thiele, 1980; Fock, 2005).

Unidad intrusiva I

Corresponden a plutones de composición granodiorítica a monzogranítica de biotita y anfíbola. En el sector de estudio sobresale el Plutón La Obra instruyendo a la Formación Abanico (Thiele, 1980; Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005). En base a dataciones K – Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y edades de enfriamiento, se le asocian una edad Miocena Inferior (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005).

Unidad intrusiva II

En el área de estudio se encuentra un pórfido andesítico, instruyendo a la Formación Abanico, mediante datación K – Ar se le asocia una edad Mioceno Inferior (Sellés y Gana, 2001).

Ignimbrita Pudahuel

Corresponde a depósitos macizos de flujo piroclástico de ceniza y lapilli pumíceo, de composición riolítica, presentando en el sector de estudio, una extensión máxima en el área de Las Vizcachas, con un espesor de 10 m (Sellés y Gana, 2001). Estudios por trazas de fisión en circones y dataciones por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ proponen una edad Plioceno Superior como máxima (Sellés y Gana, 2001).

Depósitos no consolidados

Abarcan depósitos fluviales, aluviales, coluviales y de remoción en masa, correspondientes a depósitos de edades entre el Pleistoceno y Holoceno (Thiele, 1980; Sellés y Gana, 2001; Ormeño, 2007). Estos poseen granulometría variable entre gravas y arcillas. Los depósitos fluviales se presentan de manera aterrazada (Sellés y Gana, 2001). En el posterior capítulo de Geología Local se presentarán detalladamente.

4.2.2 Estructuras

La principal estructura presente en el área de estudio corresponde a la anteriormente mencionada Falla San Ramón (FSR), ubicada en el límite entre la Depresión Intermedia y la Cordillera Principal (Figura 3.3). Como se mencionó en el capítulo del marco geotectónico, corresponde a estructura de carácter inversa (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010), con vergencia al oeste y con una tasa de deslizamiento de aproximadamente 4 milímetros al año (Armijo et al., 2010), y donde, estudios recientes le han atribuido una extensión longitudinal de hasta 50 kilómetros (Ammirati et al., 2019).

En la zona occidental de la Cordillera Principal se han identificado otras estructuras. Específicamente en las confluencias de los ríos Maipo y Colorado, Ormeño (2007) identificó una falla inversa, de orientación N20°E / 85° W, otorgándole un desplazamiento cercano a 2,5 metros. Mientras que Lavenu y Cembrano (2008) evidenciaron diversas fallas, en su mayoría inversas, en el mismo sector o cercano a este, presentando dos direcciones principales, ENE-OSO (paralela al río Maipo en este sector) y ESE-ONO (paralelo al río Colorado) (Figura 3.4).

Por último, en el sector estudiado se tienen estructuras con comportamiento dúctil, presentadas como pliegues anticlinales o sinclinales (Figura 3.4), producto de la deformación de las Formaciones Abanico y Farellones (Figura 3.3). Cercanas a estas, se han identificado fallas caracterizadas como inactivas de edad pre cuaternaria (Sernageomin, 2004).

4.2.3 Geología Local

Las unidades geológicas que se presentan a continuación se basan en Ormeño (2007), y se presentan en la Figura 4.4.

Basamento

Este corresponde a las formaciones Abanico y Farellones, descritas con anterioridad, compuestas principalmente por lavas, además de las unidades intrusivas I y II, también presentadas en el capítulo anterior, correspondiente a la Litología del Marco Geológico.

Coluvios y Conos de Deyección

Depósitos clastosoportados, sin estratificación o pobremente estratificados, dependientes de la litología cercana. Poseen clastos angulosos, generalmente monomícticos, y una matriz correspondiente a un 20% a 30%, compuesta en su mayoría por arena y escasas arcillas.

Depósitos Aluviales Recientes

Corresponden a depósitos clastosoportados de espesores variables. Los clastos son de origen polimíctico, redondeados a subangulosos, aunque la litología y redondeamiento son dependientes del lugar, tamaño, pendiente media y geología de la subcuenca originaria del

depósito. La matriz corresponde a un 10% a 40%, compuesta generalmente de arena con escasos limos y arcillas.

Estos depósitos generalmente presentan intercalaciones de capas delgadas de sedimentos finos con capas de gravas. En algunos casos estas presentan clastos imbricados. Se presentan generalmente como abanicos aluviales con una inclinación de bajo ángulo, escasa vegetación, y con canales y llanuras de inundación activas.

Depósitos Aluviales Antiguos

Definidos por Rauld (2011), como producto de flujo de detritos y barro, compuestos por bloques angulosos en matriz de material fino, con intercalaciones de niveles de arena y materiales más finos.

El autor mencionado con anterioridad les atribuye una edad Pleistoceno Medio para el sector que abarca este estudio. Además, estos se correlacionan con las terrazas T3 y T3B que se mencionan a continuación (Ormeño, 2007; Rauld, 2011).

Depósitos Fluviales

Los depósitos fluviales más importantes del área de estudio corresponden a depósitos del río Maipo, donde junto con depósitos aluviales, se disponen formando cuatro unidades morfológicas aterrazadas fluvio - aluviales. De más joven a más antigua se ordenan de la siguiente manera T1, T2, T3 y T4. Por su parte, T2 y T3 presentan superficies de erosión retrogradas formando un sistema telescópico de terrazas, generando una subdivisión de más bajas a más alta en T2C, T2B, T3D, T3C y T3B.

- **Terraza T1**

Ubicada entre 3 y 7 metros sobre el nivel del río Maipo y un ancho promedio que no supera los 50 metros, aunque posea un ancho máximo de 150 metros. Esta se encaja tanto en T2 como en T3, y se compone principalmente de sedimentos fluviales, pero presentan características aluviales en ciertos sectores, implicando una formación rápida con grandes descargas de agua y sedimentos. Según el autor (Ormeño, 2007) se trata de una terraza correspondiente a una llanura de inundación sub actual – actual.

- **Terraza T2**

Esta presenta una altura variable que disminuye aguas arribas, con un ancho promedio que varía entre 50 a 150 metros, alcanzando un máximo que supera los 200 metros.

Es caracterizada por su constitución de depósitos de carácter fluvial con facies más finas relacionadas al desborde del curso fluvial en la llanura de inundación. Ya que se compone principalmente por gravas clasto soportadas bajo intercalaciones de capas de arena y limo.

Además, esta no presenta aportes aluviales o de remociones en masa, a diferencia de la terraza T3. Y, es interpretada como producto de una gradación, posterior a un periodo de incisión.

- **Terraza T3**

En esta se encuentran los principales asentamientos de la zona; al igual que T2 presenta una altura variable que disminuye aguas arribas, con una altura promedio de 72 metros en el sector de Las Vizcachas, mientras que, en el sector de San José de Maipo, esta disminuye a 25 metros.

Esta se conforma de base a techo por una importante unidad de gravas que varía de clasto soportadas a matriz soportadas, presentando en este último tramo, la presencia de paleocanales, sumado a una gradación normal.

Es interpretada como una terraza producida por un evento de evolución normal, agradacional, transformándose en una llanura de inundación en eventos aluviales extremos y esporádicos.

- **Terraza T4**

Corresponde a la terraza de mayor antigüedad, presentando el mayor grado de erosión. Alcanza una altura de hasta 140 metros sobre el nivel del río en ciertos sectores, con una anchura que oscila entre 100 y 250 metros. Se compone principalmente de depósitos fluviales, presentando clastos imbricados.

En el sector de San José de Maipo estos sedimentos fluviales se encuentran bajo un depósito de 3 metros de espesor que varía de clasto soportado a matriz soportado, con gravas finas y arena gruesa, presentando clastos polimícticos con pómez y vidrio volcánico. Interpretado como un evento volcánico de mayor antigüedad que el presentado en la terraza T3.

Depósitos de Lahar

Evidenciados principalmente en los sectores de El Manzano y Guayacán, se caracterizan como depósitos grisáceos, clastosoportados y de selección moderada, presentando escasa cantidad de finos. Los clastos se componen por fragmentos líticos volcánicos, junto con pómez y obsidiana. A su vez, estos depósitos presentan base a techo gradación inversa y luego normal, siendo predominante esta última, presentan un espesor promedio entre los 5 y 6 metros.

Depósitos Lagunares

Para el sector de confluencias del río Maipo y Colorado se observan facies finas laminadas, asociadas a un ambiente lacustre, ubicados sobre los depósitos de lahar. En particular, corresponde a un estrato de arena con laminación.

Los depósitos lacustres no poseen gran extensión areal y son de baja potencia, evidenciados solo en el sector de confluencias anteriormente mencionado, interpretado como un entrampamiento temporal del río Maipo.

Depósitos de Remociones en Masa

Corresponden a depósitos matriz soportados, con clastos angulosos, de tamaños variables, entre centímetros a decenas de metros, pocas veces polimícticos. Su matriz corresponde a un 40% a 60% del depósito, y se compone generalmente de arena, limo y arcillas.

Este tipo de depósitos presentan una morfología lobulada, con un frente de pendiente abrupta. Se pueden preservar estructuras internas originales de la roca deslizada.

Depósitos de Toba

Estas se encuentran en la ladera norte del sector El Manzano y, en una mayor medida, en la localidad de Las Vizcachas, y son asociados a la anteriormente descrita Ignimbrita de Pudahuel.

Geología del Área de Estudio

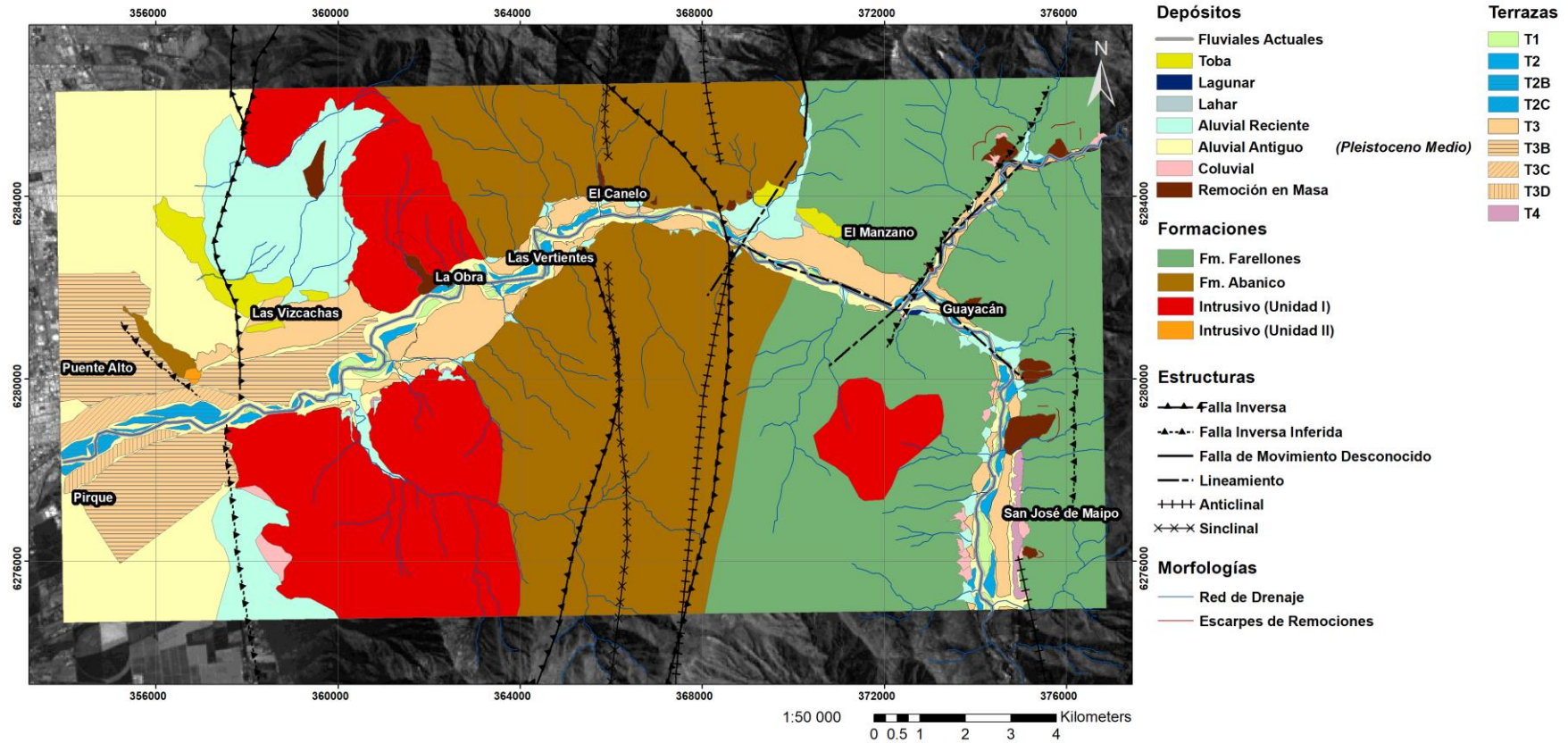


Figura 4. 4: Mapa geológico del área de estudio, realizado mediante la recopilación de estudios anteriores en el sector; Litología: Extraído de Thiele (1980), Sellés y Gana (2001), Fock (2005) y Ormeño (2007); Estructuras: Extraído de Sernageomin (2004), Ormeño (2007), Lavenu y Cembrano (2008), Armijo et al. (2010), Rauld (2011) y Estay et al. (2016); Geomorfología: Extraído de Ormeño (2007).

4.3 Escarpe del sistema de Falla San Ramón

El sistema de Falla San Ramón presenta un escarpe reconocido, casi continuo, de al menos 35 a 40 kilómetros de extensión, desde el río Mapocho hasta el sur del río Maipo (Vargas et al., 2014), presentando un piedemonte elevado cubierto por abanicos aluviales del cuaternario e incidido por canales (Figura 4.5).

Rauld (2011) realizó una clasificación del escarpe a lo largo de la cuenca de Santiago, en donde a grandes rasgos presenta las siguientes subdivisiones:

- Escarpes Mayores: corresponden a escarpes compuestos, de mayor antigüedad y, por lo tanto, de menor conservación. Estos presentan alturas que van desde los 100 a 200 metros con pendientes promedio de 15° a 20° .
- Escarpes Medianos: corresponden a escarpes compuestos con alturas que van desde los 10 a 60 metros y presentan pendientes promedio entre 20° y 35°
- Escarpes más Pequeños: Estos afectan a las unidades más recientes y poseen una altura entre 3 y 4 metros con pendientes promedios entre 20° y 30° .

En donde la continuidad presentada por los escarpes más pequeños sugiere un comportamiento de ruptura completa, y no por segmentos (Aránguiz, 2018).

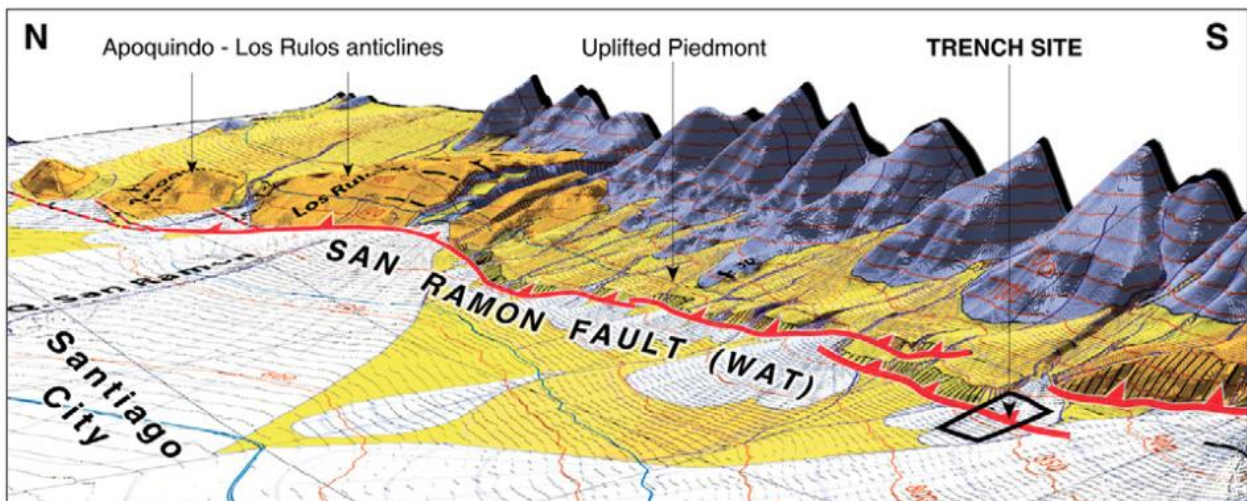


Figura 4. 5: Escarpe del sistema de Falla San Ramón. Extraído de Vargas et al. (2014).

4.4 Estudios Gravimétricos

Estudios previos de amplificación de ondas sísmicas proponen que los comportamientos de las razones espectrales dependen del espesor y de las propiedades de los suelos. En base a esto, para la cuenca de Santiago se propone un relleno sedimentario promedio de 250 m, con tres sub – cuencas que superan los 500 m pero que comprometen menos del 30% del área total de la cuenca (Figura 3.4) (Yáñez et al., 2015). También se tiene que este relleno tiene una densidad variable entre 1,79 y 2,09 [g/cm³] (Figura 4.7).

En particular, la zona de estudio presenta profundidades que van en aumento hacia el oeste, es decir, en dirección de las localidades de Pirque y Puente Alto, donde se aproximan a una de las sub – cuencas mencionadas anteriormente (Figura 4.6). Mientras que, estas profundidades disminuyen al incorporarse al valle del Río Maipo (Figura 4.6).

A su vez, la densidad de estos depósitos se mantiene constante entre 1,99 y 2,04 [g/cm³] en el área estudiada, con excepción de la esquina inferior izquierda, es decir, la localidad de Pirque, que presenta una densidad inferior de 1,94 a 1,99 [g/cm³] (Figura 4.7).

Es importante considerar que estos modelos (Figura 4.6 y Figura 4.7) trabajan a escala regional, por lo que son de utilidad para tener una idea más general del sector estudiado, y no tanto en detalle. Como también que no representan lo que ocurre al interior del valle del Río Maipo, debido a que carecen de información al interior de este, al incorporan datos hasta la ubicación de Las Vizcachas.

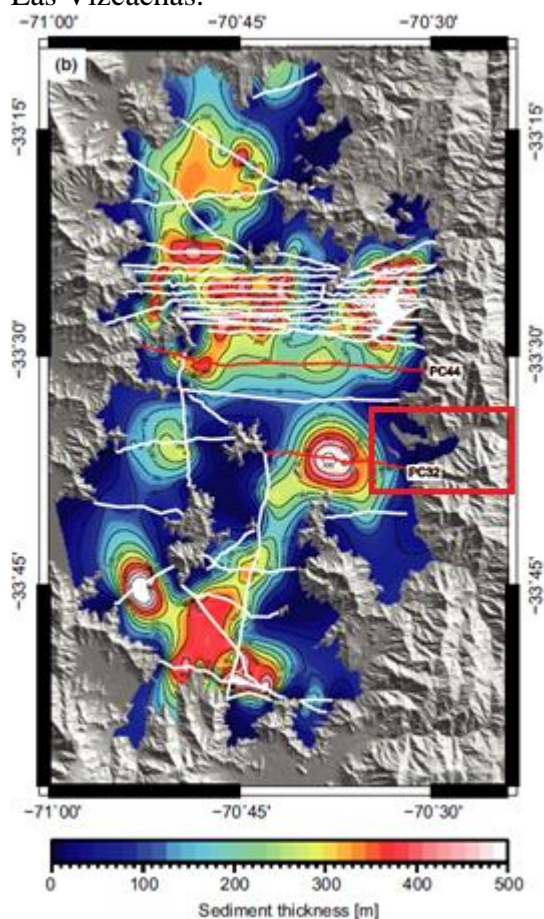


Figura 4. 6: Espesor de la capa de sedimentos para la cuenca de Santiago. El área de estudio se presenta en un rectángulo rojo. Modificado de González et al. (2018).

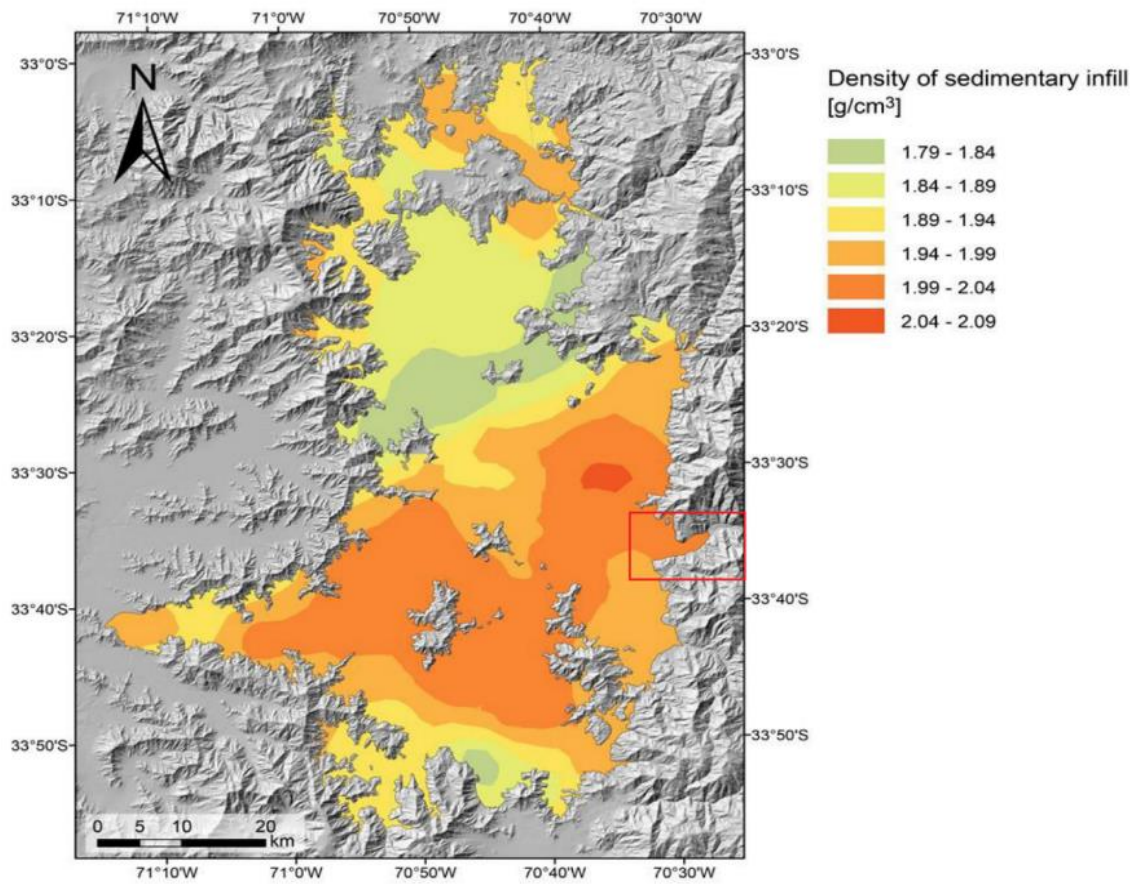


Figura 4. 7: Densidad de los sedimentos en la cuenca de Santiago. El área de estudio se presenta dentro del rectángulo rojo. Modificado de Yáñez et al. (2015).

4.5 Peligros Geológicos

4.5.1 Volcánico

El área de estudio se encuentra ubicada en la cercanía de los volcanes activos San José, Tupungatito y Maipo. Según el mapa presentado por Sernageomin (2013), el sector estudiado presenta una susceptibilidad a ser afectado por derivados de un proceso eruptivo de gran magnitud, tales como avalanchas de detritos volcánicos, flujos piroclásticos y flujos de detritos (Figura 4.8).

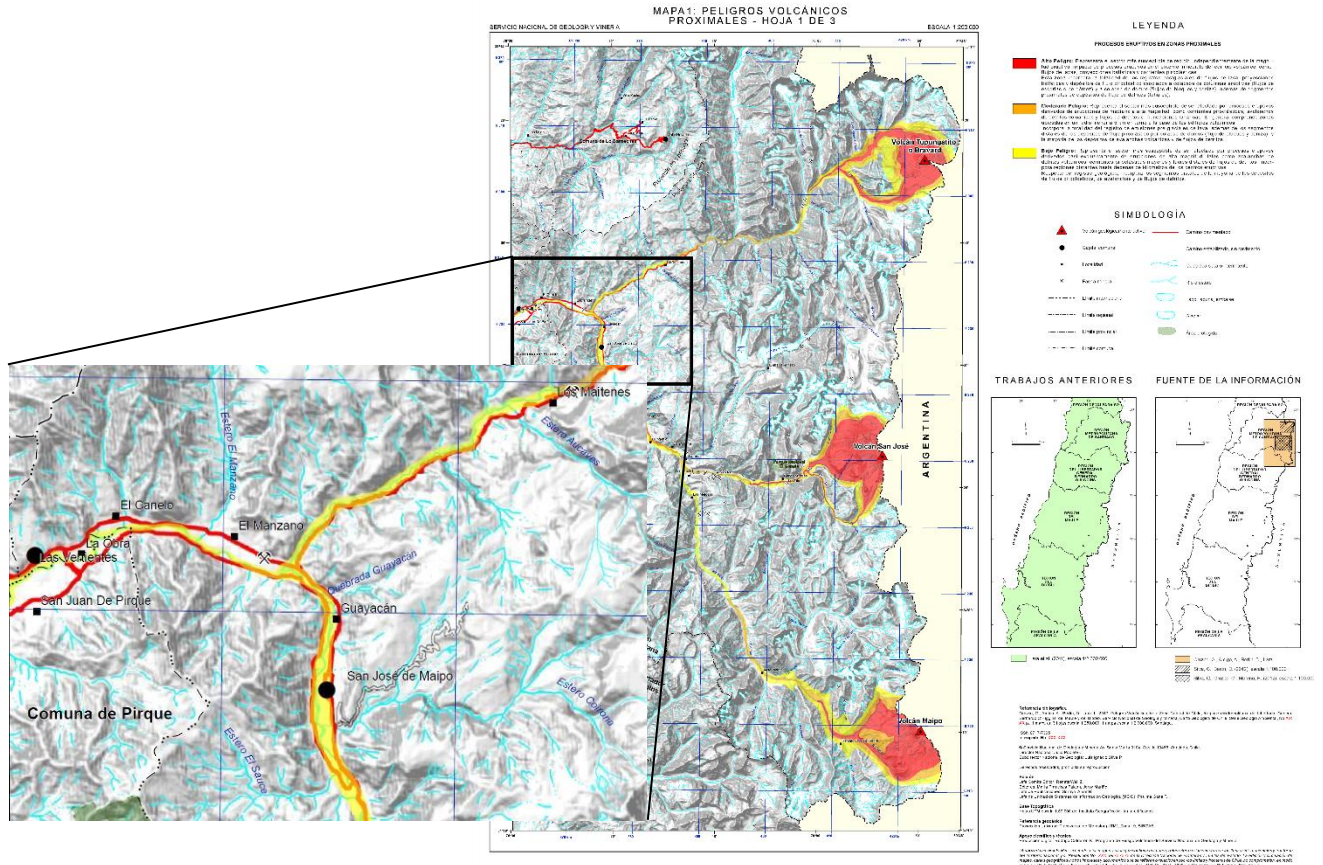


Figura 4. 8: Mapa de peligros volcánicos proximales, con amplificación del área de estudio, donde se muestra claramente el color amarillo asociado a bajo peligro, que sigue la morfología de la quebrada. Modificado de Sernageomin (2013).

4.5.2 Remociones en masa e inundaciones

En Chile se tiene conocimiento de 52 eventos de remociones en masa con víctimas fatales, alcanzando una cifra de 1010 víctimas, donde casi la mitad de estas se le atribuyen a la influencia de flujos de detritos (Marín, 2018). Es probable que estas cifras aumenten producto de la expansión urbana, en donde, para el caso de la ciudad de Santiago, se presentan áreas susceptibles a caídas de rocas, deslizamientos de suelo y roca, y flujos de detritos, siendo estos últimos los más importantes (Lara et al. 2018). En particular en la zona estudiada, se reconocen varios eventos de este tipo (Figura 4.4), evidenciando una zona activa cercana al asentamiento de San José de Maipo, exponiendo un riesgo latente para esta (Figura 4.9) (Sepúlveda et al. 2012).

En el caso de las inundaciones, se evidencian zonas de alto peligro de acumulación de aguas lluvias en zonas urbanas de la cuenca de Santiago, como también un peligro moderado por ascenso capilar del agua subterránea para un área no menor en la Comuna de Paine (Sernageomin, 2003). Mientras que, para el área de estudio se presenta un riesgo asociado a la erosión fluvial de los escarpes del río Maipo (Sernageomin, 2003).

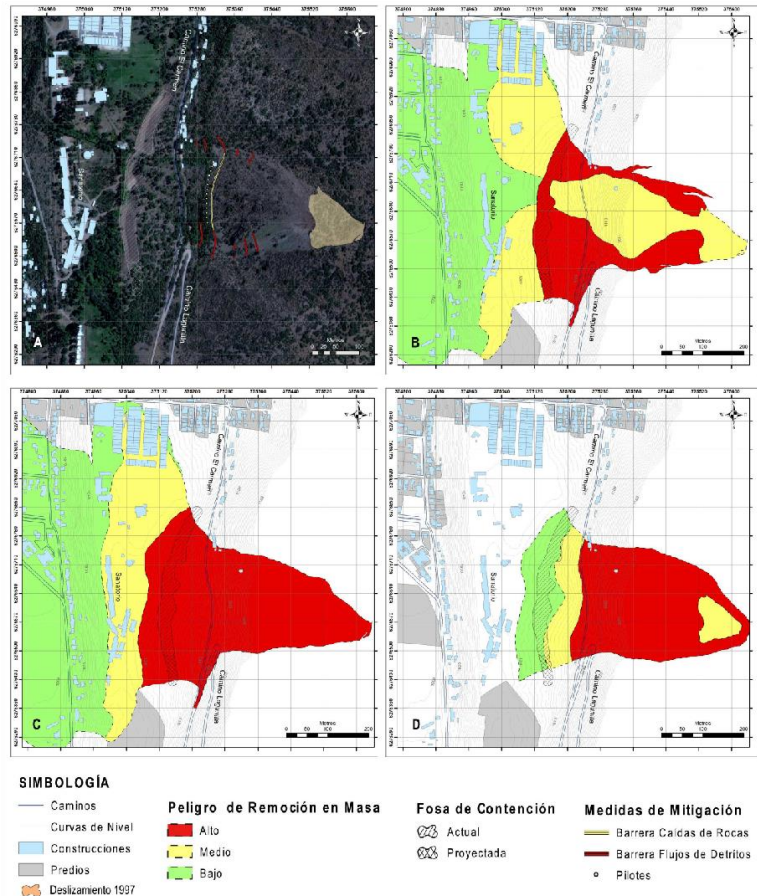


Figura 4. 9: (A) Imagen satelital de la zona de remociones en masa activa; (B) Mapas de peligro de flujo de detritos; (C) deslizamientos superficiales y flujos asociados; (D) caídas de rocas. Extraído de Sepúlveda et al. (2012).

4.5.3 Peligro Sísmico

Luego del terremoto de Maule (2010), se evidenciaron zonas con mayor daño debido a la geología superficial (Brantt, 2011; Leyton et al. 2011). Lo anterior concuerda con la observación que propone que las zonas de mayor daño se encuentran generalmente relacionadas a depósitos de suelos blandos (Pastén, 2007). A su vez, la mayoría de los asentamientos humanos se encuentran sobre este tipo de depósitos, ya sea sobre depósitos fluviales o sobre cuencas rellenas por depósitos aluviales.

A partir de lo anterior, se han realizado diversos estudios del comportamiento de los suelos. Como resultado se han presentado periodos predominantes de los suelos y una zonificación del comportamiento sísmico esperado para esos suelos, por ejemplo, Leyton et al. (2011) que presentan una zonificación general de la cuenca de Santiago, Brantt (2011), que se enfoca en las comunas de Buin y Paine, y Gálvez (2012), que analiza los sectores de Lampa y Batuco.

Por otro lado, estudios como Pérez et al. (2014), Estay et al. (2016) y Ammirati et al. (2019) han realizado modelos de aceleración sísmica ante posibles escenarios de rupturas para la Falla San Ramón, obteniendo resultados con valores mayores para el bloque colgante, llegando hasta los 0.8 [g] para las cercanías del escarpe de falla para eventos propuestos de magnitudes M_w 6.9, 6.7 y 7.5, respectivamente. Siendo consistentes entre sí, a pesar de diferir en particularidades como los escenarios de ruptura propuestos, consideración del efecto de sitio, donde Pérez et al. (2014) no lo considera, y, por último, la consideración realizada por Ammirati et al. (2019) en uno de sus modelos (Figura 4.10b), correspondiente a la amplificación sistemática de las amplitudes de los movimientos superficiales medidos en el bloque colgante.

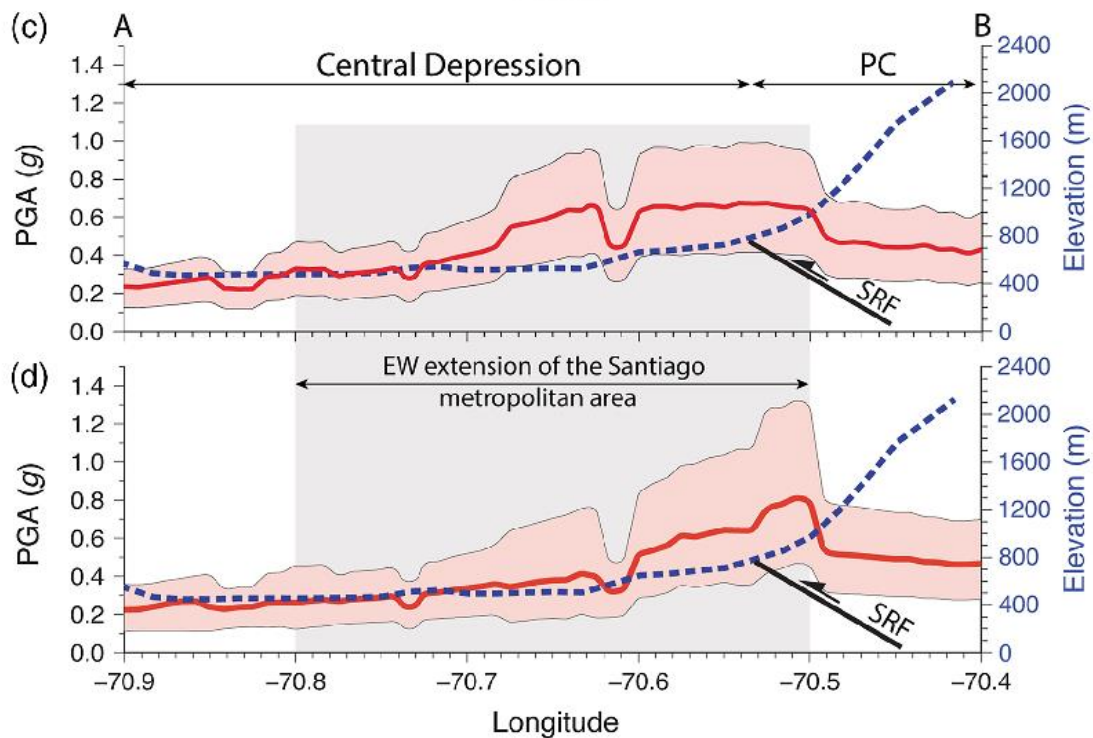
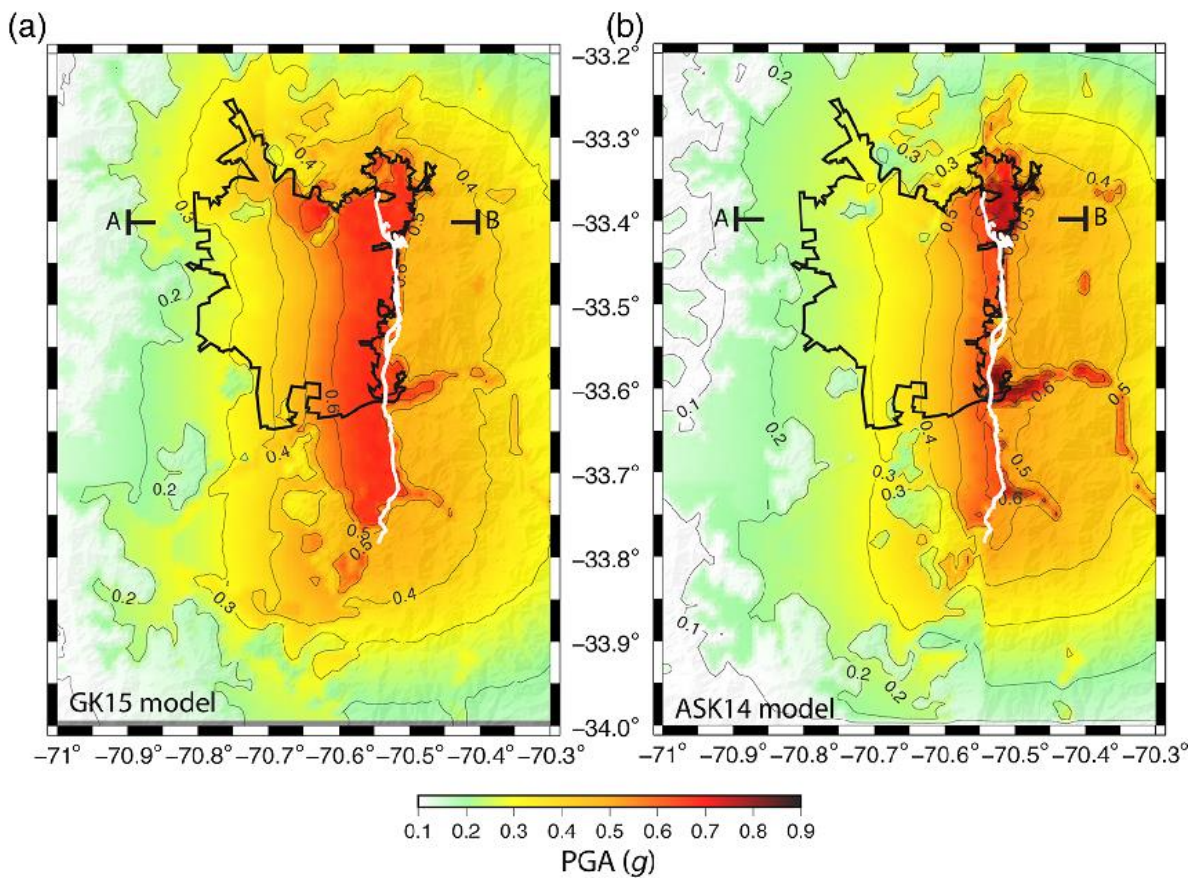


Figura 4. 10: Modelos de aceleración sísmica obtenidos para la ruptura del plano de falla completo, correspondiente a $7.5 M_w$; a) y b) corresponden a los modelos GK15 y ASK14. La línea blanca demarca el escarpe de falla considerado para estos modelos; c) y d) corresponden a los valores de aceleración sísmica respectivos de estos modelos en sección E-W. La línea punteada azul demarca la topografía, mientras que SRF corresponde a la Falla San Ramón. Extraído de Ammirati et al. (2019).

5 Determinación de Períodos Predominantes y V_s

Como bien se explicó en los capítulos anteriores, la zona de estudio presenta diversos peligros geológicos asociados (Capítulo 4.5). En este marco, el presente estudio se enfoca a aportar información respecto al peligro sísmico.

En particular, en este estudio, mediante la obtención de los periodos predominantes de los suelos presentes y de estimaciones de velocidades de onda de corte, se propondrá una caracterización de los lugares que presenten una mayor amplificación de las ondas sísmicas.

A modo de no caer en redundancias, se agruparán los puntos medidos que posean una geología similar. Por lo tanto, para la descripción detallada de las unidades presentadas se encuentra en el capítulo de Geología Local.

Se presentarán los resultados obtenidos para cada lugar de medición (Figura 5.1), exponiendo en primera instancia las razones espectrales obtenidas, a modo de obtener una frecuencia o periodo preponderante, y luego los perfiles de velocidad de ondas de corte estimados, con la finalidad de proponer una velocidad de onda de corte para los 30 primeros metros (V_{S30}).

A su vez, sumado a lo presentado en el capítulo de Análisis de Razones Espectrales (sección 2.3.1), se considerarán los siguientes elementos para determinar la razón espectral resultante: en el caso de presentar más de una medición, se considerará el promedio de estas, y en el caso de presentar desviación elevada para ciertas frecuencias, se asumirá la presencia de perturbaciones, tanto natural como antropogénica, para la frecuencia anteriormente definida.

Además, se considera la Ecuación 3.4, a modo de determinar la profundidad máxima confiable para cada perfil calculado. No obstante, igualmente se estimó un V_{S30} para los perfiles cuyos alcances no superan los 30 metros, por lo que se asumen profundidades del basamento mayores a 30 metros en los sectores medidos.

Finalmente, cabe destacar que las correlaciones cruzadas calculadas se encuentran en Anexos A.

Geología del Área de Estudio

Leyenda

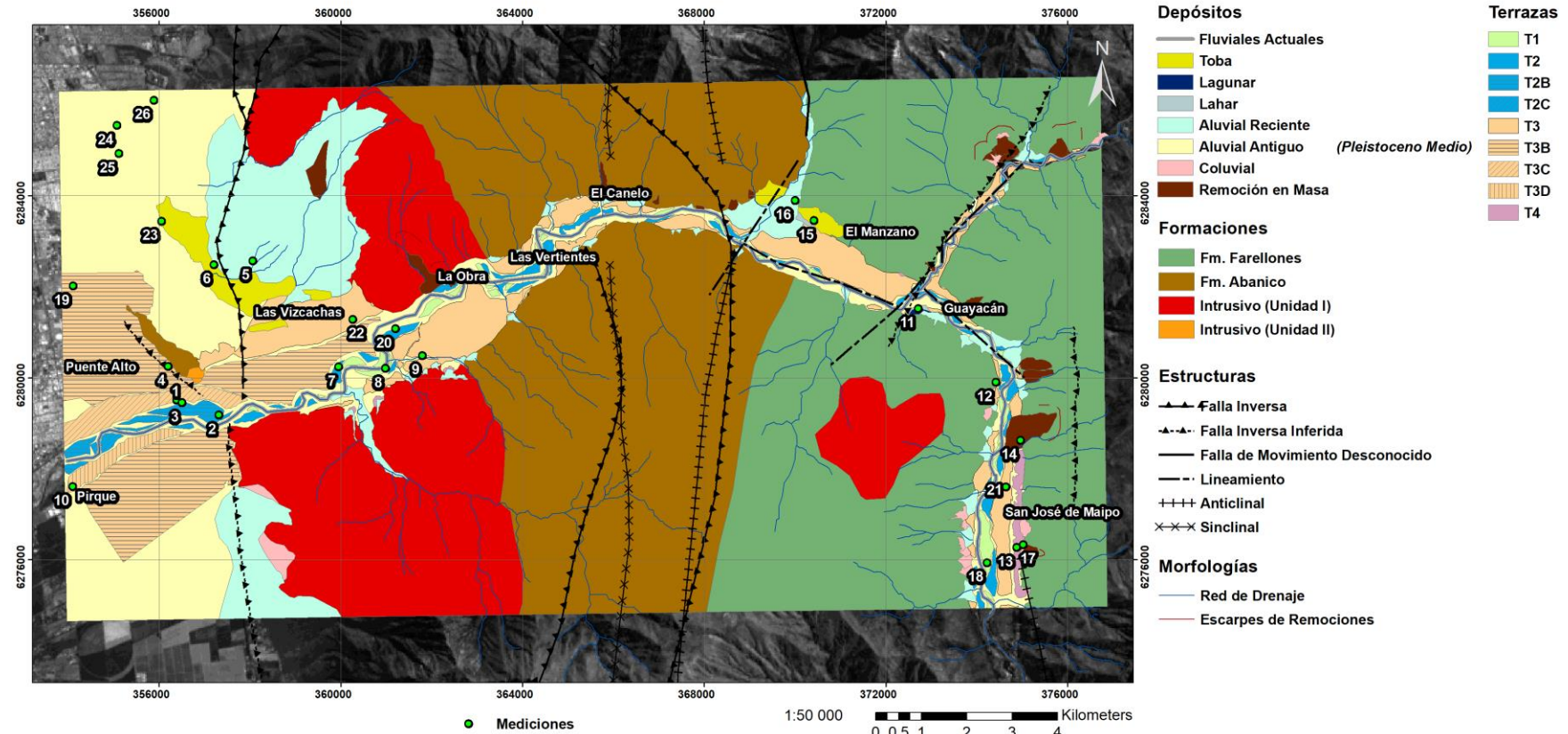


Figura 5. 1: Mapa geológico del área de estudio incorporando los lugares en que se realizaron las mediciones.

5.1.1 Aluviales Recientes

Se realizaron dos mediciones en distintos abanicos aluviales, las cuales corresponden al punto 5, ubicado en el sector de Las Vizcachas, y al punto 16, cercano a El Manzano. Cabe destacar que ambos puntos de medición se diferencian por su ubicación en el abanico, el punto 5 se encuentra en una zona distal de este, mientras que el punto 16 lo hace en una zona intermedia o apical.

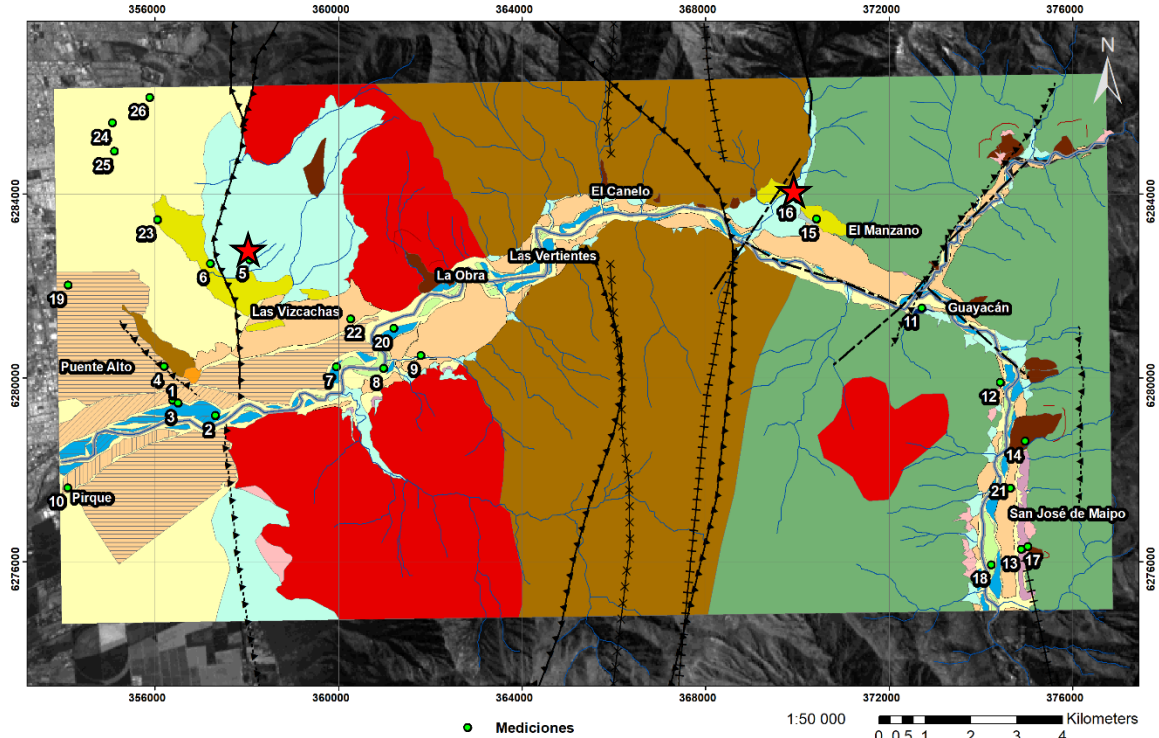


Figura 5. 2: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en abanicos aluviales recientes. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 5

En este sector no se presentó una gran diferencia entre las mediciones de cada Tromino 3G, con excepción del tromino DGF2 que presenta un peak elevado a los 10 [Hz]. No obstante, este podría corresponder a efectos antropogénicos, dada la presencia de peaks en las tres componentes en el espectro para esta frecuencia (Figura 5.3), por lo tanto, se le atribuye una señal plana a esta medición.

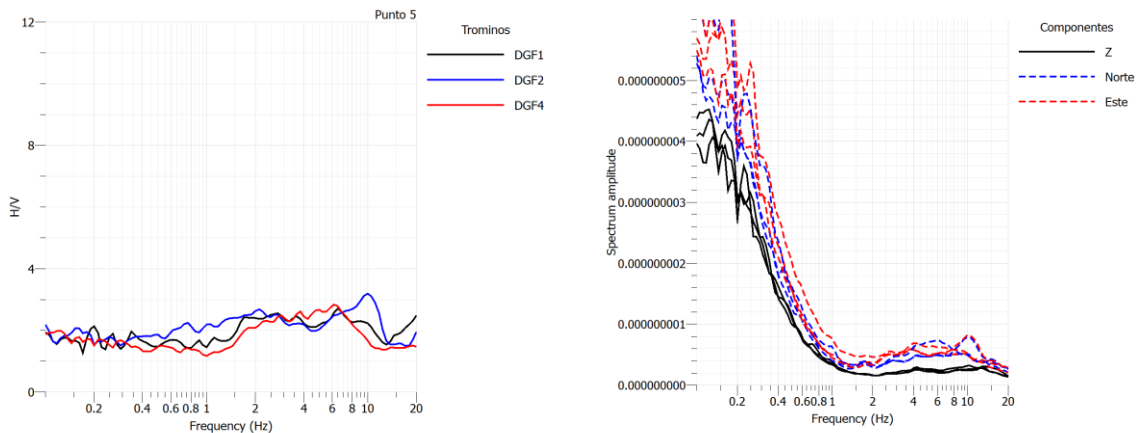


Figura 5. 3: Razones espectrales obtenidas para el punto 5, junto a sus espectros correspondientes.

Por otro lado, no se calculó un perfil de velocidad de onda de corte para esta medición, debido a que se muestran curvas de dispersión variables entre los pares de Trominos 3G, por lo que el perfil estimado podría no ser representativo.

Punto 16

Al igual que para la medición anterior, en este abanico aluvial no se presentó una gran variación en las razones espectrales obtenidas para cada Tromino 3G, observándose también una señal que no presenta un peak.

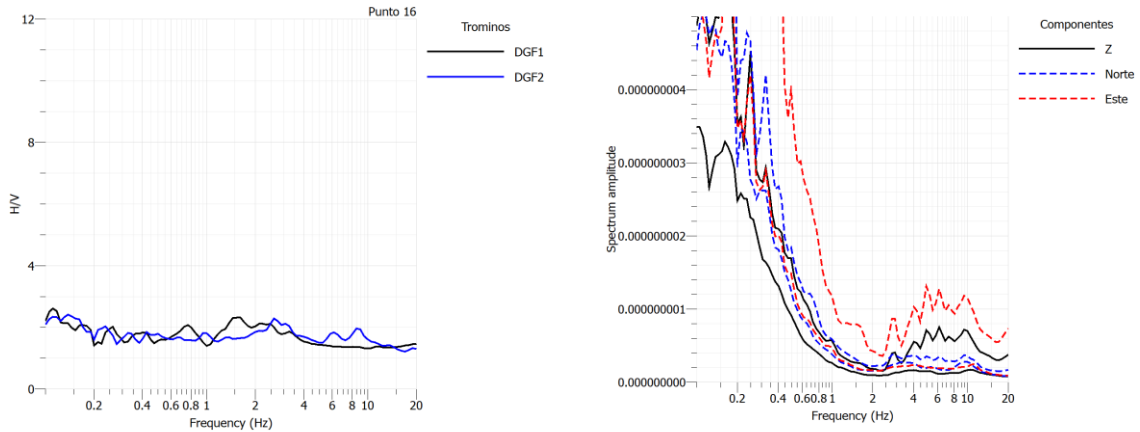


Figura 5. 4: Razones espectrales obtenidas para el punto 16, junto a sus espectros correspondientes.

A su vez, el perfil de velocidad de onda de corte sugiere un V_{s30} de 592 [m/s], junto con un espesor de sedimentos superior a 26 metros para este sector.

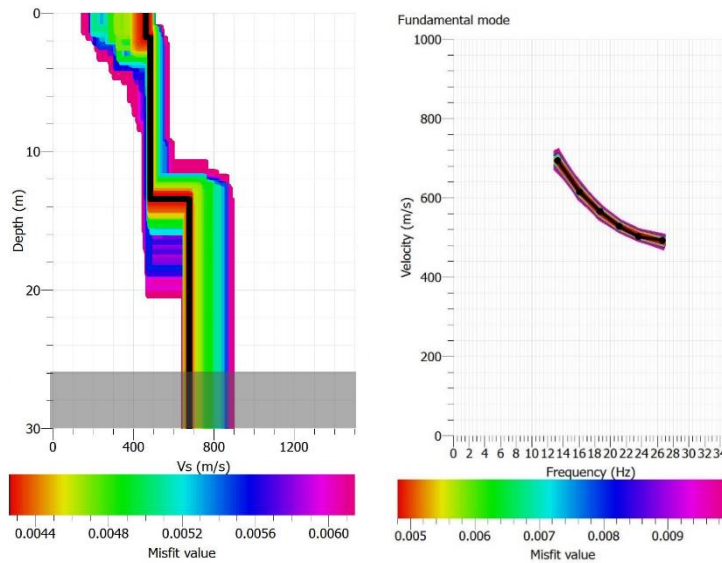


Figura 5. 5: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 16, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.

5.1.2 Aluviales Antiguos

Para esta unidad se obtuvieron tres mediciones ubicadas relativamente cerca entre sí, en particular fueron realizadas al norte de Puente Alto y Las Vizcachas, correspondientes a los puntos 24, 25 y 26.

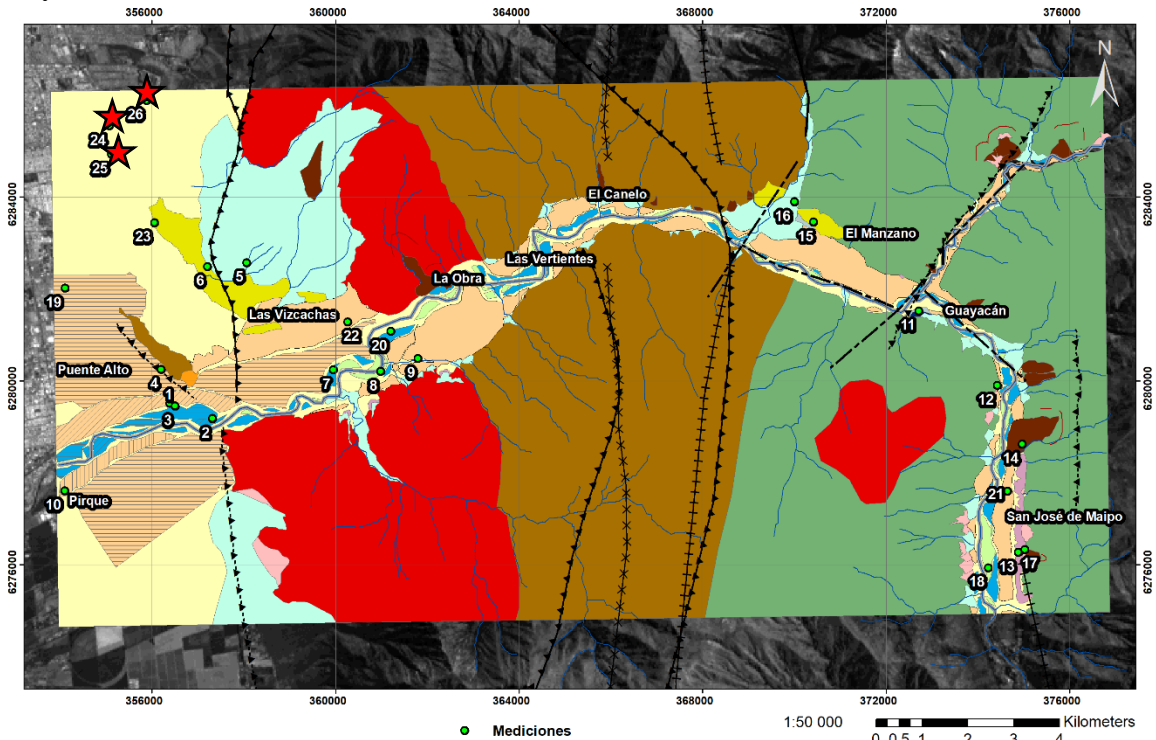


Figura 5. 6: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en abanicos aluviales antiguos. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 24

Se observa una variabilidad entre los resultados obtenidos por cada Tromino 3G, en particular, para frecuencias menores a 2.5 [Hz], En donde, para estas frecuencias los trominos DGF3 y DGF4 presentan una señal que aumenta levemente hasta un peak a 1 [Hz]. Mientras que sobre la frecuencia de 2.5 [Hz], las razones espectrales obtenidas se asimilan, presentando un peak de baja amplitud para una frecuencia elevada de aproximadamente 6 [Hz]. Por lo tanto, al considerar el promedio de estos resultados, se asume una razón espectral definida por un peak de baja amplitud a una frecuencia de 6 [Hz].

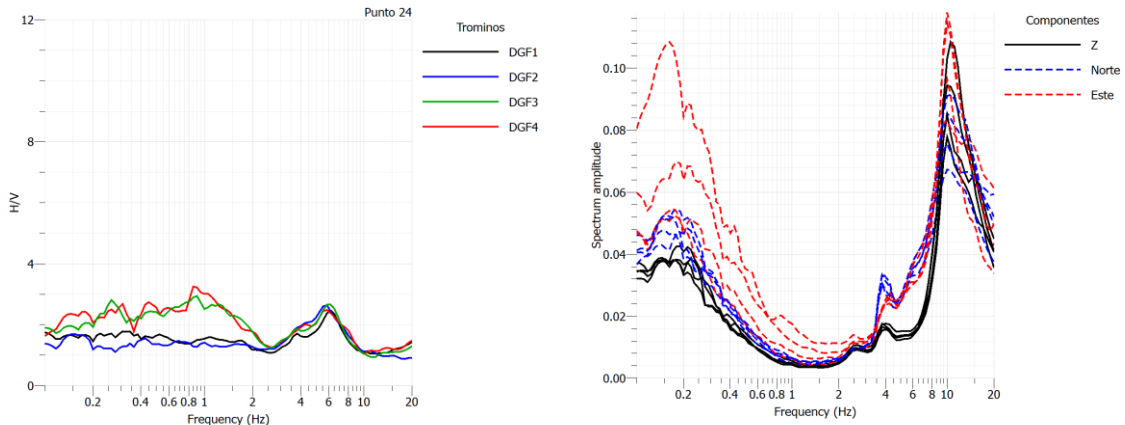


Figura 5. 7: Razones espectrales obtenidas para el punto 24, junto a su espectro correspondiente.

Punto 25

Al igual que la medición anterior, se observa una variación de la razón espectral obtenida, donde los trominos DGF1 y DGF2 presentan una señal con un peak poco claro para una frecuencia cercana a 1 [Hz]. Donde también, a partir de los 2.5 [Hz] las respuestas obtenidas para los cuatro Trominos 3G se asimilan y presentan un peak de baja amplitud cercano a los 6 [Hz]. Debido a la elevada desviación presentada a bajas frecuencias, siendo mayor que para el punto anterior, no se considerarán estos resultados.

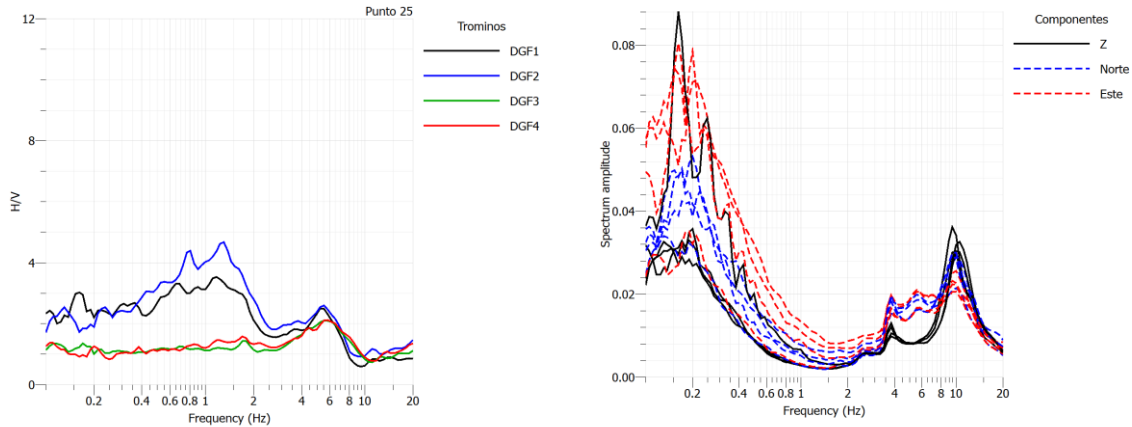


Figura 5. 8: Razones espectrales obtenidas para el punto 25, junto a sus espectros correspondientes.

Punto 26

A diferencia de las mediciones anteriores, para esta se observa una desviación menor entre las razones espectrales obtenidas para los distintos Trominos 3G, implicando en un peak de baja amplitud para una frecuencia de 1.8 [Hz].

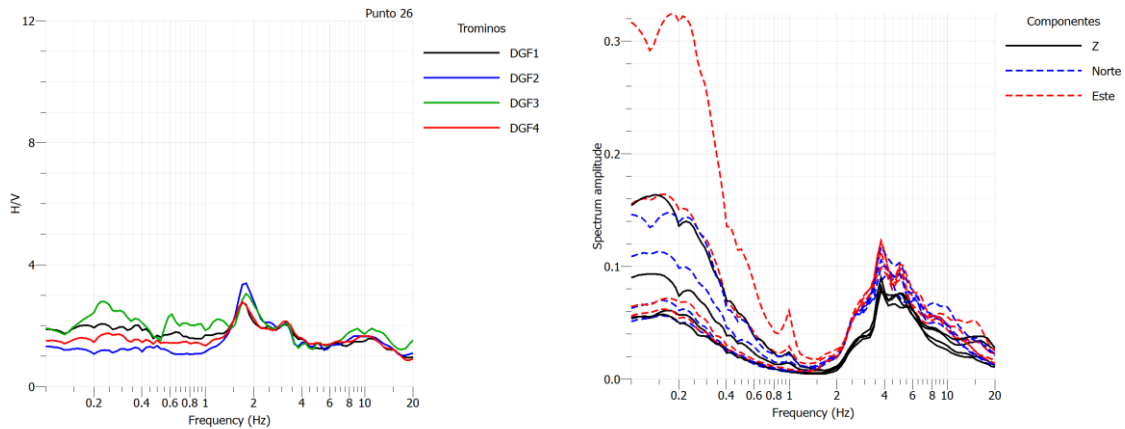


Figura 5. 9: Razones espectrales obtenidas para el punto 26, junto a sus espectros correspondientes.

5.1.3 Coluviales

Las mediciones de los puntos 12 y 17 corresponden a las unidades coluviales, realizándose en coluvios distintos, el primero (punto 12) pertenece a un pequeño coluvio ubicado entre las localidades de Guayacán y San José de Maipo. Mientras que el segundo (punto 17) se atribuye al coluvio ubicado en la ladera este de San José de Maipo, detrás del hospital de esta localidad.

Cabe destacar que en ambas mediciones se presentan curvas de dispersión con escasas correlaciones (Anexos A), por lo que no fue posible estimar perfiles de velocidad de ondas para esta unidad.

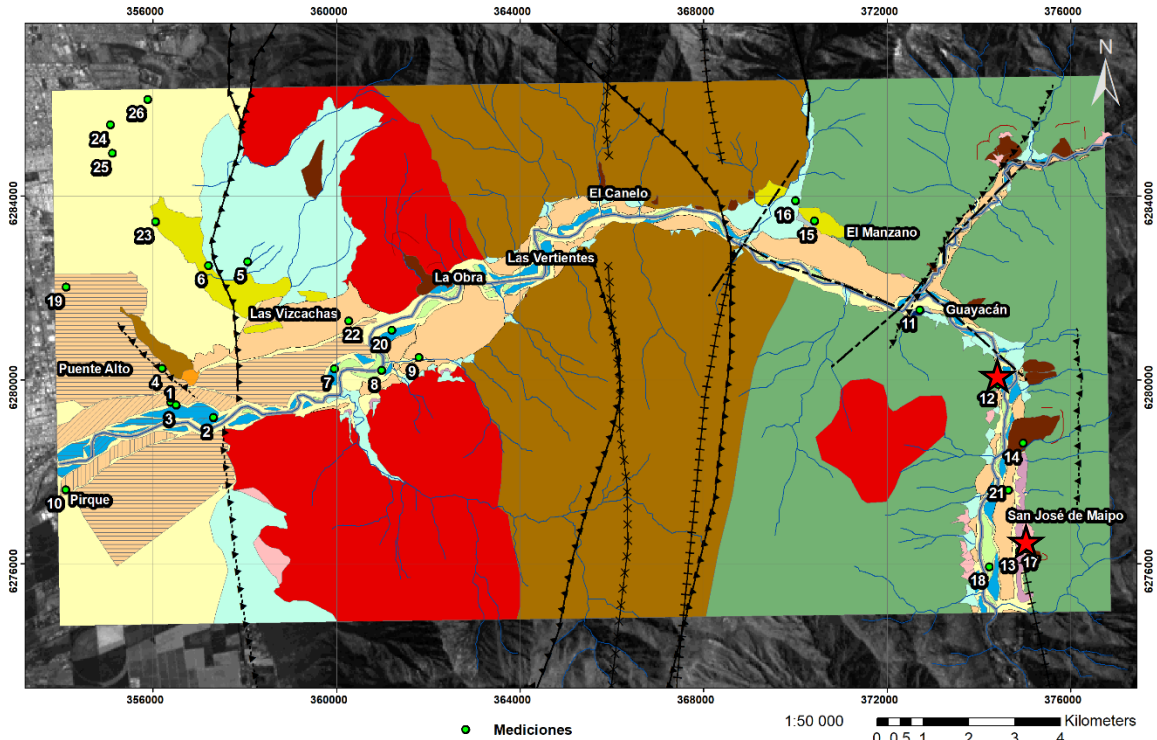


Figura 5. 10: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en coluvios. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 12

A partir de la figura correspondiente a las razones espectrales se observa un poco variación en los resultados obtenidos para cada Tromino 3G. Presentando una razón espectral plana.

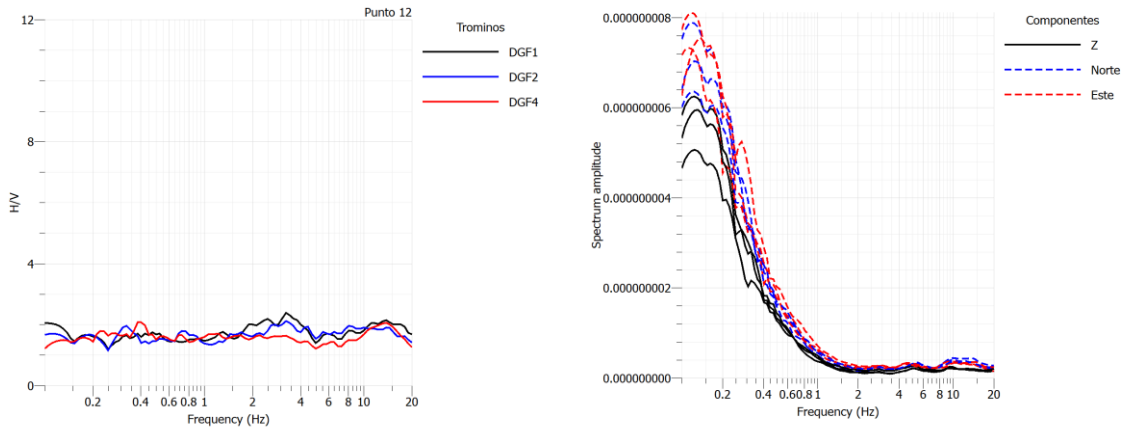


Figura 5. 11: Razones espectrales obtenidas para el punto 12, junto a sus espectros correspondientes.

Punto 17

A diferencia de la medición anterior, en esta se presentan variaciones en cuanto a las razones espectrales obtenidas para cada Tromino 3G. Donde el tromino DGF1 presenta un peak poco claro de amplitud elevada a baja frecuencia, mientras que el tromino DGF2 presenta una señal consistente con la medición del punto 12, correspondiente a una razón espectral plana. Por lo tanto, se considerará sólo la razón espectral obtenida por este último Tromino 3G, debido a la consistencia anteriormente mencionada.

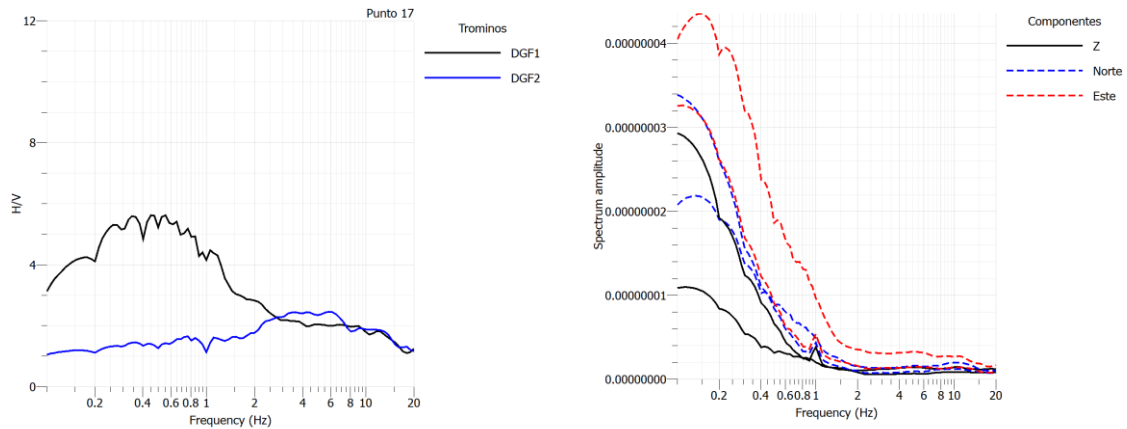


Figura 5. 12: Razones espectrales obtenidas para el punto 17, junto a sus espectros correspondientes.

5.1.4 Remociones en Masa

Solo se logró realizar una medición para esta unidad, localizada en una remoción en masa ubicada al norte de la localidad de San José de Maipo y, corresponde al punto 14.

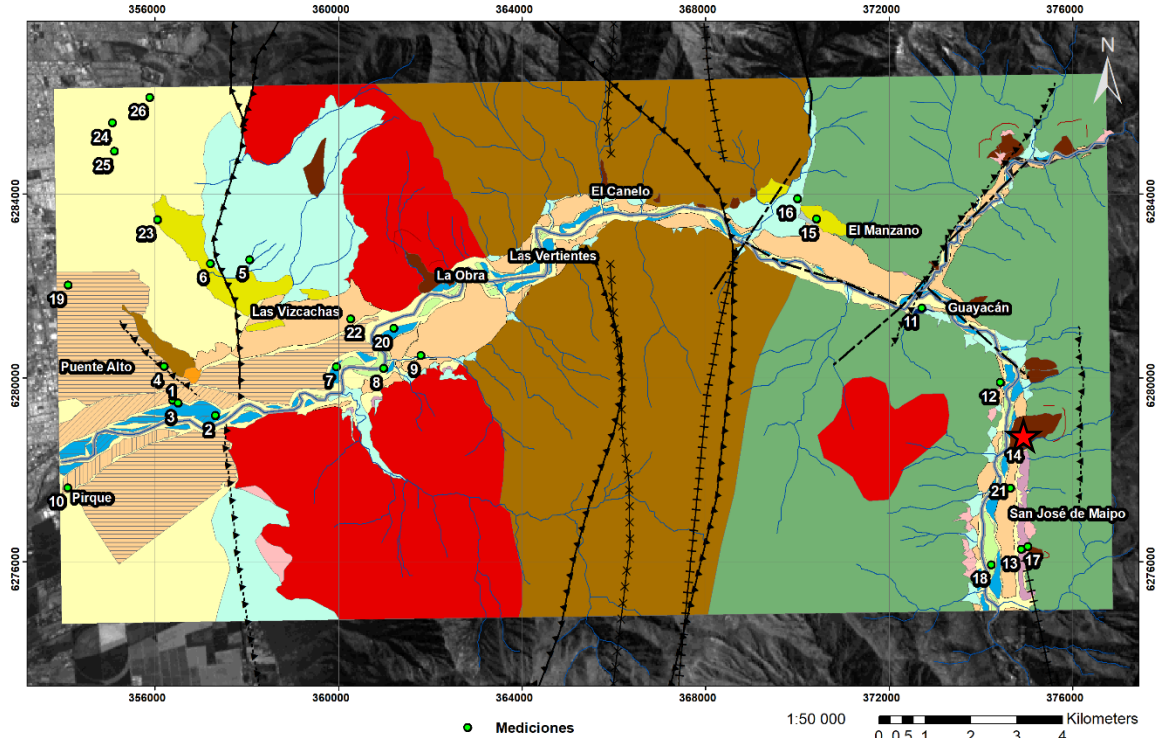


Figura 5. 13: Geología del área de estudio. La estrella roja marca la medición realizada en una remoción en masa. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Como se observa en la siguiente figura, no se presenta una variación notable en los resultados obtenidos para esta unidad. A su vez, se presenta un peak claro de amplitud elevada cercano a los 2.5 [Hz].

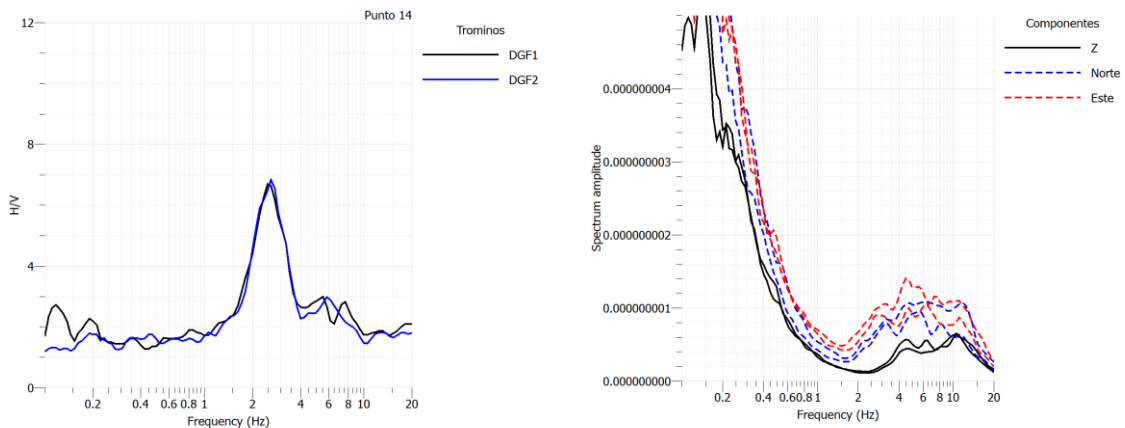


Figura 5. 14: Razones espectrales obtenidas para el punto 14, junto a sus espectros correspondientes.

Mientras que las correlaciones obtenidas presentan velocidades de fase bajas con frecuencias relativamente altas, implicando en una profundidad de prospección somera. Debido a lo anterior, no se realizó el cálculo de un perfil de velocidad de onda de corte para esta medición.

5.1.5 Toba

Los puntos 6 y 23 corresponden a puntos ubicados en las cercanías de la localidad de Las Vizcachas. El primero corresponde a un dato obtenido de manera particular, mientras que el segundo se obtuvo de datos presentados por el Centro Sismológico Nacional.

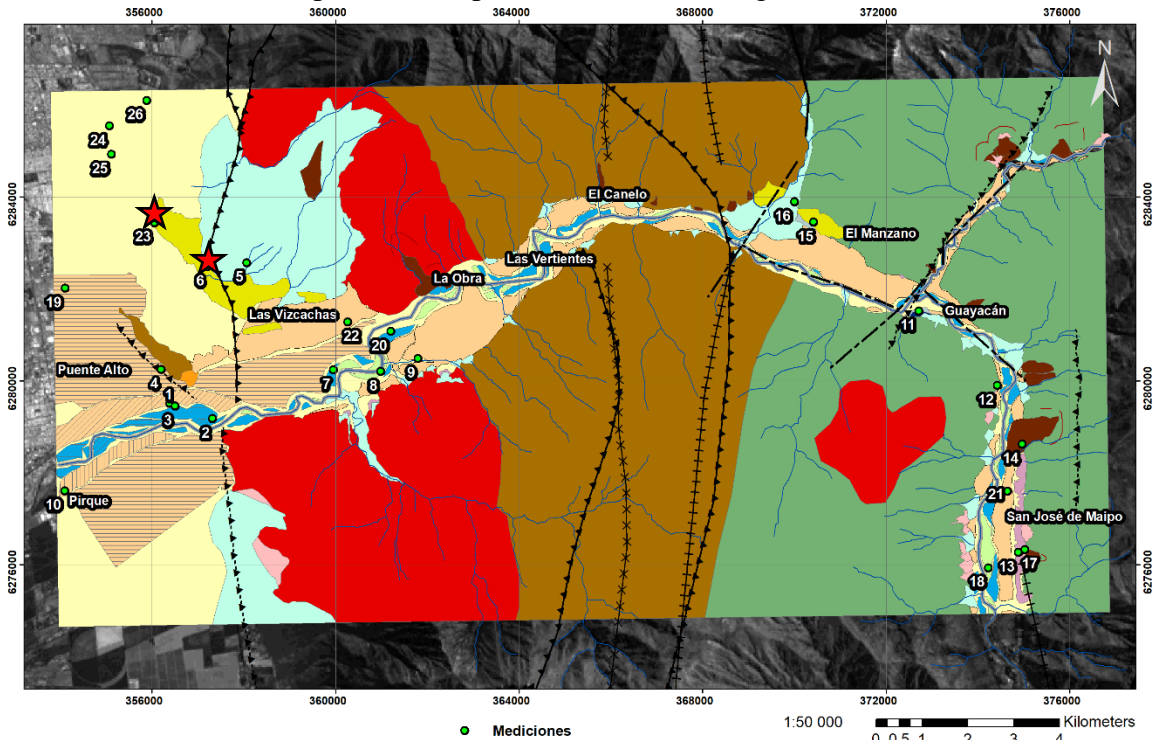


Figura 5. 15: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en la Toba. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 6

A partir de las razones espectrales obtenidas para esta ubicación, se presenta un peak claro cercano a los 3.3 [Hz] para en ambos Trominos 3G, donde si bien, el tromino DGF2 presenta un segundo peak a los 6.5 [Hz], se presume de origen antropogénico, debido a los peaks de la componente vertical cercanos a esta frecuencia presentados en el espectro.

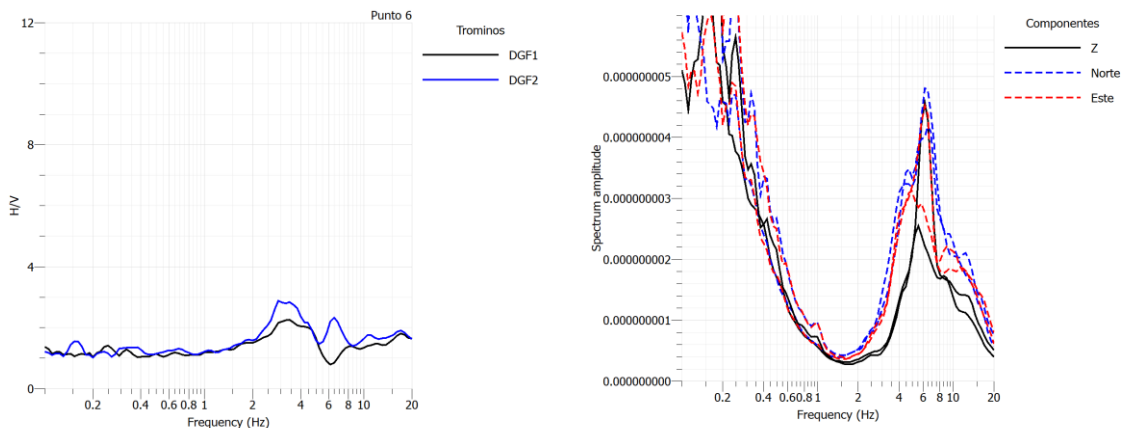


Figura 5. 16: Razones espectrales obtenidas para el punto 6, junto a sus espectros correspondientes.

Ahora bien, a partir de las velocidades obtenidas en el perfil de velocidad de onda de corte obtenido se estima una V_{s30} equivalente a 504 [m/s], donde se proponen los primeros 6 metros de tobas, seguido por posiblemente gravas.

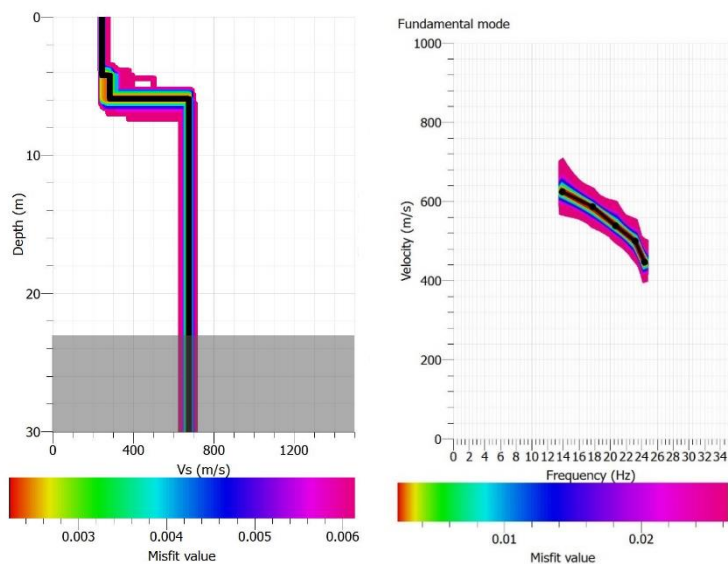


Figura 5.17: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 6, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.

Punto 23

Como se mencionó con anterioridad, esta medición corresponde a datos presentados por el Centro Sismológico Nacional, particularmente a la estación R10M ubicada en el hospital psiquiátrico El Peral (<http://evtdb.csn.uchile.cl/station/R10M>).

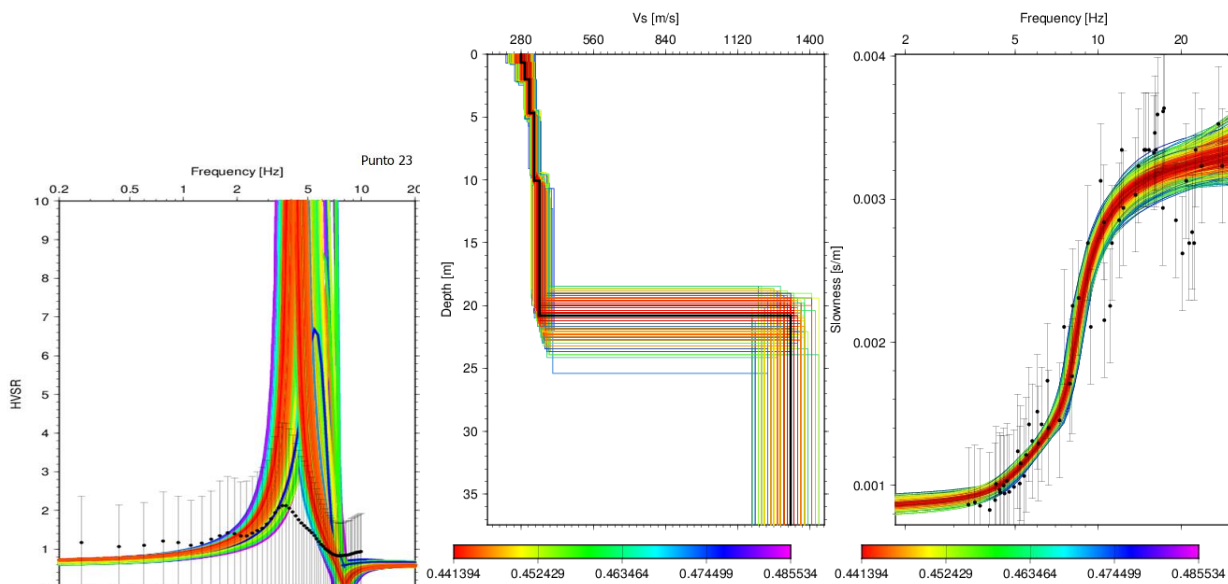


Figura 5.18: Gráficos presentados por el Centro Sismológico Nacional, correspondientes a la estación R10M.

A partir de los datos presentados, se observa un peak de baja amplitud para la frecuencia 3.56 [Hz], además de espesor de tobas de unos 21 metros con una velocidad asociada V_s igual a 324 [m/s].

5.1.6 Lahar

Se realizaron dos mediciones para esta unidad, la primera ubicada en el sector de Guayacán que corresponde al punto 11, donde también se presentan depósitos lagunares cercanos. Mientras que la segunda, correspondiente al punto 15, ubicada en El Manzano, donde este depósito de Lahar se presenta bajo un estrato de Toba, aun así, será considerado en esta sección.

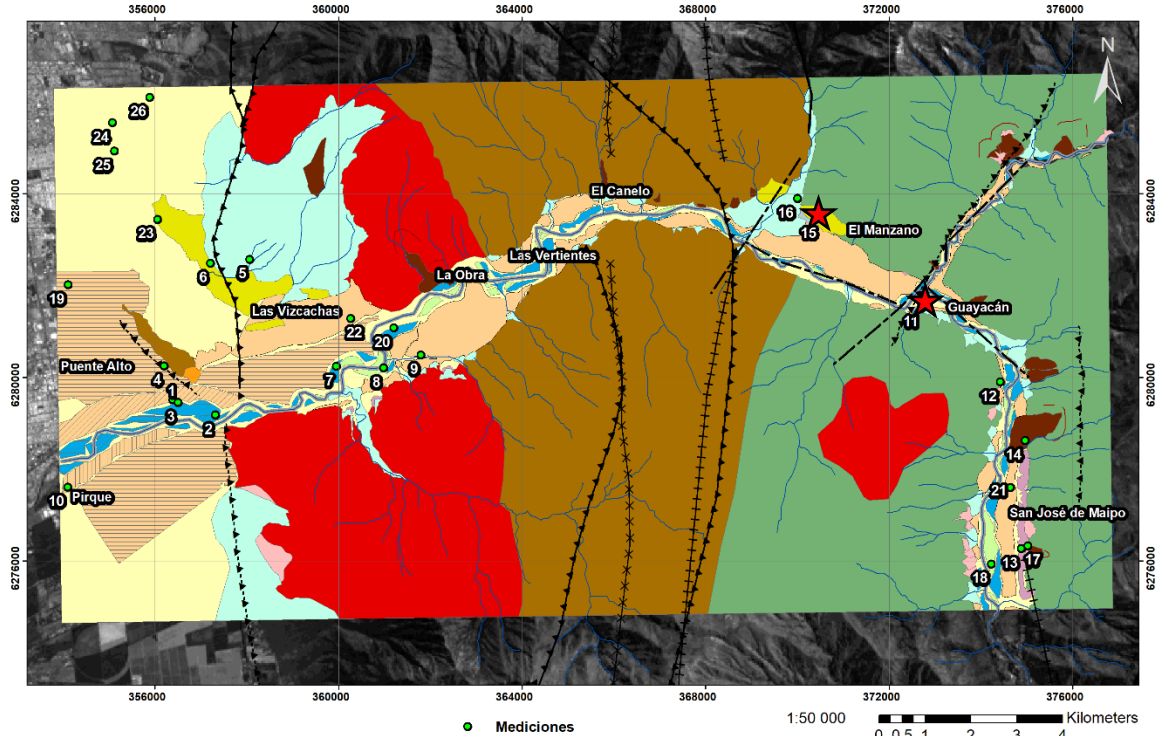


Figura 5. 19: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en los depósitos de Lahar. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 11

Este presenta una desviación elevada en cuanto a las razones espectrales obtenidas, con resultados distintos para cada Tromino 3G, por lo que no se considerará este resultado. No obstante, una buena correlación para la estimación de velocidades de onda de corte, sugiriendo una velocidad de onda de corte superficial (V_{s30}) equivalente a 628 [m/s], además de un espesor de los sedimentos aproximado de 43 metros. Se presume que estos se componen por 11 metros depósitos de lahar con V_s de 500 [m/s], seguido por gravas hasta el basamento.

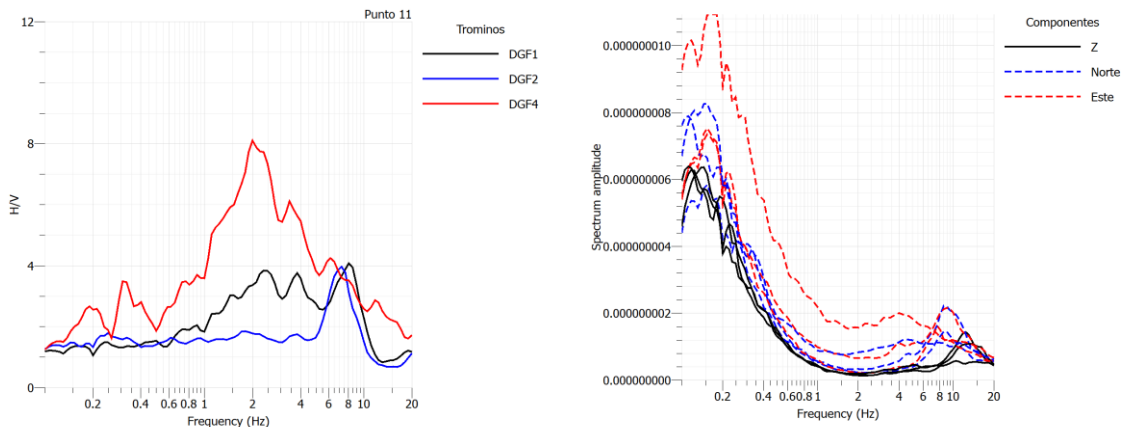


Figura 5. 20: Razones espectrales obtenidas para el punto 11, junto a sus espectros correspondientes.

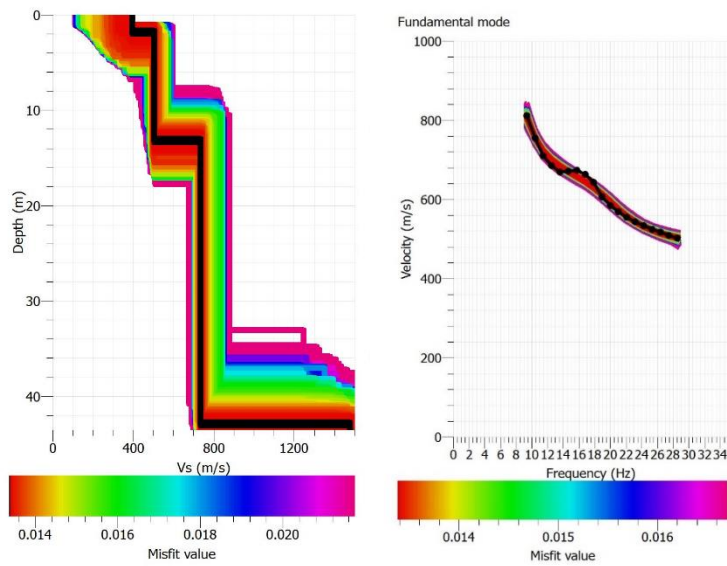


Figura 5. 21: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 11, con su respectiva curva de dispersión.

Punto 15

Al igual que el punto anterior, se presentan razones espectrales variables entre los Trominos 3G, imposibilitando definir una frecuencia predominante.

Para este sector no se estima un perfil de velocidad de onda de corte, debido a que la curva de dispersión obtenida implica una baja profundidad de exploración, por lo tanto, no se considera para estimar un perfil de velocidad de onda de corte.

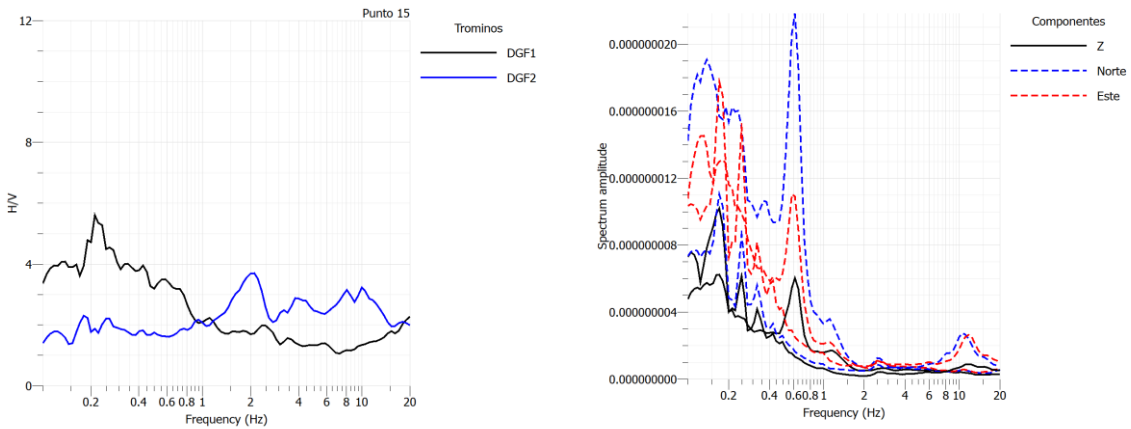


Figura 5. 22: Razones espectrales obtenidas para el punto 15, junto a sus espectros correspondientes.

5.1.7 Terraza T1

Las mediciones de los puntos 8 y 18 pertenecen a esta unidad. Estas se realizaron en la ladera sur del río, entre Las Vizcachas y La Obra, y en San José de Maipo, respectivamente.

Cabe destacar que las curvas de dispersión obtenidas en estas mediciones poseen escasas correlaciones, por lo que no se estimaron perfiles de velocidad de onda de corte para esta unidad.

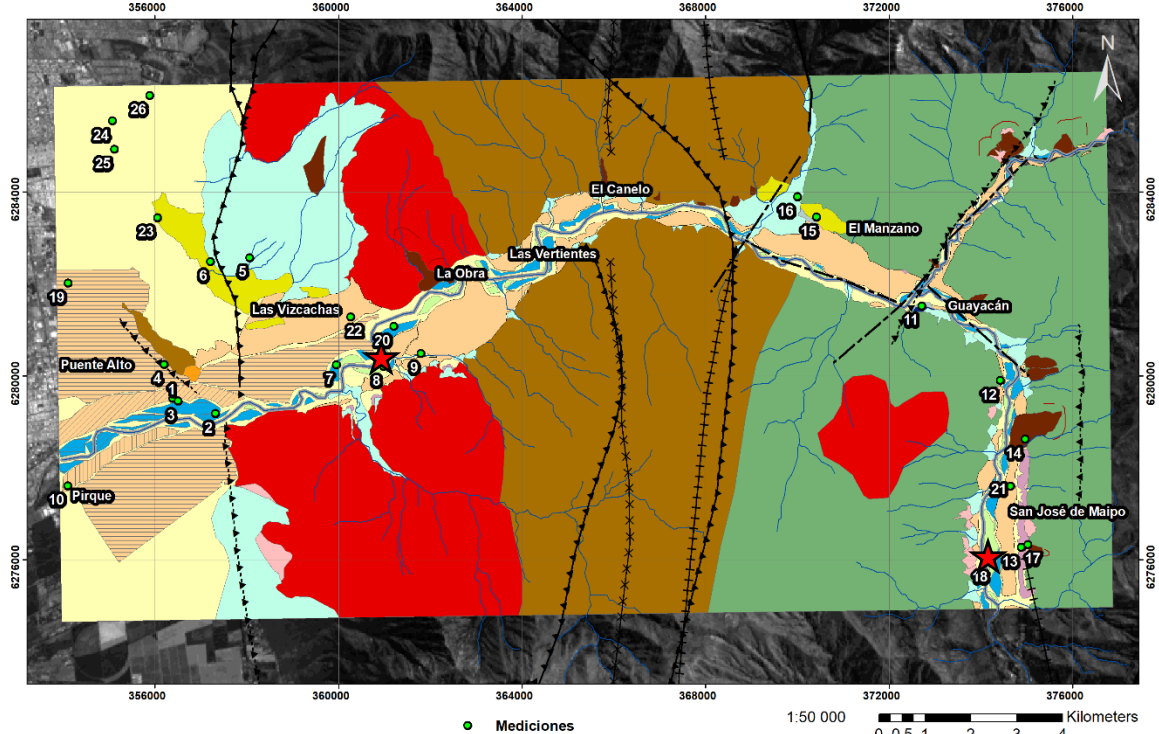


Figura 5. 23: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en la terraza T1. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 8

Esta medición presenta resultados de razones espectrales variados, donde los resultados entregados por los trominos DGF1 y DGF4 se correlacionan de una mejor manera. Estos muestran un peak poco claro y de baja amplitud, representado por una respuesta espectral plana. Mientras que DGF2 presenta un peak poco claro de gran amplitud para una frecuencia aproximada de 3 [Hz]. Debido a esta variabilidad, esta medición no será considerada.

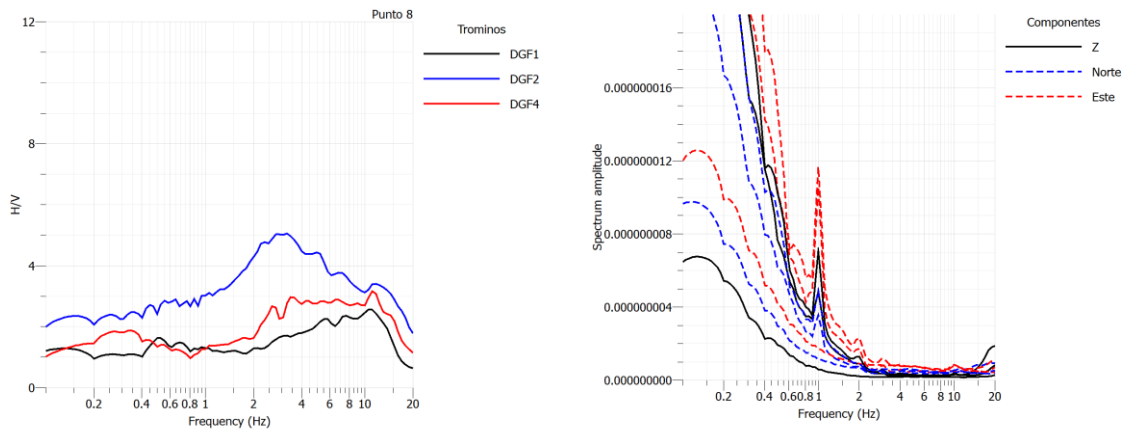


Figura 5. 24: Razones espectrales obtenidas para el punto 8, junto a sus espectros correspondientes.

Punto 18

Los resultados de las razones espectrales muestran una buena correlación en ambos Trominos 3G, presentando un peak de gran amplitud para una frecuencia cercana a los 2.4 [Hz].

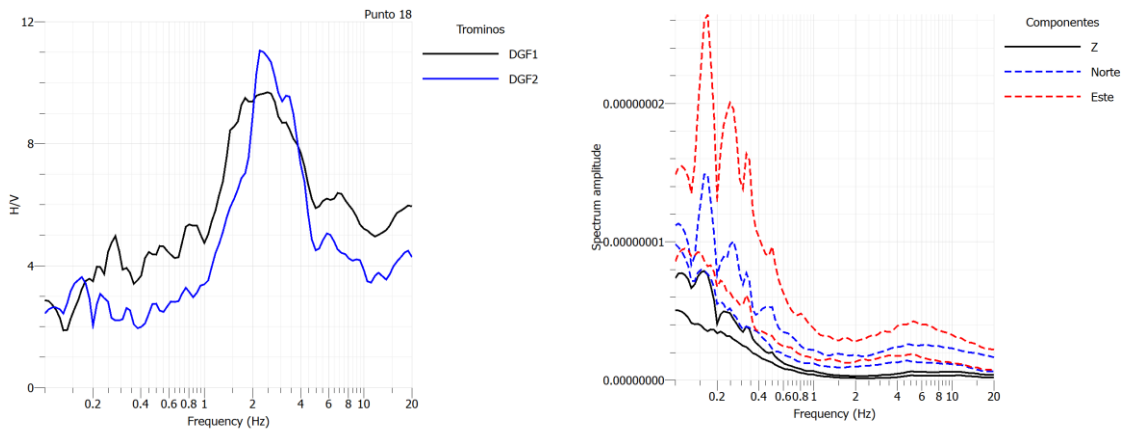


Figura 5. 25: Razones espectrales obtenidas para el punto 18, junto a sus espectros correspondientes.

5.1.8 Terraza T2

Al igual que la terraza T3, esta unidad se encuentra subdividida en las subunidades T2, T2B y T2C, correspondientes de mayor a menor altura topográfica producida por erosión superficial. En donde se realizaron las mediciones de los puntos 7 y 20 en T2, el punto 3 en T2B y, por último, el punto 2 en la T2C. Todas estas mediciones fueron realizadas entre las localidades de Puente Alto y La Obra.

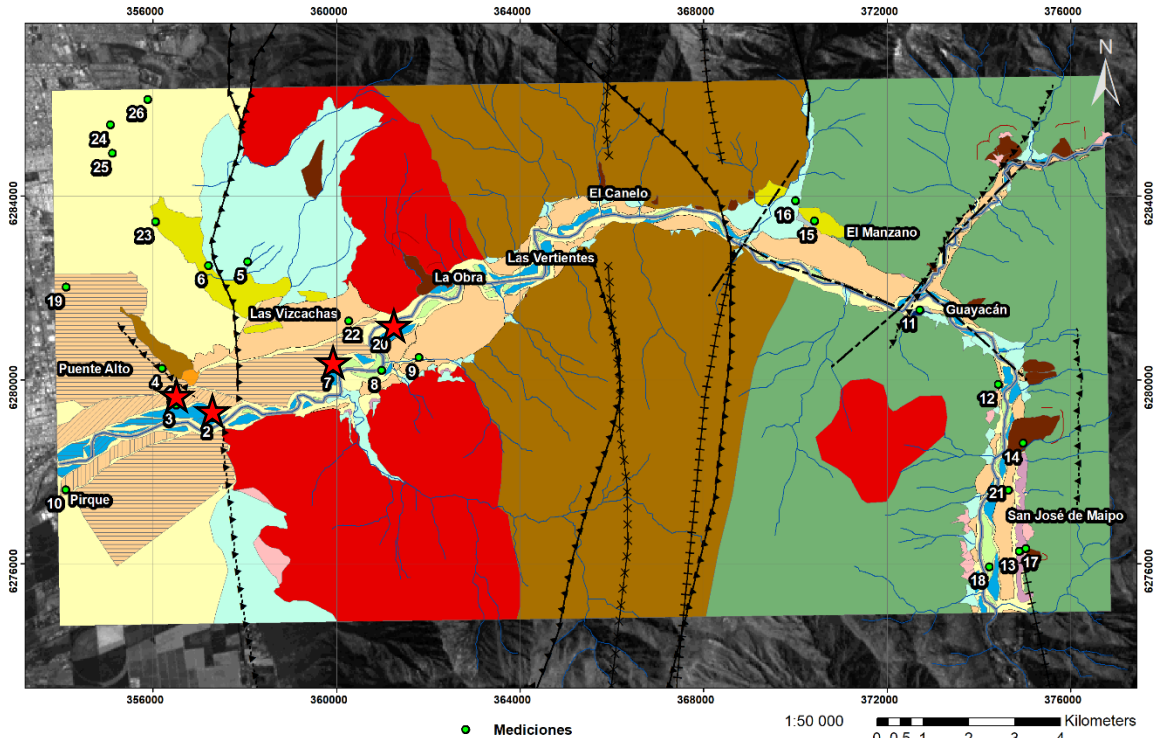


Figura 5. 26: Geología del área de estudio. Las estrellas rojas marcan las mediciones realizadas en la terraza T2. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 2

Para esta medición que corresponde a la terraza T2C y se realizó frente a la subestación eléctrica Puente Alto de la empresa EEPA, se logró obtener solo el resultado de razones espectrales, el cual presenta un peak claro de baja amplitud para una frecuencia cercana a los 2 [Hz].

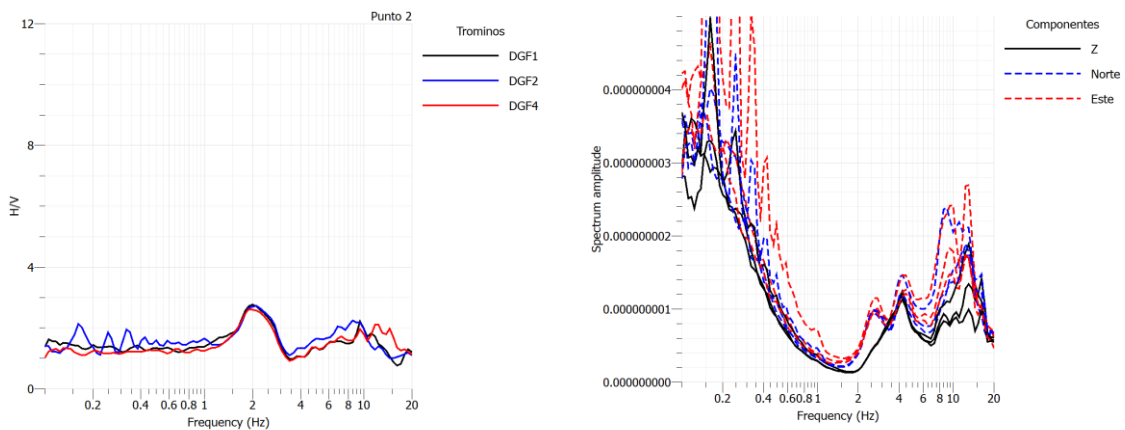


Figura 5. 27: Razones espectrales obtenidas para el punto 2, con sus espectros correspondientes.

No fue posible estimar un perfil de velocidad de onda de corte, ya a que las correlaciones obtenidas entre los pares de Trominos 3G, son escasas.

Punto 3

Este se ejecutó a escasos metros de la medición del punto 1, siendo también cercano al punto 2. Sin embargo, este pertenece a la subunidad T2B, a su vez, se presentan resultados de razones espectrales variadas. En donde el resultado obtenido por el tromino DGF4 se asimila a los resultados obtenidos en las mediciones de los puntos 1 y 2, no así el obtenido por el tromino DGF2. En base a lo anterior, solo se considerara la razón espectral presentada por el tromino DGF4, implicando en un peak de baja amplitud para una frecuencia aproximada de 1.7 [Hz]

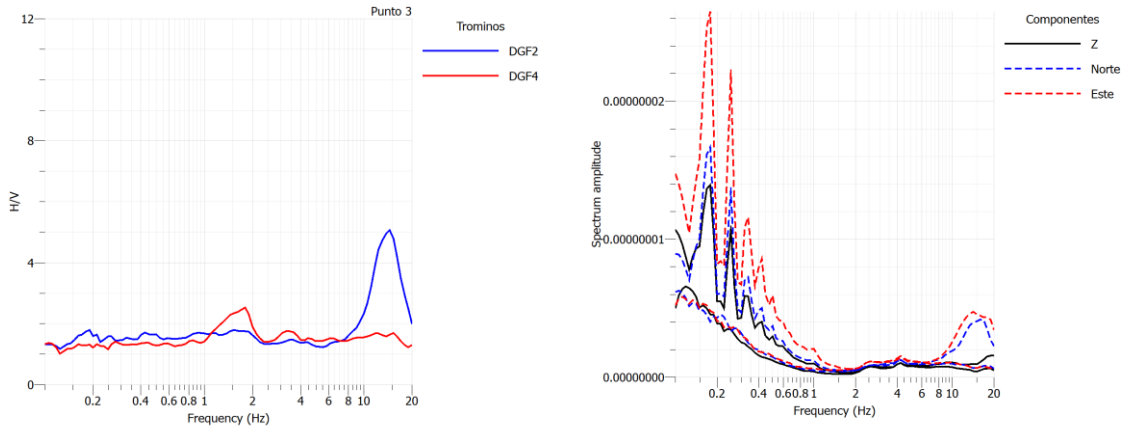


Figura 5. 28: Razones espectrales obtenidas para el Punto 3, con sus espectros correspondientes.

Mientras que a partir del perfil de velocidad de onda de corte superficial se estima un V_{S30} de 494 [m/s].

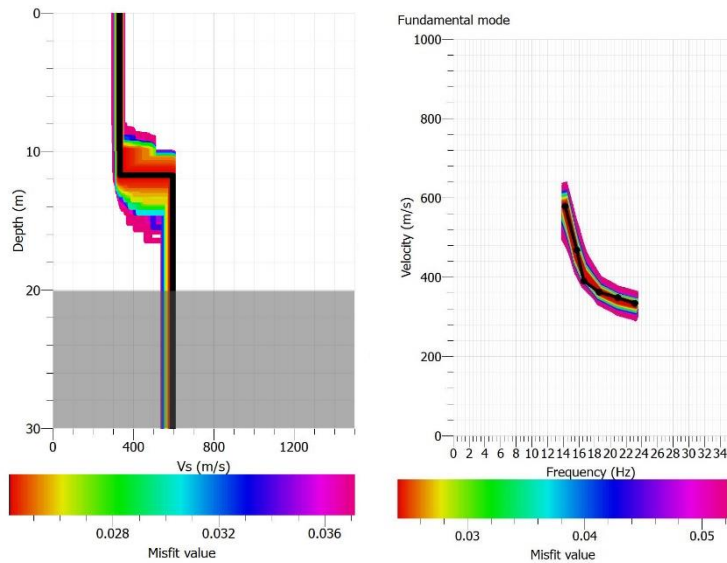


Figura 5.29: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 3, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.

Punto 7

Esta se encuentra ubicada a las afueras de Las Vizcachas, camino a La Obra, a orillas del Río Maipo. En cuanto a las razones espectrales mostradas por los Trominos 3G, se observan dos peaks de amplitud elevada para las frecuencias de 2.5 y 8 [Hz]. Este segundo peak se muestra afilado lo que es característico de un peak de origen antropogénico, sin embargo, el espectro asociado no muestra un peak de la componente vertical para esta frecuencia. Por lo tanto, será considerado como de origen natural.

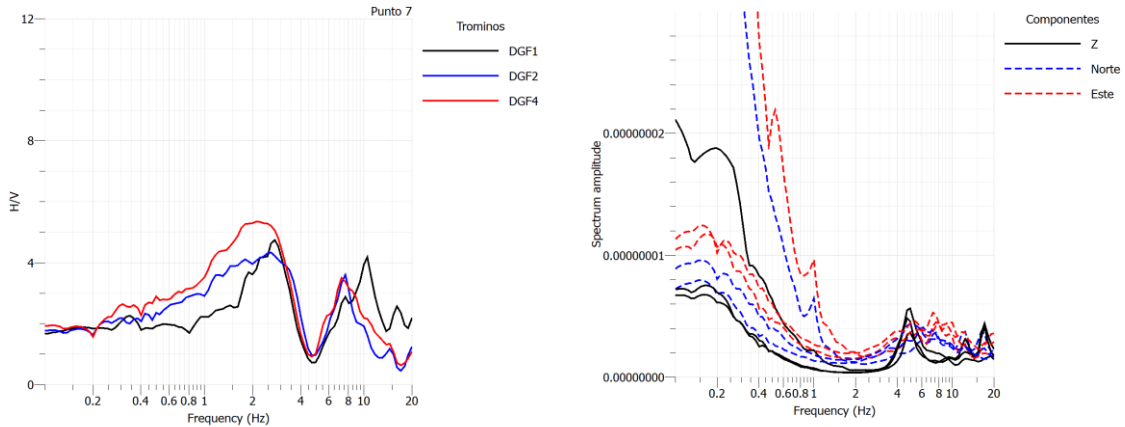


Figura 5. 30: Razones espectrales obtenidas para el punto 7, con sus espectros correspondientes.

Mientras que, a partir de los resultados obtenidos mediante la estimación de velocidades de onda de corte, se propone una velocidad de onda de corte superficial (V_{S30}) igual a 406 [m/s].

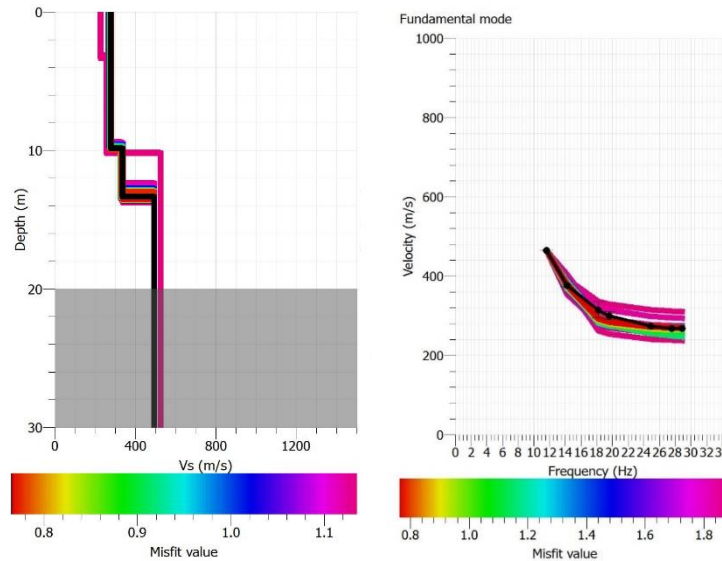


Figura 5. 31: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 7, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.

Punto 20

Esta medición se ubica entre Las Vizcachas y La Obra, por la ladera sur del Río Maipo. En la cual, se presenta solo un resultado de razones espectrales, con un peak único de gran amplitud para una frecuencia aproximada de 2 [Hz].

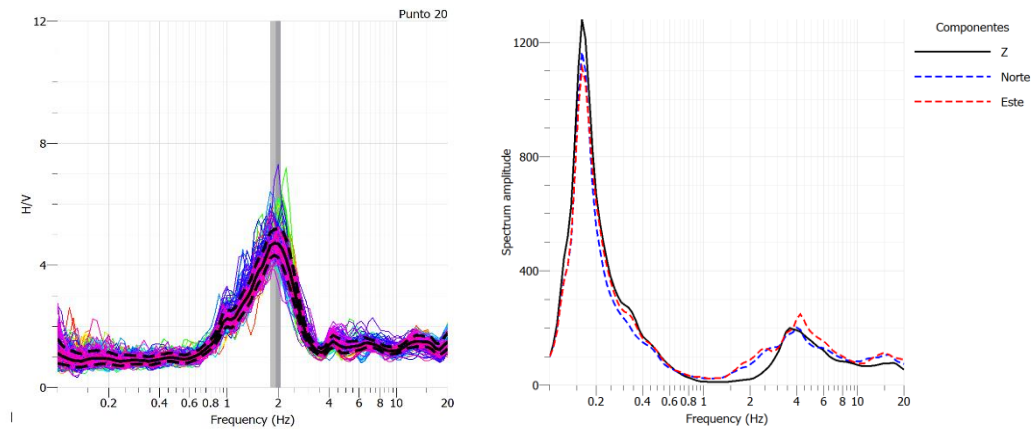


Figura 5. 32: Razón espectral obtenida para el punto 20, con su espectro correspondiente.

5.1.9 Terraza T3

Para esta unidad ubicada a lo largo de todo el valle, se realizaron la mayor cantidad de mediciones. Las cuales corresponden a los puntos 1, 4, 9, 10, 19, 21 y 22. Cabe destacar que algunas de estas mediciones se realizaron en las subdivisiones de la terraza T3, producto de la erosión superficial. En particular, la medición Punto 1 se ubica en T3C, mientras que los puntos 4 y 19 lo hacen en T3B, y, por último, la medición del punto 10 se encuentra en T3D.

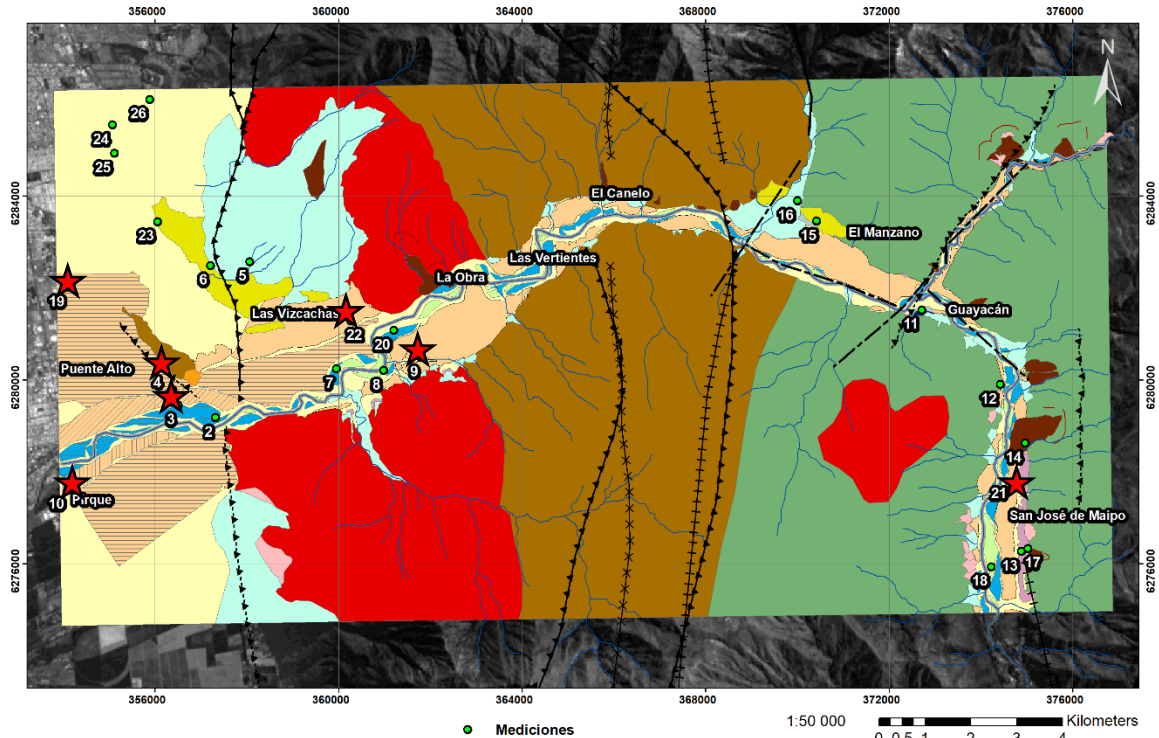


Figura 5. 33: Geología del área de estudio. La estrella roja marca la medición realizada en la terraza T3. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

Punto 1

Esta medición se ubica en las afuera de Puente Alto, hacia el sector de Las Vizcachas, y corresponde a la subunidad T3C. De la cual se obtuvo una razón espectral consistente entre los resultados entregados por los distintos Trominos 3G, implicando en una señal que presenta dos peaks de baja amplitud, presentes para las frecuencias 1.75 y 15 [Hz] aproximadamente.

A su vez, mediante los datos obtenidos fue posible obtener una estimación de la velocidad de la onda de corte, la cual sugiere una velocidad de onda superficial V_{s30} de 594 [m/s].

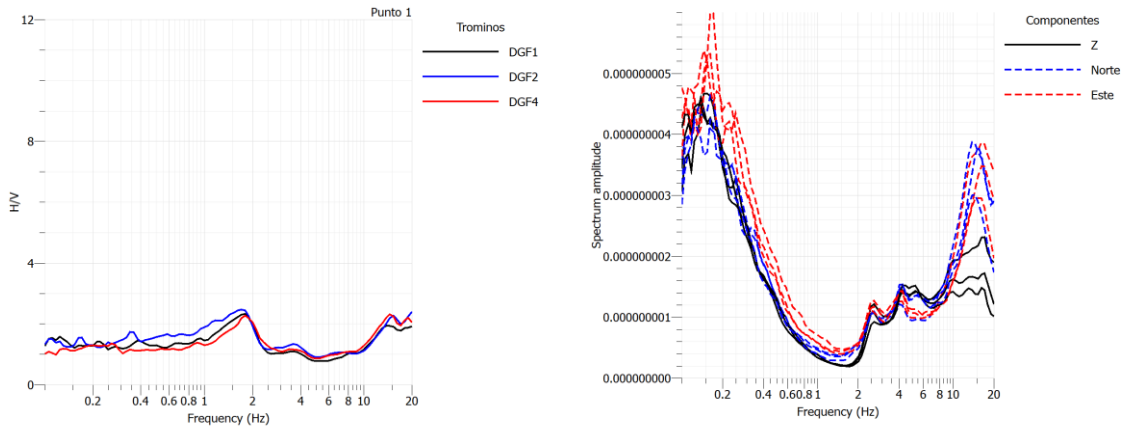


Figura 5. 34: Razones espectrales obtenidas para el punto 1, con sus espectros correspondientes.

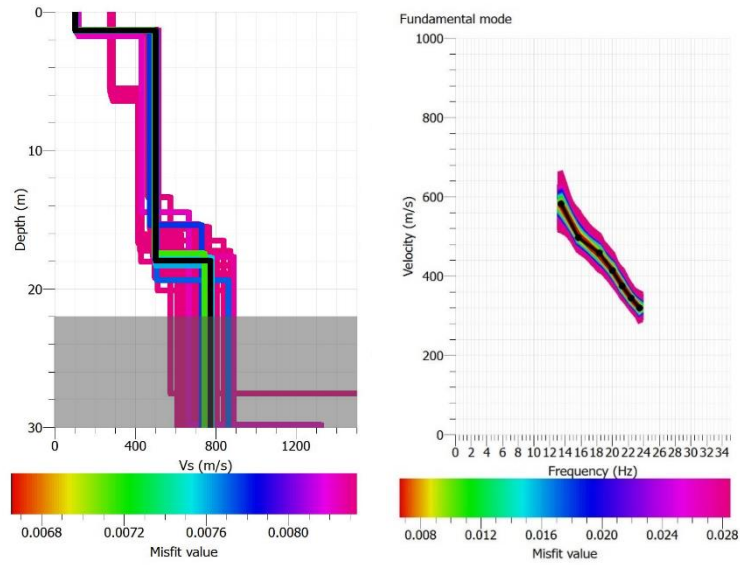


Figura 5. 35: Perfil de velocidad de onda de corte estimado para el punto 1, con su respectiva curva de dispersión. El área oscurecida corresponde a una extensión del alcance del perfil.

Punto 4

Esta medición, al igual que el punto 19, pertenece a la subdivisión T3B y fue realizada a las afueras de Puente Alto, en particular a menos de un kilómetro al norte del punto 1. Para esta, se observa un resultado consistente entre los Trominos 3G, presentado un peak de baja amplitud cercano a los 1.75 [Hz].

Lamentablemente, no se obtuvo una correlación cruzada para esta medición.

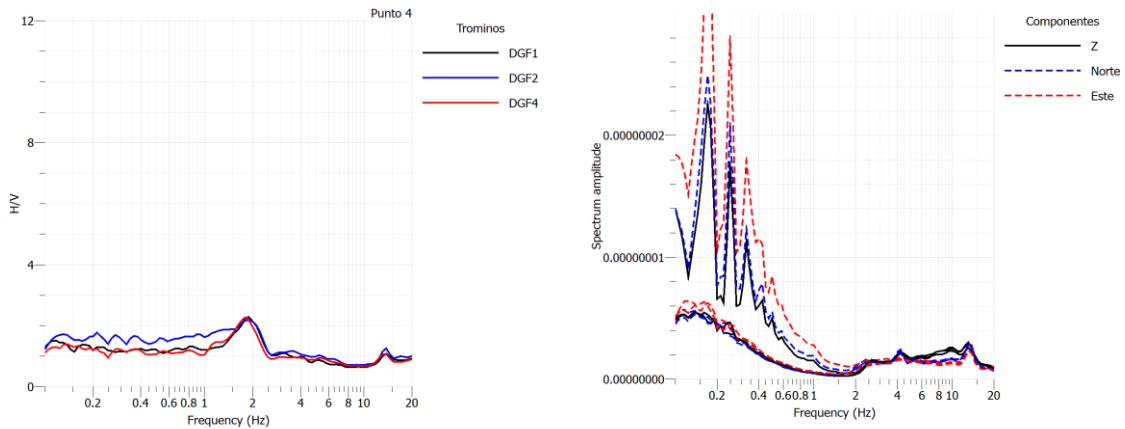


Figura 5. 36: Razones espectrales obtenidas para el punto 4, con sus espectros correspondientes.

Punto 9

Este se ubica por la ladera sur del valle, frente a Las Vizcachas, y para el cual se obtuvo una razón espectral que presenta dos peaks, el primero de baja amplitud, mientras que el segundo varía en amplitud para las razones obtenidas en los distintos Trominos 3G. Estos se presentan en las frecuencias aproximadas de 2.75 y 8.5 [Hz].

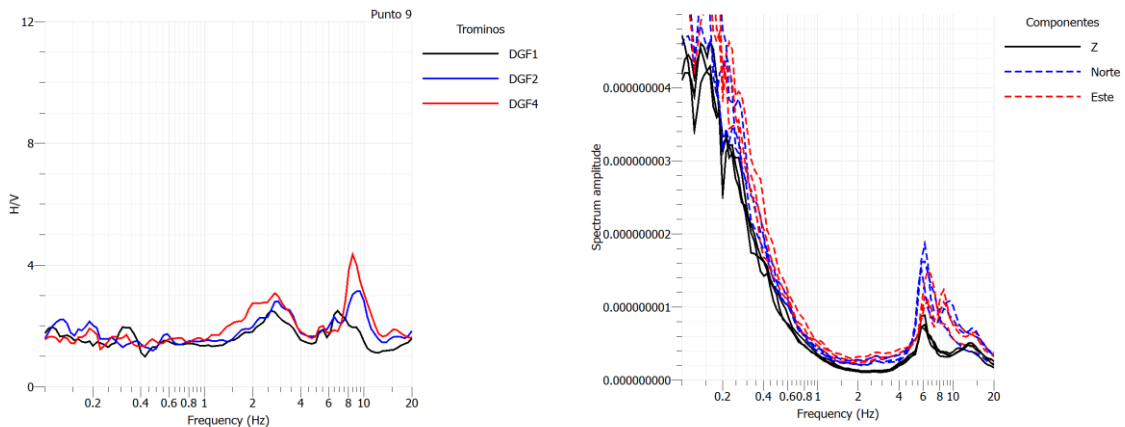


Figura 5. 37: Razones espectrales obtenidas para el punto 9 con sus espectros correspondientes.

A su vez, solo fue posible obtener una curva de dispersión entre los pares de Trominos 3G, sin embargo, esta presenta velocidades de fase menores que las obtenidas por otras correlaciones para esta misma unidad (punto 1), además de poseer una profundidad de prospección somera. Por lo tanto, no será tomada en consideración.

Punto 10

Este punto se encuentra ubicado en la localidad de Pirque y pertenece a la terraza T3D, siendo esta la que presenta la menor altura topográfica de la subdivisión de la terraza T3.

Mientras que, las correlaciones obtenidas para este sector son escasas, por lo tanto, no fue posible estimar un perfil de velocidad de onda de corte.

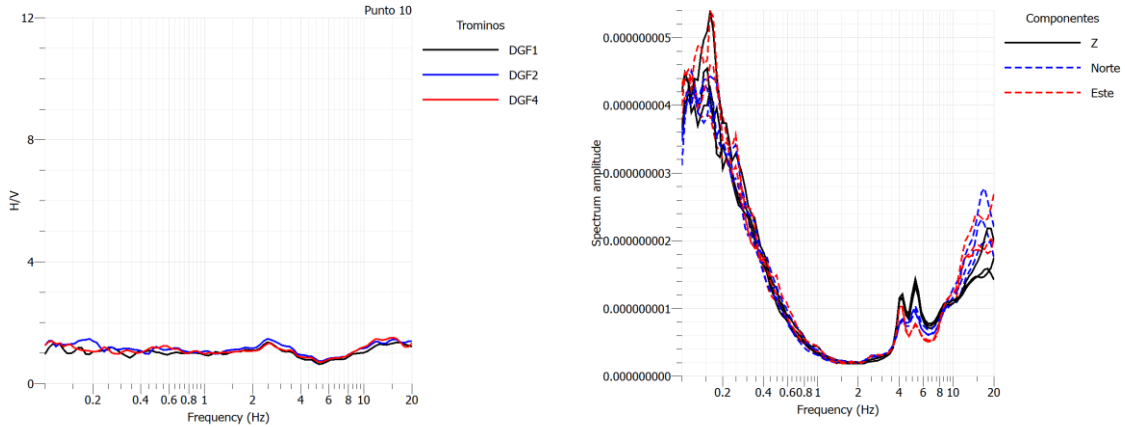


Figura 5. 38: Razones espectrales obtenidas para el punto 10 con sus espectros correspondientes.

Punto 19

Ubicada en la localidad de Puente Alto, y, al igual que el punto 4 pertenece a la subunidad T3B. Para esta solo se realizó la metodología de razones espectrales H/V, y, mediante esta, presenta una razón espectral sin un peak, por lo que se define como una señal plana.

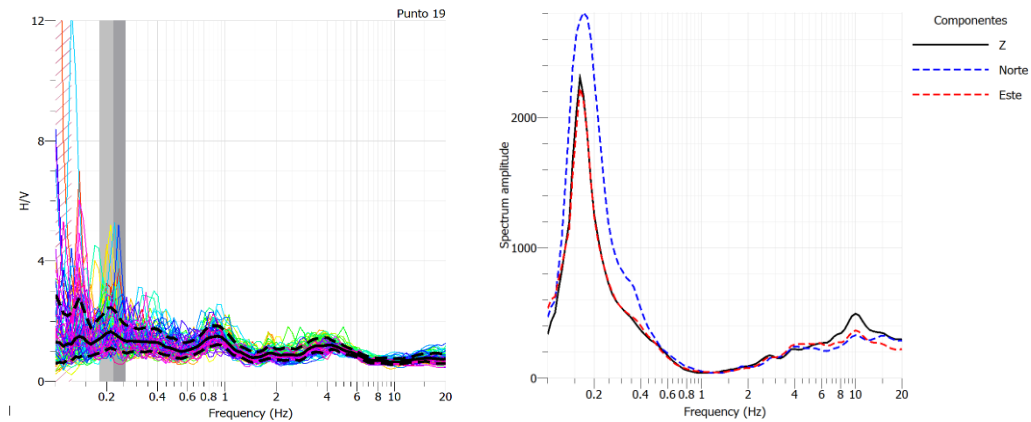


Figura 5. 39: Razón espectral obtenida para el punto 19, junto a su espectro correspondiente.

Punto 21

Medición ubicada en la localidad de San José de Maipo y, al igual que el punto anterior, mediante la metodología de las razones espectrales se presenta una razón espectral plana.

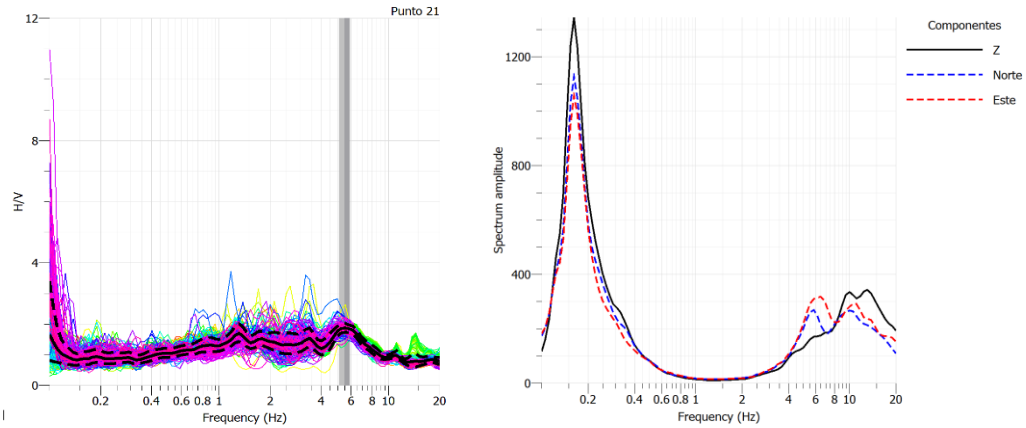


Figura 5. 40: Razón espectral obtenida para el punto 21, junto a su espectro correspondiente.

Punto 22

Al observar las figuras obtenidas para esta localidad, ubicada entre las localidades de Las Vizcachas y La Obra, se presenta un peak de amplitud elevada perteneciente a una frecuencia de 3.75 [Hz] aproximadamente.

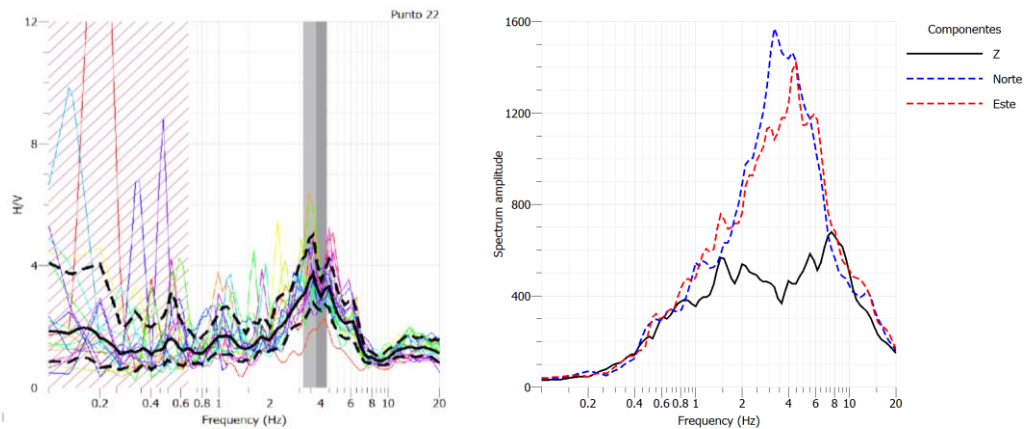


Figura 5. 41: Razón espectral obtenida para el punto 22, junto a su espectro correspondiente.

5.1.10 Terraza T4

Solo fue posible obtener la medición de un solo Tromino 3G para esta unidad, ubicada en el estacionamiento del hospital de la localidad de San José de Maipo, por lo que no fue posible utilizar el método de correlaciones cruzadas.

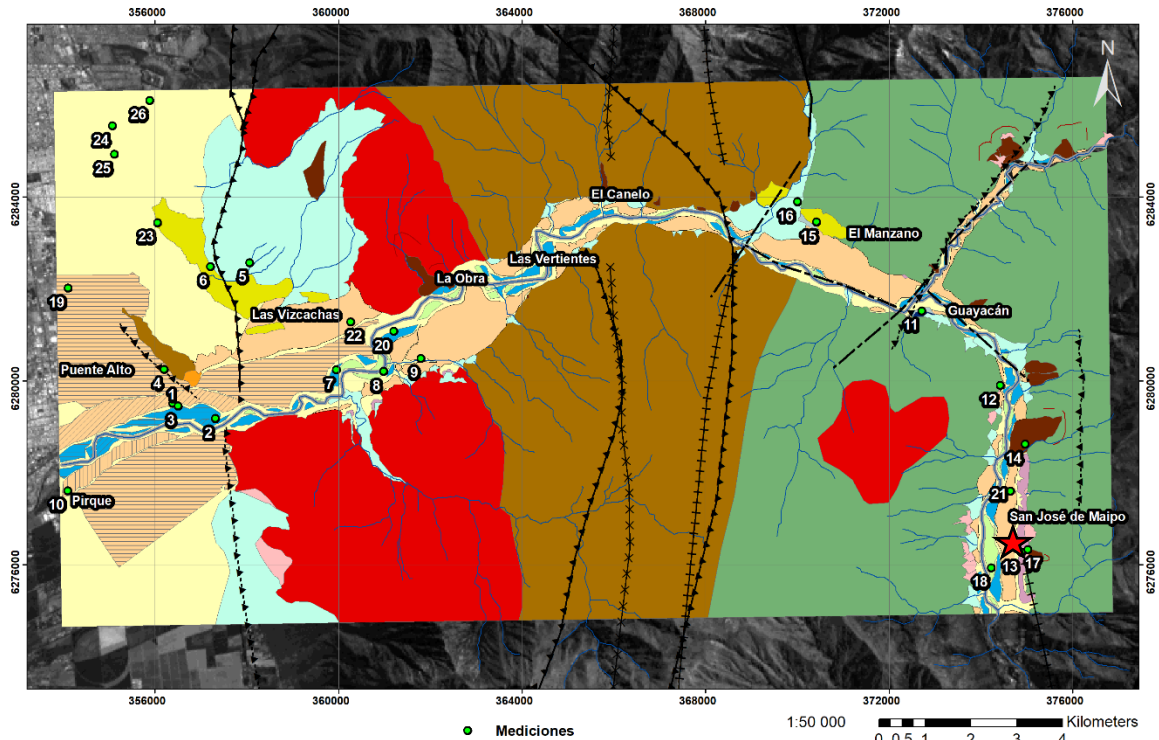


Figura 5. 42: Geología del área de estudio. La estrella roja marca la medición realizada en la terraza T4. La leyenda se encuentra en la Figura 5.1.

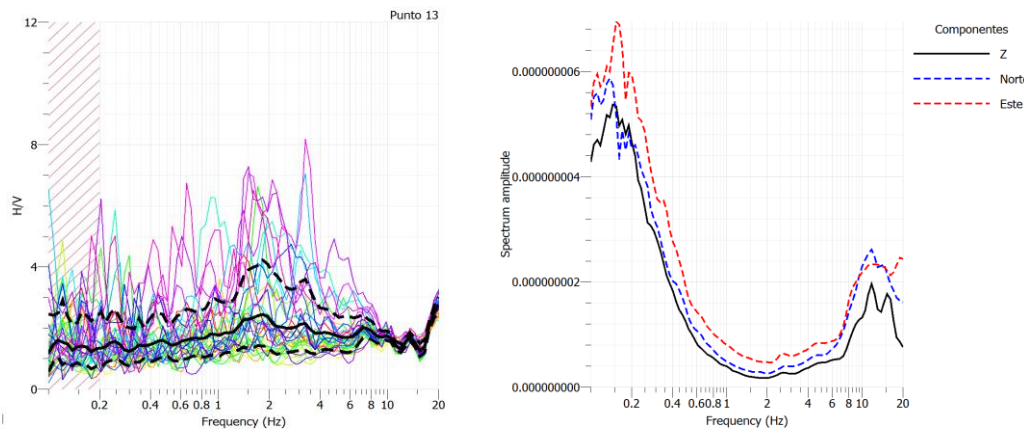


Figura 5. 43: Razón espectral obtenida para el punto 13, junto a su espectro correspondiente.

Como se observa en las figuras anteriores, la razón espectral obtenida corresponde a una señal plana, ya que el aumento que se presenta para las frecuencias elevadas es debido a acción antropogénica, por lo que no se toma en consideración.

5.2 Resumen

En general, fue posible obtener un resultado de razones espectrales para casi todas las mediciones, a excepción de los puntos 8, 11, 15 y 25, ya que estos presentan datos variados implicando en razones espectrales poco confiables. A su vez, para los puntos 3 y 17, solo se consideraron las razones espectrales obtenidas consistentes con los resultados obtenidos en otros puntos para la misma unidad geológica.

Mediante el método de correlaciones cruzadas fue posible obtener curvas de dispersión para la mayoría de las mediciones. Sin embargo, no fue posible estimar perfiles de velocidad de onda de corte, ya que la mayoría de las curvas de dispersión se forman por escasas correlaciones (Anexos A) o bien, se obtienen velocidades de fase bajas implicando en profundidades de prospección someras. Por lo que solo se consideraran los perfiles obtenidos para los puntos 1, 3, 6, 7, 11 y 16, además del extraído del Centro Sismológico Nacional (punto 23).

Además, las mediciones correspondientes a los puntos 1, 3, 6, 7 y 16 presentan alcances de profundidad de prospección (Z_{Vs}) menores a 30 metros, de igual manera se consideran los metros faltantes para completar esta profundidad y calcular un V_{S30} en base a estos.

A partir de las consideraciones nombradas con anterioridad, se presenta la siguiente tabla, a modo de resumir los resultados obtenidos.

Tabla 5. 1: Mediciones realizadas con sus respectivos resultados. f_0 : Frecuencia predominante; T_{HN} : Periodo predominante; $A_{H/V}$: Amplitud de la razón espectral H/V; V_{s30} : Velocidad de onda de corte en los 30 primeros metros de sedimentos; Z_{Vs} : Profundidad del perfil de velocidad de onda de corte; N/C: No se puede calcular; N/A: No aplica.

Medición	Unidad	Coordenadas		f_0 [Hz]	$T_{H/V}$ [s]	$A_{H/V}$	V_{s30} [m/s]	Z_{Vs} [m]
		Este	Norte					
5	Aluvial Reciente	358062	6282573	plana	Plana	N/A	N/C	N/A
16	Aluvial Reciente	369999	6283900	plana	Plana	N/A	592	26
24	Aluvial Antiguo	355077	6285552	5.93	0.169	2.5	N/A	N/A
25	Aluvial Antiguo	355120	6284934	N/C	N/C	N/A	N/A	N/A
26	Aluvial Antiguo	355888	6286104	1.81	0.552	2.9	N/A	N/A
12	Coluvial	374419	6279901	plana	Plana	N/A	N/C	N/A
17	Coluvial	375019	6276336	plana	Plana	N/A	N/C	N/A
14	Remoción en Masa	374966	6278630	2.55	0.392	6.4	N/C	N/A
6	Toba	357210	6282488	3.3	0.303	2.5	595	23
23	Toba	356059	6283444	3.56	0.281	2.2	324	N/A
11	Lahar	372712	6281523	N/C	N/C	N/A	628	44
15	Lahar	370414	6283457	N/C	N/C	N/A	N/C	N/A
8	T1	360984	6280208	N/C	N/C	N/A	N/C	N/A
18	T1	374228	6275937	2.4	0.417	10.4	N/C	N/A
2	T2	357322	6279183	2.07	0.483	2.7	N/C	N/A
3	T2	356507	6279452	1.67	0.599	2	494	20
7	T2	359955	6280239	2.45	0.408	4.7	406	20
20	T2	361207	6281079	1.94	0.515	4.4	N/A	N/A
1	T3	356390	6279515	1.78	0.562	2.4	594	22
4	T3	356205	6280255	1.77	0.565	2.2	N/A	N/A
9	T3	361800	6280490	2.75	0.364	2.8	N/C	N/A
10	T3	354099	6277614	plana	Plana	N/A	N/C	N/A
19	T3	354110	6282020	plana	Plana	N/A	N/A	N/A
21	T3	374643	6277605	plana	Plana	N/A	N/A	N/A
22	T3	360268	6281288	3.76	0.266	3.8	N/A	N/A
13	T4	374882	6276269	plana	Plana	N/A	N/A	N/A

6 Estimación de Aceleraciones Sísmicas

Para plantear los resultados anteriores de una manera cuantitativa con respecto al peligro sísmico, se propone un modelo de aceleración sísmica utilizando las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMM) propuestas por Campbell & Bozorgnia (2014) y presentadas en Anexos B.

Se consideraron los parámetros propuestos por Ammirati et al. (2019) para un evento sísmico probable producido por el sistema de Falla de San Ramón. Estos corresponden a un evento sísmico de magnitud M_w 7.5, correspondiente a la ruptura completa del plano de falla, además de la ruptura en superficie.

El plano de falla considerado posee unas dimensiones de 50 kilómetros de largo y 20 kilómetros de ancho en profundidad y mantea en dirección este con 34° con respecto a la horizontal.

A partir de la geometría del plano de ruptura se considera un hipocentro de profundidad cercana a los 8 kilómetros, propuesto en base a la Ecuación B.1 presentada por Campbell & Bozorgnia (2014).

Además, se aproxima el horizonte de profundidad de $V_s = 2500$ [m/s] ($Z_{2.5}$) a 1 kilómetro, esto a partir del perfil de velocidad de onda de corte presentado por Salomón et al. (2020) con mejor ajuste para 157 curvas de dispersión obtenidas en la cuenca de Santiago.

Sumado a lo anterior, se genera un modelo de valores de aceleración sísmica PGA en roca (Figura 6.2), mediante una nube de puntos en el área de estudio y una posterior interpolación de estos. Para lo cual, considero la ubicación geoespacial de cada punto con respecto al plano de falla (Figura 6.1) para determinar el valor de PGA en roca (A_{1100}), considerando un $V_{S30} = 1100$ [m/s].

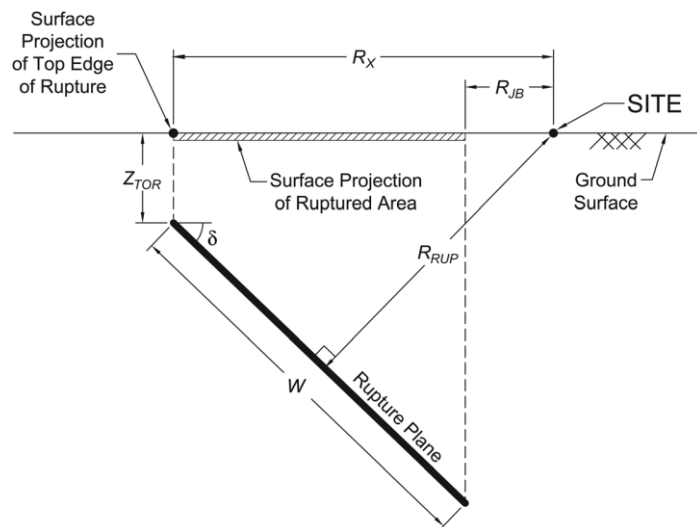


Figura 6. 1: Consideraciones geoespaciales utilizadas para el cálculo de PGA en un punto específico. R_x : Distancia mínima a la proyección en superficie del eje superior del plano de ruptura, medido perpendicularmente desde su rumbo promedio; R_{JB} : Distancia mínima a la proyección en superficie del plano de ruptura; R_{RUP} : Distancia mínima al plano de ruptura; Z_{TOR} : Profundidad del eje superior del plano de ruptura; δ : Manteo promedio del plano de ruptura; W : Ancho del plano de ruptura; Extraído de Kaklamanos et al. (2011).

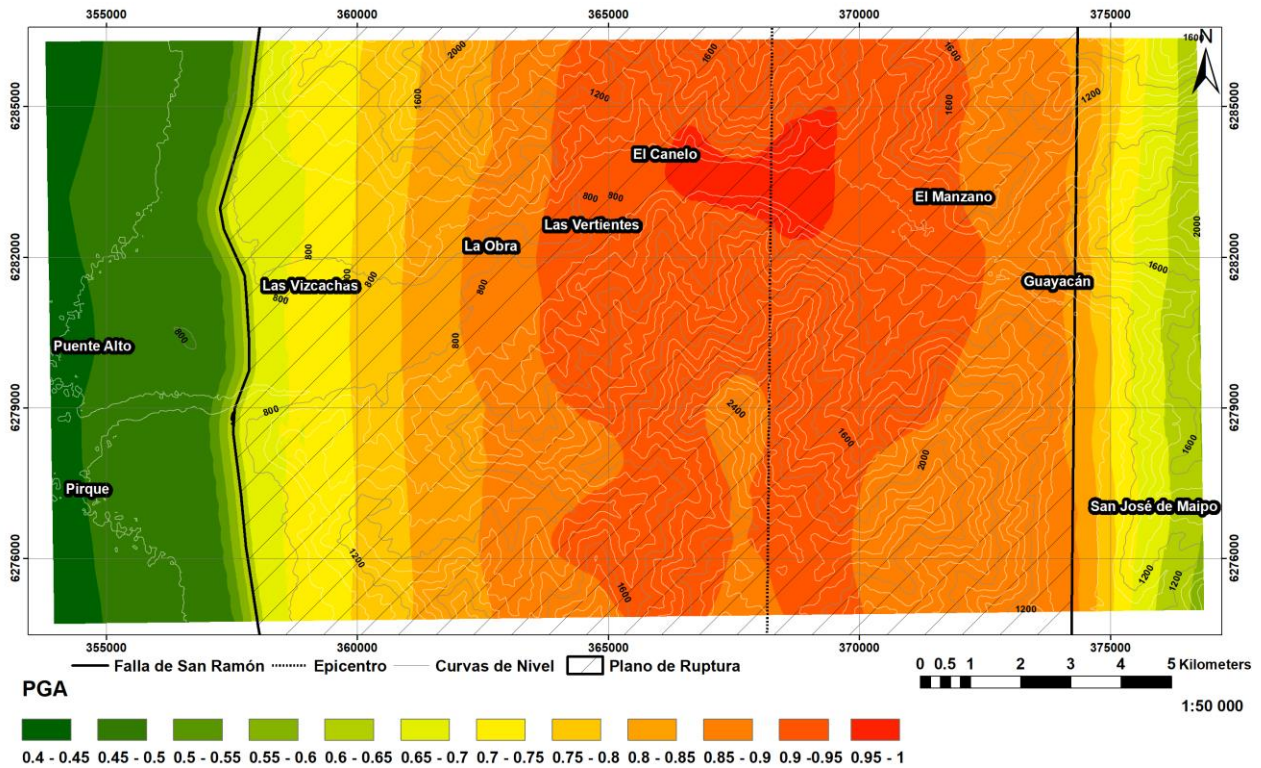


Figura 6. 2: Mapa de aceleraciones generado mediante resultados obtenidos en roca, utilizando un V_{s30} equivalente a 1100 [m/s]; PGA: Peak Ground Aceleración.

Ahora bien, con la finalidad de fijar ciertos valores para facilitar la extrapolación de los datos, y, por ende, la estimación de las aceleraciones para los sedimentos en el sector estudiado, se tomarán las siguientes consideraciones en base tanto a los resultados obtenidos (Tabla 5.1) como propuestos mediante revisión bibliográfica.

A modo de complementar la información que no fue posible obtener por este estudio, se propone la Tabla 6.1, correspondiente a velocidades de ondas de corte para los 30 primeros metros V_{s30} para distintos tipos de composiciones de suelos, presentados por estudios anteriores realizados en la cuenca de Santiago.

Tabla 6. 1: Valores de velocidad de onda de corte para los primeros 30 metros V_{s30} para distintos tipos de suelos, con información extraída de Pastén (2007), Godoy et al. (2015), Ruz & Finn (2019), Pasten et al. (2020) y Acevedo (2021).

Tipo de suelo	V_{s30} [m/s]				
	Gravas	600	428-641	500-900	880
Gravas Arcillosas/Arcilla Arenosa/Gravas y Arcillas/Arena Arcillosa		415-446	350-900	600	378-411
Arenas	500				
Cenizas	350	478-523	180-500	350	397-476
Limos	350				
Arcillas	250				
Limos y Arcillas		360	180-350	400	286
	Pastén (2007)*	Godoy et al. (2015)	Ruz & Finn (2019)	Pasten et al. (2020)	Acevedo (2021)

*: Valores considerados para los primeros 50 metros.

Donde para generar la tabla anterior, se consideró a los abanicos aluviales o conos de deyección con una composición derivada de gravas, mientras que, los sedimentos finos del sector norte de la Cuenca de Santiago se asocian a limos y arcillas.

A partir de las consideraciones anteriores, se proponen los siguientes valores de V_{S30} para las distintas unidades presentes en el área de estudio (Tabla 6.2), a modo de considerar el efecto de sitio producido.

Tabla 6. 2: Valores generalizados propuestos a partir de los estudios de los perfiles de velocidad de ondas de corte, junto con la revisión bibliográfica; V_{S30} : Velocidad de onda de corte para los 30 primeros metros de sedimentos.

Unidad	Tipo de Depósito	V_{S30} [m/s]
Aluvial Reciente	Gravas con intercalaciones de sedimentos finos	592
Aluvial Antiguo + T3	Fluvio – aluvial, asociado a gravas con un grado de compactación	594
Coluvial	Gravas clastosoportadas con clastos angulosos	600
RM	Gravas con arena, limos y arcillas	600
Toba sobre gravas	Flujos piroclásticos de ceniza y lapilli pumíceo sobre gravas	460
Lahar sobre gravas	Flujo piroclástico de líticos volcánicos, pómez y obsidiana sobre gravas	630
T1	Depósito fluvial asociado a llanura de inundación actual	340
T2	Depósito fluvial asociado a llanura de inundación	450
T4	Gravas imbricadas y compactadas	658

Donde el valor propuesto para cada unidad de la Tabla 6.2 será detallado a continuación.

Las unidades de Remoción en Masa y Coluvial consideran los valores V_{S30} presentados en la Tabla 6.1 con respecto a su composición, proponiendo así valores de 600 [m/s] para ambos casos.

Mientras que para el caso de las terrazas T1 y T4, asociadas a una llanura de inundación actual y gravas, respectivamente, por lo tanto, se proponen valores medios entre los V_{S30} mínimos y máximos presentados por los autores anteriores (Tabla 6.1). Donde, para el caso de la terraza T1 se consideran los rangos de una composición de sedimentos muy finos con un valor mínimo de 180 [m/s] (Ruz & Finn, 2019), en contraste con una composición más cercana a arena con un valor de 500 [m/s] (Pastén, 2007). Mientras que para la terraza T4, se consideran el rango obtenido dentro de los depósitos de gravas, con un mínimo de 416 [m/s] (Acevedo, 2021), en contraste con un máximo de 880 [m/s] (Pastén et al., 2020). Implicando en valores promedios de 340 y 658 [m/s], respectivamente.

A su vez, los resultados obtenidos en la unidad de Tobas presentan V_{S30} variable, por lo que se tomaran en consideración el promedio de estos valores, correspondiente a 460 [m/s].

Por otro lado, las unidades de Aluvial Reciente, Lahar y terraza T2 se consideran los valores V_s obtenidos en las mediciones de los puntos 16, 11 y 7, correspondientes a 592, 628 y 406 [m/s], respectivamente.

Dada la correlación presentada por autores anteriores entre las unidades Aluvial Antiguo y terraza T3, presentando una edad y composición sedimentaria similar, se proponen como una sola unidad, implicando en un V_{S30} de 594 [m/s].

Por último, dado que no se obtuvo ningún resultado para la unidad de depósitos lagunares, además de poseer baja extensión de área, no se tomará en consideración para las estimaciones que se realizarán a continuación.

A partir de las consideraciones y valores mencionados, se proponen los siguientes modelos de aceleración sísmica (Figura 6.3) y aceleración espectral (Figura 6.4) para un periodo de 0,4 [s], en los cuales se consideran los distintos depósitos presentes en el sector y su respectivo efecto de sitio.

Cabe destacar que el periodo propuesto para la aceleración espectral se aproxima al periodo fundamental de estructuras de baja altura, asemejándose a su vez a los periodos predominantes obtenidos por este estudio para algunas unidades (Tabla 5.1).

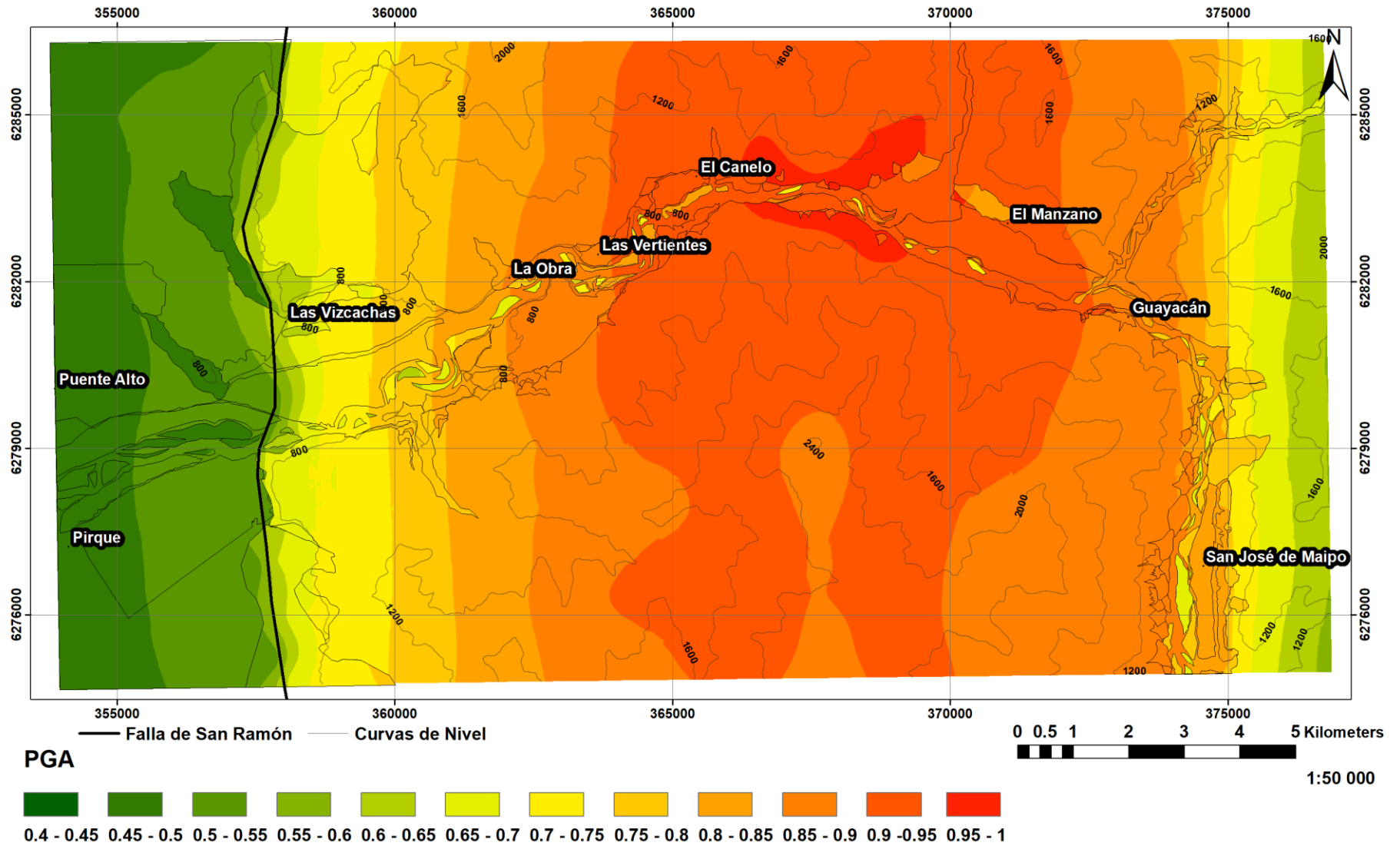


Figura 6. 3: Mapa de aceleraciones sísmicas, considerando los distintos tipos de depósitos. En negro se muestra la traza en superficie de la falla utilizada; PGA: Peak Ground Acceleration.

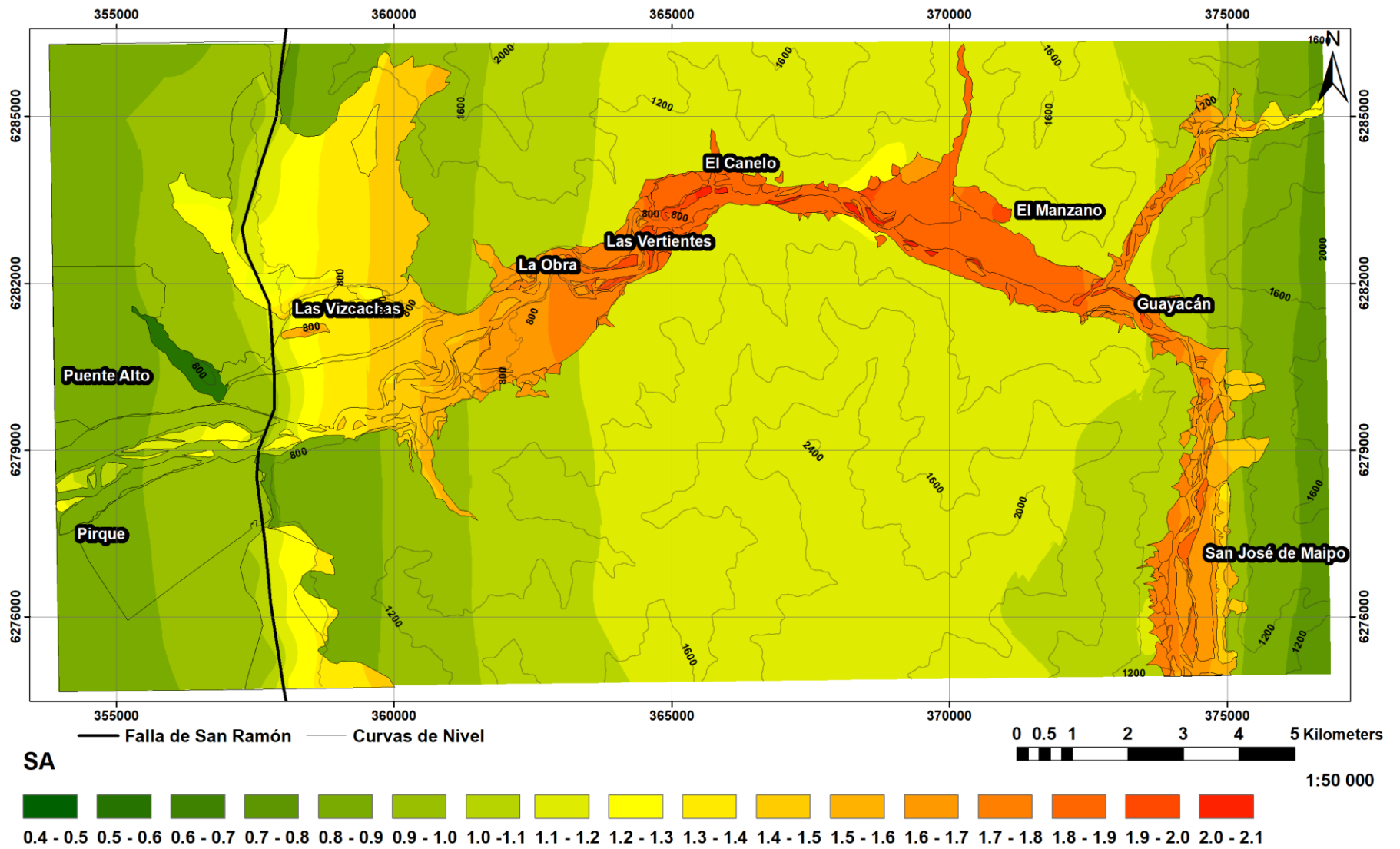


Figura 6. 4: Mapa de aceleraciones espectrales para un periodo de 0,4 segundos, considerando los distintos tipos de depósitos. En negro se muestra la traza en superficie de la falla utilizada; SA: Spectral Acceleration.

7 Análisis de los Resultados

7.1 Razones Espectrales H/V

En el presente capítulo se analizarán y discutirán los resultados obtenidos mediante las metodologías de razones espectrales H/V y correlaciones cruzadas.

Al analizar los resultados obtenidos dentro de la misma unidad se presenta lo siguiente:

- Respecto a la unidad correspondiente a Abanicos Aluviales Recientes, se observan razones espectrales planas en ambas mediciones, implicando un contraste de impedancia bajo con el basamento. Mientras que, el perfil de velocidad de onda de corte obtenido para el punto 16 presenta un V_{s30} cercano a 600 [m/s], presentando consistencia con las razones espectrales obtenidas y sugiriendo una composición asociada a gravas.
- Existen unidades que presentan razones espectrales inconsistentes entre sí, esto ocurre en la unidad Aluvial Antigua, ya que las mediciones correspondientes a esta, puntos 24 y 26, sugieren frecuencias predominantes extremadamente distintas, en donde se presume que el punto 26 se encuentra sobre algún paleocanal, o bien en un lente de arena que produce esta variación de frecuencia en que se presentan los peaks, implicando en un periodo predominante de 0.55 [s], en contraste con los 0.17 [s] obtenidos en el punto 24. Siendo este último el que presentaría una mayor consistencia con la respuesta obtenida por estudios previos, donde la composición sedimentaria de esta unidad corresponde principalmente a gravas.
- Para los depósitos coluviales, se presenta una razón espectral plana que puede estar asociada a la pendiente elevada necesaria para la generación de estos, implicando en depósitos de baja potencia en contacto con roca, predominando la razón espectral característica de esta última.
- La unidad correspondiente a Remociones en Masa posee solo una medición, punto 14, la cual presenta un peak de amplitud mayor a 4, junto con un periodo predominante de 0.4 [s]. Aunque este depósito proviene de formaciones compuestas principalmente por lavas andesíticas, siendo esperable una razón plana para estas, se presenta este peak de gran amplitud que podría ser debido a la generación material fino, producto del movimiento de estos volúmenes de masas.
- Para la unidad de Toba, asociada a la ignimbrita de Pudahuel, se observa una señal consistente en ambas mediciones, puntos 6 y 23, con un periodo predominante asociado cercano a los 0.29 [s]. Como se señalará más adelante, el periodo obtenido se encuentra dentro de los valores propuestos para este tipo de depósitos en la comuna de Cerrillos.

Mientras que la información obtenida a partir de los perfiles de velocidad de onda de corte (Figura 5.17 y Figura 5.18) sugiere una variación lateral en cuanto a los espesores de este depósito. Esto debido a que el perfil del punto 6 (Figura 5.17) propone un espesor de 6 metros para las tobas, seguido por posiblemente gravas, previas al basamento. En contraste con el punto 23 (Figura 5.18) que propone una potencia de 21 metros de sedimentos, compuestos solo por tobas.

- Para la unidad correspondiente a depósitos de lahar no se logró caracterizar mediante el método de razones espectrales, debido a la variación en los resultados obtenidos de las mediciones punto 11 y 15. Sin embargo, mediante correlaciones cruzadas se logró realizar un perfil de velocidad de onda de corte para el punto 11 (Figura 5.21), el cual presenta una profundidad de prospección que alcanza el basamento, sugiriendo un estrato de 11 metros compuesto por depósitos de lahar con V_s cercano a 500 [m/s], lo que podría asociarse a una composición más cercana a arena (Tabla 6.1), seguido por 32 metros de depósitos con un V_s asociados a gravas.
- En cuanto a la terraza T1 se presenta una razón espectral con un peak elevado y un periodo predominante asociado de 0.42 [s], para el sector de San José de Maipo. Este resultado estaría asociado a depósitos no consolidados de facies finas, correspondientes al ambiente de llanura de inundación actual – sub actual definido por Ormeño (2007), en contraste con el basamento.
- En cuanto a la terraza T2, se observa un periodo predominante relativamente consistente de 0.5 [s] presentando variaciones en cuanto a la amplitud de los peaks obtenidos.

Por otro lado, fue posible estimar perfiles de velocidad de onda de corte para los puntos 3 y 7 con alcances de 20 metros en ambos perfiles, de igual manera se propone un V_{s30} entre 400 y 500 [m/s] para esta terraza.

Cabe destacar que, la razón espectral obtenida en el punto 7 presenta dos peaks, implicando un contraste de impedancia en las capas someras, independiente del contraste entre el depósito y el basamento. Esto podría ser producto de una mayor potencia de estratos con sedimentos finos en superficie, lo que sería consistente con el V_s menor obtenido en este sector, en comparación con el obtenido en el punto 3.

- La terraza T3 presenta ciertas inconsistencias entre las razones espectrales obtenidas para los distintos puntos, donde se observa una variación entre los periodos predominantes obtenidos. En particular, se presentan señales planas en las localidades de Puente Alto y Pirque, puntos 19 y 10 respectivamente, mientras que las mediciones ubicadas entre Puente Alto y Las Vizcachas, puntos 1 y 4, presentan periodos predominantes mayores a 0.5 [s]. A su vez, las mediciones de los puntos 9 y 22, ubicadas entre las localidades de Las Vizcachas y La Obra, presentan periodos predominantes menores, promediados en 0.3 [s], mientras que el punto 21, ubicado en San José de Maipo, presenta nuevamente una respuesta plana. Lo que podría sugerir una heterogeneidad de este depósito.

Mientras que, solo fue posible obtener una buena curva de dispersión para esta unidad, perteneciente al punto 1. No obstante, el perfil estimado propone un V_{s30} cercano a 600 [m/s], lo que se muestra consistente con valores obtenidos por otros estudios (Tabla 6.1).

- Respecto a la terraza T4 la razón espectral plana obtenida presenta consistencia con la composición geológica de esta terraza, correspondiente principalmente a gravas. Implicando una sensibilidad baja o bien nula por el estrato de origen volcánico de 3 metros de espesor evidenciado por Ormeño (2007).

Producto del análisis anterior, se observa de manera general lo siguiente:

A partir de los resultados obtenidos mediante el método de razones espectrales, se observa que la mayoría de las razones espectrales obtenidas corresponden a señales planas o bien, presentan peaks de baja amplitud (< 3). Sin embargo, las mediciones de los puntos 7, 14, 18, 20 y 22, presentan peaks de amplitud elevada, inclusive mayor a 4. Este aumento en la amplitud de la razón espectral estaría asociado a un mayor contraste de impedancia entre el basamento y los sedimentos.

Donde, los puntos 7, 20 y 22 se encuentran cercanas entre sí, en particular, se encuentran ubicados entre las localidades de Las Vizcachas y La Obra, por lo tanto, este aumento en la amplitud podría estar relacionado con el Plutón La Obra, correspondiendo a un basamento de mayor densidad para este sector, implicando en una velocidad mayor de las ondas sísmicas, y que a su vez podría estar a una menor profundidad.

También se observa que algunos resultados presentan más de una frecuencia preponderante, evidenciado por razones espectrales con más de un peak. En particular, estas corresponden a las mediciones de los puntos 1, 7 y 9, sugiriendo la presencia de un estrato somero que genere un contraste de impedancia. Lo que se asocia a la presencia de paleocanales rellenos por sedimentos finos en los puntos 1 y 9, mientras que para el punto 7 se podría tratar de un estrato con facies muy finas o sedimentos no consolidados en superficie.

Los resultados de velocidad de onda de corte superficial obtenidos muestran buena una buena relación con la geología, tal es el caso de las terrazas T2 y T3 con V_{S30} de 450 y 594 [m/s], respectivamente, mostrando consistencia con la composición definida por Ormeño (2007), correspondiendo la terraza T2 a ambientes de llanura de inundación, en contraste con la terraza T3, la que corresponde a un evento de evolución normal transformándose esporádicamente en llanura de inundación, implicando en facies más finas para la terraza T2, y por ende, un menor V_s .

Cabe destacar que las unidades de las terrazas T1, T2, T3 y T4 corresponden a unidades morfológicas compuestas por sedimentos fluvio aluviales, por lo que se podrían agrupar y comparar con otras unidades. En particular la terraza T3 posee una edad y composición sedimentaria similar a la unidad definida como Aluvial Antiguo, observándose comportamiento de periodos predominantes variables en ambas unidades, lo que podría ser producto de la presencia de los paleocanales mencionados anteriormente. Como también consecuencia de la morfología del basamento, donde un basamento somero se relaciona a menores frecuencias predominantes (Zhu et al., 2020).

7.2 Estudio de Aceleraciones Sísmicas

A partir de los modelos de aceleración sísmica generados (Figuras 6.2, 6.3 y 6.4), se observa una distribución donde las aceleraciones sísmicas (PGA) presentan una mayor atenuación perpendicular al escarpe de falla, es decir, las PGA se presentan de manera paralela a dicho escarpe. Donde los valores máximos se ubican sobre el bloque colgante, alejados del escarpe, entre las localidades de La Obra y Guayacán (Figura 7.1).

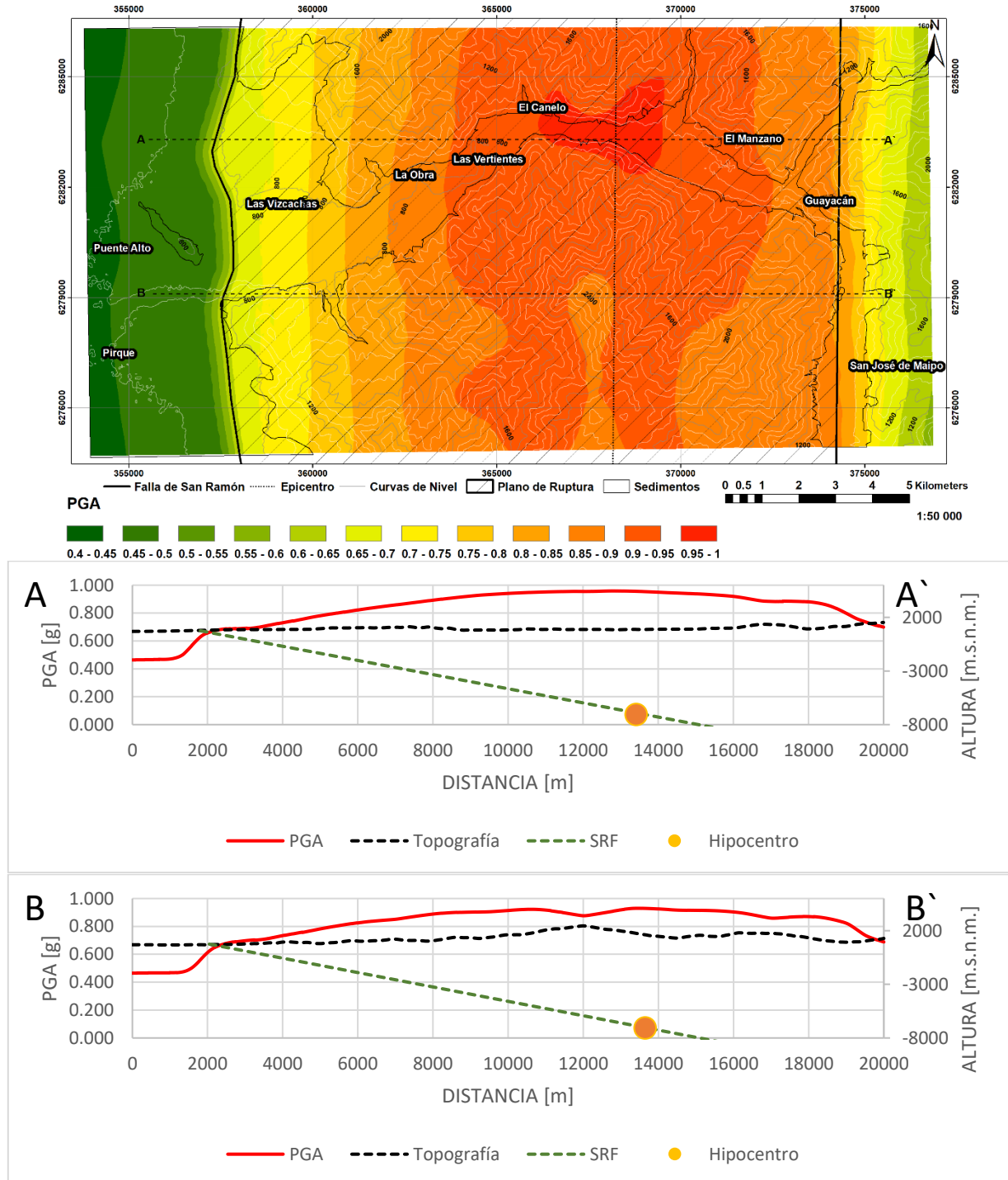


Figura 7. 1: Perfiles topográficos considerando los valores de PGA obtenidos y el plano de ruptura promedio.

Mientras que, al considerar la topografía del sector estudiado, se observa que estos valores máximos se concentran dentro del valle, específicamente al este de El Canelo (Figura 7.1).

La distribución mencionada es característica del GMM propuesto por Campbell & Bozorgnia (2014) para un evento sísmico similar al propuesto, evidenciado mediante un aumento previo a una posterior disminución de la aceleración sísmica obtenida en el bloque colgante a medida que la distancia al plano de ruptura aumenta, presentando un PGA máximo para una distancia aproximada de 6 kilómetros al plano de ruptura (Figuras 7.1 y 7.2).

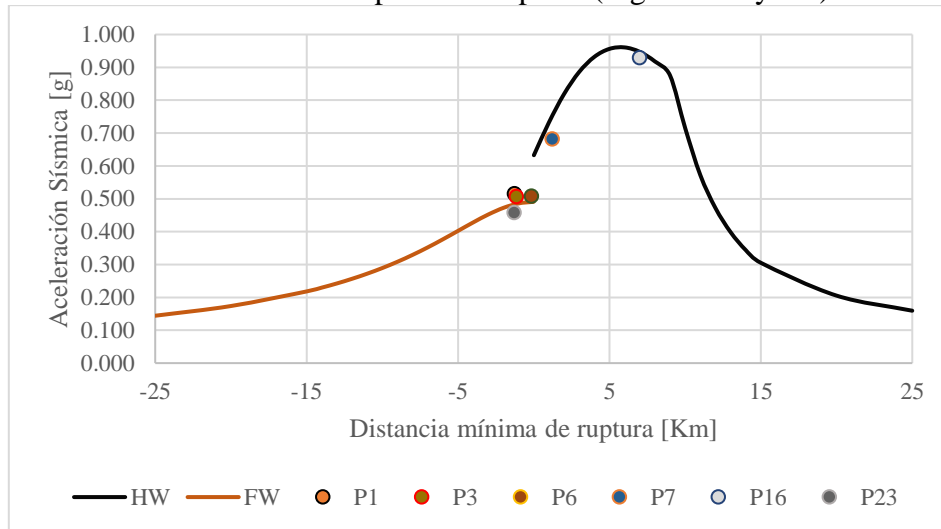


Figura 7. 2: Comportamiento de la aceleración sísmica máximas con respecto a la distancia de ruptura, exponiendo los valores en roca y los resultados obtenidos en los puntos 1, 3, 6, 7, 16 y 23, considerando los parámetros del evento sísmico presentados en Ammirati et al. (2019). HW: Bloque colgante; FW: Bloque yacente.

Además, esta distribución se encuentra asociada principalmente a la geometría del plano de ruptura propuesto y afecta principalmente al bloque colgante, donde al disminuir el ancho en profundidad o aumentar el manteo de dicho plano, se observa una distribución de máximos PGA más cercanos al escarpe de falla (Figura 7.3).

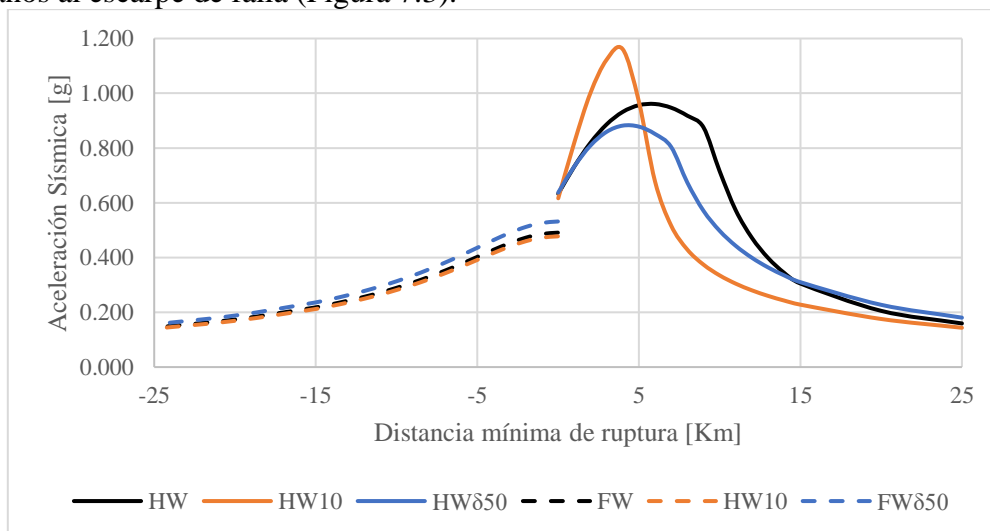


Figura 7. 3: Comportamiento de la aceleración sísmica máximas con respecto a la distancia de ruptura, presentando variaciones en la geometría del plano de ruptura. HW: Bloque colgante; HW10: Bloque colgante con espesor de 10 kilómetros; HWδ50: Bloque colgante con 50° de manteo; FW: Bloque yacente; FW10: Bloque yacente para el caso HW10; FWδ50: Bloque yacente para el caso HWδ50.

Por otro lado, se presenta un efecto de atenuación para ciertos depósitos, evidenciado en la Figuras 6.3 y 7.2. Este depende del valor de la aceleración sísmica inicial en roca para un sector determinado (Figura 6.2) y del valor V_{s30} del depósito, ubicado en dicho sector (Tabla 6.2), donde si aumenta la aceleración sísmica de la roca, disminuye la resultante para el depósito. Este efecto pierde sensibilidad a medida que aumenta el V_{s30} del depósito (Figura 7.4).

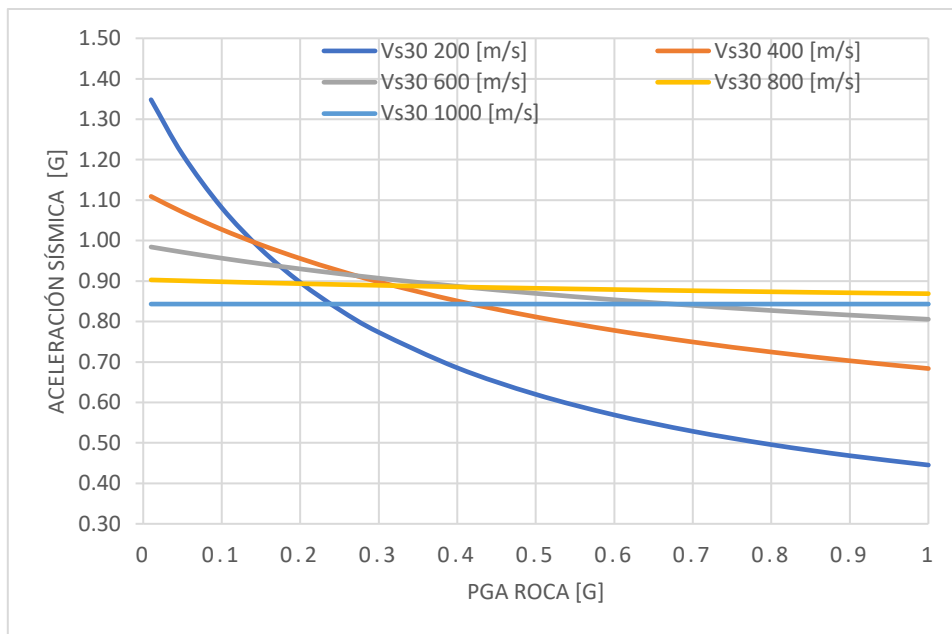


Figura 7. 4: Variación de la aceleración sísmica máxima obtenida para distintos valores V_{s30} , a partir de la consideración los parámetros del evento sísmico presentados en Ammirati et al. (2019), evaluados en un depósito en el bloque colgante, a una distancia de 2 kilómetros al plano de ruptura, utilizado a modo de ejemplo.

Este efecto de atenuación podría ser producto de un amortiguamiento producido por los suelos blandos, actuando como una especie de disipadores de energía ante grandes solicitudes de deformación, implicando en una menor aceleración sísmica.

Mientras que al considerar la aceleración espectral estimada para estructuras de baja altura (Figura 6.4) no es observable el efecto mencionado e incluso se observan aceleraciones mayores en los depósitos presentes, con valores que podrían alcanzar 2.0 – 2.1 [g].

Las unidades que se ven mayormente afectadas por este efecto corresponden a Toba y las terrazas T1 y T2, debido a sus valores de V_{s30} menores a 500 [m/s] (Tabla 6.2), junto con encontrarse ubicados sobre valores de aceleración sísmica considerados en roca (PGA roca) elevados.

Cabe destacar que, en la cercanía de la localidad de La Obra, sobre la terraza T3, se encuentran los estanques de Aguas Andina, en donde aceleraciones sísmicas y aceleraciones espectrales propuestas para este sector corresponden a los rangos 0.85 – 0.9 [g] y 1.6 – 1.7 [g], respectivamente (Figuras 6.3 y 6.4).

Mientras que, para el bloque yacente, asociado principalmente a la unidad Aluvial Antigua y la terraza T3, y donde se emplaza la mayor parte de la ciudad de Santiago, se proponen valores de hasta 0.6 y 1 [g] de PGA y SA respectivamente, con una distribución que aumenta al aproximarse al escarpe de falla (Figuras 6.3 y 6.4).

Finalmente, al investigar registros de eventos sísmicos ocurridos a lo largo del mundo, se reconocen principalmente dos eventos con condiciones análogas al propuesto por este estudio para el sistema de Falla San Ramón, correspondientes a los casos de Chi Chi el año 1999 y Gorkha el 2015, con magnitudes asociadas de Mw 7.6 y 7.8, respectivamente (Figura 7.5), ambos productos de fallas de carácter inversa.

Los planos de ruptura estimados para ambas fallas corresponden a más de 100 kilómetros de ancho y orientaciones aproximadas de NS/30° para Chi Chi y WNW-ESE/11° en el caso de Gorkha (Figura 7.5).

En los casos mencionados, la distribución de intensidades es diferente; en Chi Chi Mw 7.6 (1999) se registraron intensidades mayores más cercanas al escarpe de falla y a su vez alejadas epicentro (Figura 7.5a), en comparación con Gorkha Mw 7.8 (2015), donde las intensidades mayores se registraron alejadas del escarpe de falla, presentando una distribución similar a la propuesta por el modelo utilizado en este estudio (Figuras 6.2, 6.3, 6.4 y 7.5b).

No obstante, en ambos eventos las mayores intensidades se presentan sobre el bloque colgante y además la atenuación presentada paralela al escarpe de falla es menor que la perpendicular a este. Este comportamiento es consistente con los modelos propuestos (Figura 6.2, 6.3 y 6.4).

Finalmente, para el caso del evento de Gorkha (2015) se presentó el efecto de atenuación descrito con anterioridad (Figura 7.4), ya que en el Valle de Katmandú se registró una aceleración sísmica menor que en los alrededores (Figura 7.5b) (Adhikari 2016), la cual fue asociada al periodo elevado (~5 [s]) del movimiento fuerte, sin una respuesta fuerte por parte de la cuenca a periodos menores (Martin et al. 2015).

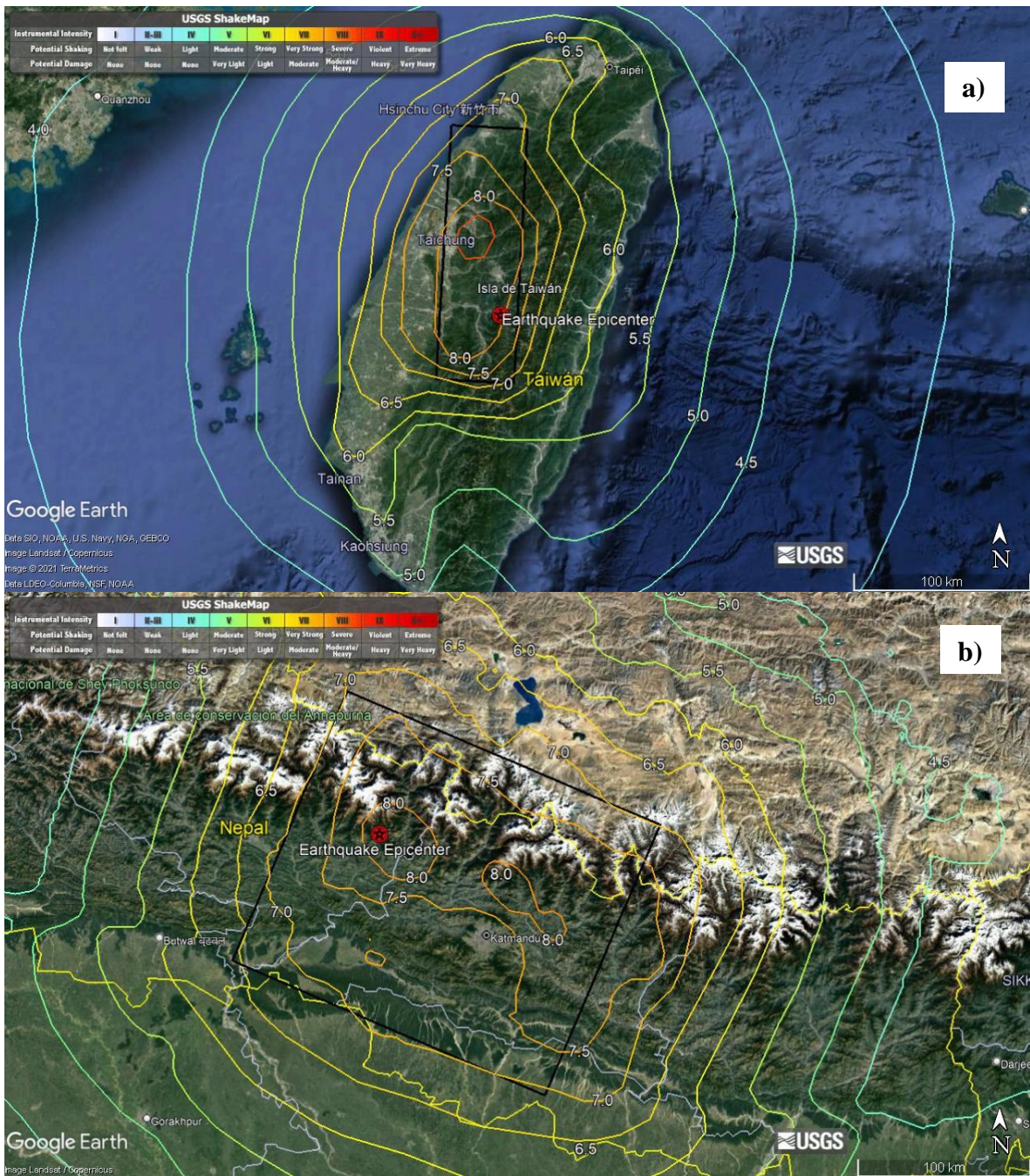


Figura 7. 5: Imágenes generadas a partir de las estimaciones de intensidad presentadas por United States Geological Survey (USGS). a) Evento sísmico de Chi Chi Mw 7.6 (1999) con un plano de ruptura promedio N-S y manto de 30° al este (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usp0009eq0/executive>). b) Evento sísmico de Gorkha Mw 7.8 (2015) con un plano de ruptura promedio NWW-SEE y manto de 11° al noreste (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us20002926/executive>).

7.3 Comparación con Estudios Previos

7.3.1 Razones Espectrales H/V

Como se comentó anteriormente, diversos autores realizaron mediciones utilizando el método de razones espectrales, aplicado a distintas unidades geológicas definidas en sus áreas de estudio, por lo tanto, el objetivo de este capítulo es realizar un contraste entre sus resultados y los obtenidos en este estudio.

Se comenzará considerando los depósitos producidos por abanicos aluviales menores, los cuales pueden ser asociados a las unidades IIIa y IIIc de Brantt (2011), IIIa de Leyton et al., (2011), y IIIa y IIIc de Gálvez (2012). Cabe mencionar que Brantt (2011) y Gálvez (2012) realizaron una separación de estos depósitos, tomando en consideración la diferencia presentada por ellos en los sectores de abanico aluvial apical o bien coluvial (IIIa) con los presentados en las zonas distales (IIIc). Y, por lo tanto, los resultados asociados a las unidades IIIa de estos autores también se pueden contrastar con la medición obtenida en el depósito de tipo coluvial por este estudio (puntos 12 y 17).

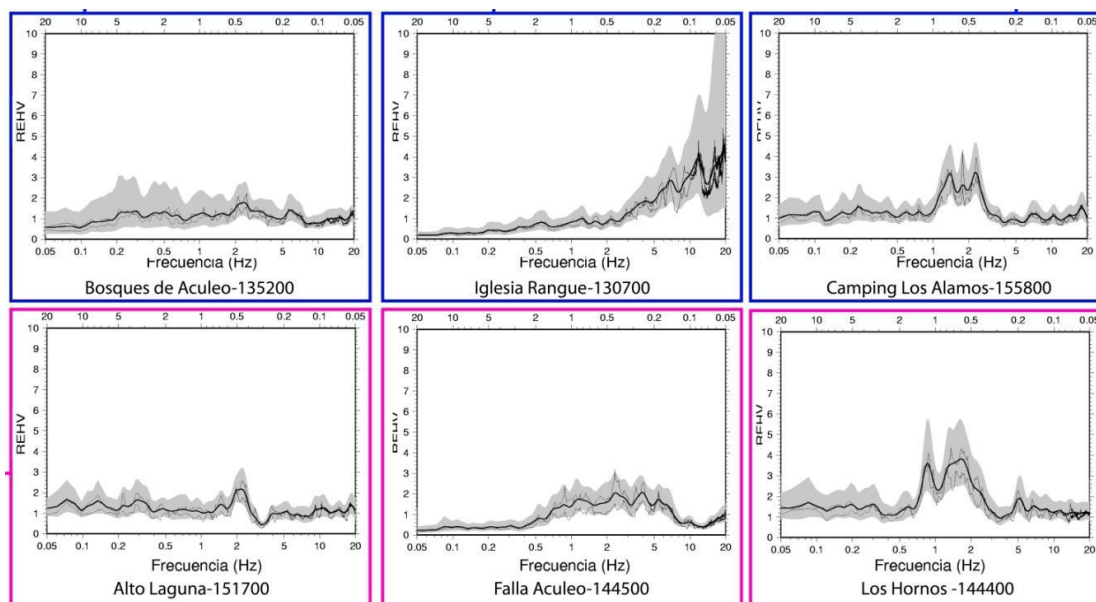


Figura 7. 6: Razones espectrales variables expuestas por Brantt (2011); En azul se muestra las razones correspondientes a abanicos aluviales distales (IIIc), mientras que en rosa se muestran las razones de los abanicos aluviales apicales o coluviales (IIIa). Extraído de Brantt (2011).

A partir de lo anterior, Brantt (2011) obtiene los resultados con una mayor similitud a los obtenidos en este estudio (puntos 5, 12, 16 y 17), tanto en los depósitos de tipo aluvial como coluviales, ya que presenta razones espectrales planas para ciertas mediciones realizadas en ambas unidades (Figura 7.6). Estos se los atribuye a un bajo contraste de impedancia producto de sedimentos compactos. No obstante, asocia ambas unidades a un dominio representado por frecuencias predominantes entre 1 y 2 [Hz] con amplitudes variables, y a su vez, asocia a la unidad IIIc (abanico aluvial distal) a un dominio representado por razones espectrales planas, siendo este dominio concordante con los resultados obtenidos en este estudio para los depósitos correspondientes a abanicos aluviales recientes y depósitos coluviales.

Mientras que Leyton et al. (2011) y Gálvez (2012) presentan o proponen resultados con una mayor similitud entre ellos, y a su vez, discordantes con los obtenidos por este estudio (puntos 5, 12, 16 y 17), ya que ambos proponen una frecuencia preponderante de 1.5 [Hz], junto con peaks de amplitud elevada, para las unidades IIIa de Leyton et al. (2011) y IIIc de Gálvez (2012), y a su vez, este último presenta un resultado de una frecuencia predominante de 2.5 [Hz] para un sector transicional de la zona apical y distal de un abanico aluvial (Figura 7.7).

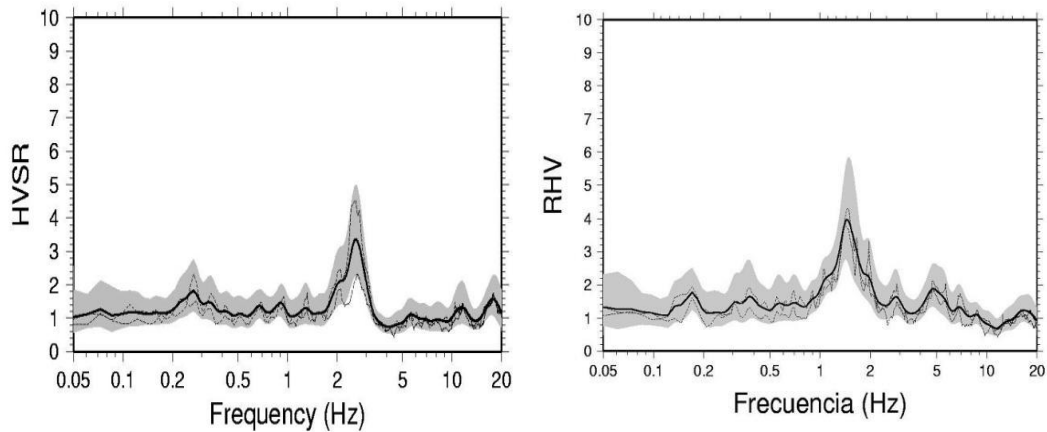


Figura 7. 7: Razones espectrales presentadas por Gálvez (2012); La razón espectral de la derecha pertenece a la zona de transición entre las unidades IIIa y IIIc, correspondiente a la medición m38. Mientras que a la izquierda se muestra la razón espectral c16 correspondiente a abanico aluvial distal (IIIc). Extraído de Gálvez (2012).

Los abanicos aluviales antiguos (puntos 24 y 26), compuestos principalmente por gravas, pueden ser asociados a las unidades II de Brantt (2011) y Leyton et al., (2011), y IIA en Gálvez (2012). Donde estos autores, y, sumado a los resultados presentados por Pastén (2007) y Pastén et al. (2016) (Figura 7.8), se le asocia una respuesta plana para estos depósitos. El único que presenta resultados un tanto distintos es Gálvez (2012), ya que obtiene algunas mediciones que presentan peaks de baja amplitud, cercanos a los 0.5 [Hz], lo que se lo atribuye a la presencia de estratos de sedimentos finos. En base a lo anterior, los resultados obtenidos en el punto 24 podrían considerarse consistentes con los estudios anteriores, ya que presenta un peak de baja amplitud a una frecuencia relativamente alta, no así los obtenidos en el punto 26, donde este presenta un peak de baja amplitud a una frecuencia cercana a los 2 [Hz], lo que podría ser consecuencia de un posible lente de arena o sedimento de menor granulometría ubicado en el sector medido.

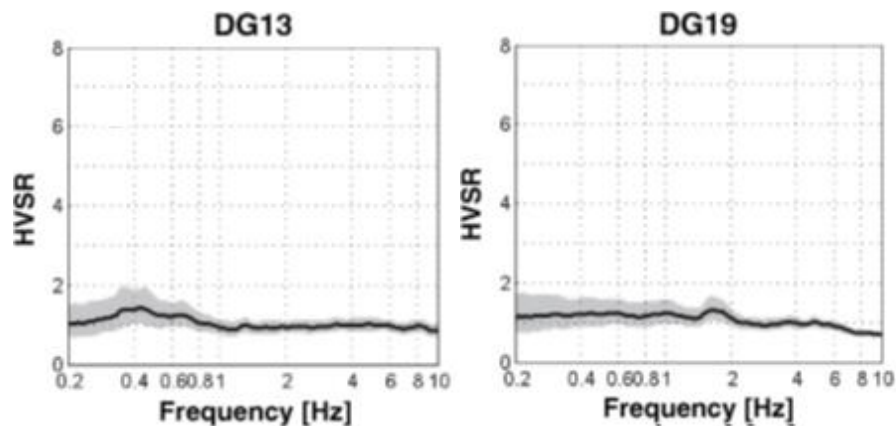


Figura 7. 8: Razones espectrales dentro de la Cuenca de Santiago presentadas por Pastén et al. (2016) con resultados de razones planas. Las mediciones corresponden a las mediciones DG13 y DG19 que se asocian a la unidad de abanico aluviales antiguos en este estudio. Extraído de Pastén et al. (2016).

Ahora bien, si se considera las mediciones realizadas en las terrazas, ya que corresponden a depósitos fluvio aluviales, constituidas principalmente por gravas (Ormeño, 2007), por lo que también deberían estar representados por las unidades de los autores anteriormente mencionadas (Pastén, 2007; Brantt, 2011; Leyton et al., 2011; Gálvez, 2012; Pastén et al., 2016) debiendo presentar razones planas. No obstante, los resultados obtenidos de las mediciones ubicadas a las afuera de Puente Alto, camino a Las Vizcachas (puntos 1, 2 y 4), presentan periodos predominantes cercanos a 0.5 [s]. Mientras que en el sector de la Obra (puntos 7, 9, 20 y 22) se obtuvieron periodos con una mayor variación, junto con una tendencia de una amplitud mayor, donde las mediciones ubicadas en la terraza T3 presentan periodos relativamente bajos, menores a 0.4 [s], mientras que los de la terraza T2 son un tanto mayores, 0.4 y 0.5 [s] para los puntos 7 y 20, respectivamente.

Para el caso de la toba, se tienen resultados variables, dependientes del lugar medido. Donde Pastén (2007) presenta frecuencias predominantes bajas de hasta 0.4 [Hz] para este tipo de depósitos en el sector de Pudahuel (Figura 7.9), no obstante, al observar la información presentada de los pozos se evidencia la presencia de estratos significativos de sedimentos finos. A partir de lo anterior, Leyton et al., (2011) les atribuye a estos depósitos, periodos preponderantes mayores a los 0.5 segundos. También, estos resultados concuerdan con lo obtenido por Gálvez (2012), en los sectores de Lampa y Batuco, pero este autor comenta que, para la comuna de Cerrillos, estos depósitos presentan frecuencias predominantes entre 3 y 5 [Hz]. Por lo tanto, los resultados obtenidos en este estudio, en particular al punto 6 y al presentado por el Centro Sismológico Nacional (punto 23), los cuales presentan peaks de baja amplitud cercanos a los 3.5 [Hz], podrían asociarse a la unidad de ceniza presente en la comuna de Cerrillos.

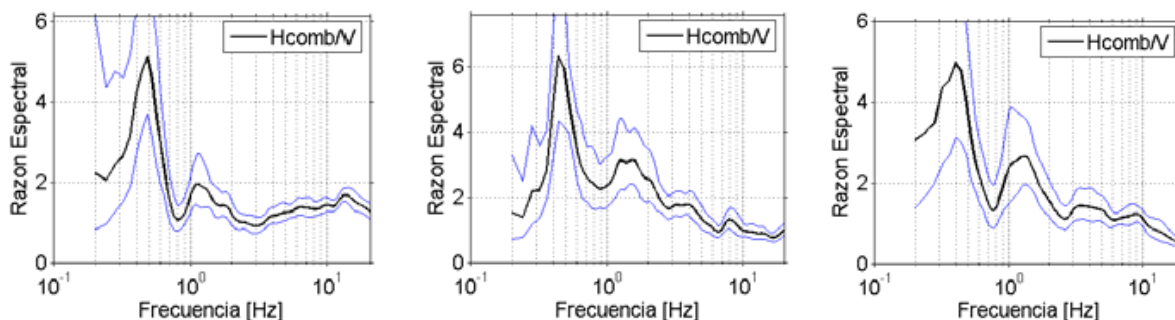


Figura 7. 9: Razones espectrales de la comuna de Pudahuel, correspondientes a las mediciones Pudahuel8, Pudahuel21 y Pudahuel10, respectivamente, con una frecuencia predominante promedio de 0.5 [Hz]. Extraído de Pastén (2007).

En resumen, las razones espectrales de estudios anteriores realizadas en los abanicos aluviales recientes son variadas, mostrando algunos resultados concordantes con los obtenidos, como también discordantes con otros estudios, variando de resultados de razones espectrales planas a periodos predominantes de 1.5 [Hz] y amplitudes elevadas. Mientras que en la unidad Aluvial Antiguo se observan inconsistencias con resultados previos, ya que estos proponen una razón espectral plana, en contraste con las razones espectrales variables obtenidas por este estudio. Finalmente, la Toba presenta un resultado consistente con el depósito de tobas en la comuna de Colina, y no así, con el de Pudahuel.

7.3.2 Aceleración Sísmica

Como se mencionó con anterioridad, en el apartado Sísmico del capítulo de Peligro Geológicos, diversos autores han generado modelamientos de aceleraciones sísmicas para la cuenca de Santiago.

Pérez et al. (2013), realizó diversos modelamientos para distintos escenarios ante un evento sísmico de magnitud M_w 6.9. En los cuales no tomo en consideración el efecto de sitio, ya que se enfocó en efectos direccionales. Presentando valores máximos de PGA para la esquina sureste de la cuenca de Santiago, cercanos al escarpe de la falla, correspondientes a 0.7 – 0.8 [g].

Estay et al. (2016) propone un sistema de falla segmentado, donde cada segmento actúa de manera independiente, proponiendo así, un evento sísmico entre las magnitudes M_w 6.2 y 6.7. Por lo tanto, propone un modelo ante un evento sísmico de magnitud M_w 6.6 – 6.7 [g], utilizando la metodología CY14 (Chiou & Youngs, 2014), obteniendo como resultado un PGA de 0.8 [g] cercano al escarpe de la falla.

Ammirati et al. (2019) propone dos modelos de aceleración sísmica ante un evento de magnitud M_w 7.5, correspondientes a los métodos de GMM ASK14 (Abrahamson, Silva & Kamai, 2014) y GK15 (Graizer & Kalkan, 2015), presentando valores de PGA máximos cercanos al escarpe de falla, correspondientes a 0.8 y 0.7 [g], respectivamente (Figura 4.10).

A pesar de presentar eventos distintos y de magnitudes diferentes, estos muestran consistencias en la distribución de los PGA máximos para el bloque colgante, a excepción del método GK15. De este modo los modelos presentados por Estay et al. (2016) y el ASK14 de Ammirati et al. (2019) ubican estos máximos a unos 3 kilómetros al este del escarpe de falla. No obstante, esta distribución corresponde a la mayor inconsistencia con el modelo propuesto por este estudio, ya que propone PGA máximos a unos 10 – 11 kilómetros al este del escarpe de la falla.

Además, los valores de PGA máximos presentados por Estay et al. (2016) y Ammirati et al. (2019) corresponden a sedimentos, donde se muestra una clara amplitud por parte de estos. Por otro lado, el modelo de aceleración sísmica propuesto en este estudio (Figura 6.3) presenta valores de PGA en roca y en depósitos similares en ciertos sectores, e incluso se presenta una atenuación por parte de los depósitos con V_{s30} bajo.

El comportamiento del PGA obtenido para el bloque yacente, se muestra consistente con los modelos de aceleración sísmica propuestos por Estay et al. (2016) y el modelo ASK14 de Ammirati et al. (2019), e incluso los valores obtenidos por el primer autor se asemejan a los obtenidos en la Figura 6.3.

8 Conclusiones

Al sintetizar la información recopilada se proponen las siguientes unidades geológicas para los sedimentos a lo largo del valle del río Maipo:

Unidad	Descripción
Basamento	Formaciones Abanico y Farellones, compuestas por principalmente lavas andesíticas, y unidades intrusivas de composiciones intermedias a félsicas
Aluvial Reciente	Gravas con intercalaciones de sedimentos finos
Aluvial Antiguo + T3	Fluvio – aluvial, asociado a gravas con un grado de compactación
Coluvial	Gravas clastosoportadas con clastos angulosos
RM	Gravas con arena, limos y arcillas
Toba sobre gravas	Flujos piroclásticos de ceniza y lapilli pumíceo sobre gravas
Lahar sobre gravas	Flujo piroclástico de líticos volcánicos, pómez y obsidiana sobre gravas
T1	Depósito fluvial asociado a llanura de inundación actual
T2	Depósito fluvial asociado a llanura de inundación
T4	Gravas imbricadas y compactadas

Los depósitos no consolidados definidos presentan variaciones granulométricas laterales y en profundidad, junto con diferentes espesores. Debido a las características de los diferentes tipos de depósitos no consolidados, el análisis de los datos es especialmente complejo.

En el análisis de las unidades definidas se observa un predominio de unidades compuestas por gravas que presentan razones espectrales distintas. Se puede destacar lo siguiente:

- Las unidades Aluvial Antiguo + T3 y T2 presentan razones espectrales con dos peaks, asociadas a la presencia de paleocanales y un estrato en superficie de sedimentos muy finos o no consolidados, respectivamente.
- Se obtuvieron periodos predominantes de las unidades RM, Toba, y terrazas T1 y T2 de 0.39, 0.29, 0.42 y 0.5 segundos, respectivamente.
- Se presentan razones espectrales planas asociadas a las unidades Aluvial Reciente, Coluvial y terraza T4.
- En la unidad Aluvial Antiguo + T3 se observan periodos predominantes variables, producto de la presencia de paleocanales y a la morfología del basamento.
- Amplitudes elevadas en las unidades RM y T1 (6 y 10, respectivamente), asociadas a sedimentos finos.
- Amplitudes elevadas en el sector de La Obra (mayores o cercanas a 4), asociadas al Plutón La Obra implicando en un basamento menos profundo y con propiedades físicas que generan un mayor contraste de velocidades de onda con los sedimentos en este sector.

A partir de lo anterior, se deduce que en las unidades Toba y T2 se podría producir un aumento de la acción sísmica, con amplitudes máximas cercanas para un periodo de 0.4 [s], mientras que la unidad Aluvial Antiguo + T3 tendría un comportamiento heterogéneo de esta.

Del mismo modo, en las unidades RM y T1, junto con el sector de La Obra, se podría generar una amplificación elevada de las ondas sísmicas, debido al fuerte contraste de impedancia entre el basamento y estos sectores.

Al contrastar los resultados mencionados con estudios anteriores, se presentan resultados tanto concordantes como discordantes, lo cual podría ser producto de la sensibilidad de las razones espectrales a la presencia de sedimentos finos y a la dependencia de la morfología del basamento. Por lo tanto, es complejo asumir comportamientos similares para los depósitos alejados o bajo diferentes condiciones.

También fue posible estimar perfiles de velocidad de onda, presentando velocidades consistentes con la geología. En base a estos, se proponen los V_{S30} para las unidades Aluvial Antigua y terraza T3, Aluvial Reciente, terraza T2, Tobas y finalmente Lahar, con valores de 594, 592, 450, 460 y 630 [m/s], respectivamente.

Por otro lado, se realizaron modelos de aceleración sísmica (PGA) y aceleración espectral (SA) para un periodo de 0.4 [s]. Los cuales proponen lo siguiente:

- Aceleraciones mayores en el bloque colgante.
- Máximas aceleraciones al este de El Canelo.
- Atenuación de PGA evidenciada principalmente en las unidades Toba, T2 y T1 PGA de roca elevados.
- Aumento de la SA en estructuras de baja altura sobre las unidades mencionadas en el punto anterior.

En particular valores de PGA y SA obtenidos para los estanques de Aguas Andinas, ubicados en la unidad T3 sobre el bloque colgante, podrían alcanzar 0.9 y 1.7 [g], respectivamente. Del mismo modo, para el bloque yacente, en el cual se ubica la mayor parte de la ciudad de Santiago, se proponen valores máximos de PGA y SA de 0.6 y 1.3 [g] respectivamente, en las cercanías del escarpe de falla.

La distribución de aceleraciones obtenida se asocia principalmente a la geometría del plano de ruptura propuesto y a la topografía del área de estudio.

Por su parte, las aceleraciones máximas coinciden con una traza paralela al escarpe de falla, la cual contiene al epicentro propuesto por este estudio.

La distribución de PGA en el bloque colgante difiere de estudios previos, ya que estos sitúan los máximos más cercanos al escarpe de falla. No obstante, es posible que al considerar la complejidad del plano de ruptura en profundidad la distribución se aproxime a dicho escarpe.

El efecto de atenuación se ha evidenciado en eventos de condiciones similares al propuesto y es posible que se deba a la interacción entre el periodo de la fuente y los periodos predominantes de los depósitos. O bien, producto de una disipación de la energía de la onda sísmica debido a la deformación de depósitos de sedimentos finos, bajo condiciones de esfuerzos elevados.

No obstante, en ambos casos las estructuras presentes en estas unidades podrían presentar daños considerables.

Es importante considerar que el modelo de aceleración sísmica utilizado en este estudio asume unidades homogéneas, lo cual no refleja la variación lateral presentada dentro de los depósitos. Por lo tanto, este corresponde a una aproximación de la respuesta esperada para un evento sísmico específico.

Además, el modelo propuesto no considera razones espectrales dentro de sus terminologías, por lo que no se muestra una correlación directa entre las razones espectrales, los periodos predominantes y las aceleraciones sísmicas obtenidas para los distintos tipos de depósitos.

En conclusión, se ha demostrado que la reactivación del sistema de Falla San Ramón presenta un riesgo sísmico para el valle del río Maipo, evidenciado por los efectos de sitio, PGA y SA obtenidos en este estudio. Por lo tanto, es fundamental continuar con estudios en base a esta estructura, con la finalidad de tomar las precauciones necesarias y disminuir los potenciales daños.

9 Recomendaciones

Es importante tener consideración especial con las unidades y sectores en los cuales se presentan razones espectrales con amplitudes elevadas, ya que es posible un aumento elevado de la amplificación de las ondas sísmicas en estos sectores.

En particular, para los estanques de Aguas Andina se recomienda realizar sondajes y ensayos invasivos para determinar de manera certera la composición y velocidad de onda de corte específica para el sector. Además, de realizar el ensayo de razones espectrales tanto para el suelo como para la estructura, a modo de prevenir la resonancia entre ambas.

Por otro lado, las GMM utilizadas por el presente estudio estiman un PGA elevado para toda el área de estudio, sin embargo, se proponen que las aceleraciones sísmicas máximas se encuentran al este de la localidad de El Canelo, por lo que se recomienda tener particular consideración con la urbanización en este sector.

Aunque las aceleraciones sísmicas no son las más elevadas sobre la traza de la falla, no se descarta que se produzcan daños en este sector debido al desplazamiento de los bloques, especialmente si se considera una ruptura que alcance la superficie.

Finalmente, se debe señalar que un evento similar al considerado podría producir remociones en masa en el área de estudio debido a una topografía de pendientes elevadas en ciertos sectores. Por este motivo se recomienda realizar un análisis de susceptibilidad para el sector estudiado.

10 Bibliografía

- ABRAHAMSON, N., SILVA W., & KAMAI, R., (2014). *Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions*, *Earthq. Spectra* 30, no. 3, 1025–1055.
- ACEVEDO, M. (2021). *Modelo de velocidades de la Cuenca De Santiago y estimación de su respuesta sísmica. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Estructural, Sísmica y Geotécnica, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago.*
- ADHIKARI, B. (2016). *Gorkha Earthquake 2015: cause and effect. Techno-Civil Universe*. 5.
- AGUIRRE, L., (1960). *Geología de los Andes de Chile central. Boletín N°9. Instituto de investigaciones Geológicas (IIG), Santiago, 70 pp.*
- AMMIRATI, J. B., VARGAS, G., REBOLLEDO, S., ABRAHAMI, R., POTIN, B., LEYTON, F., & RUIZ, S. (2019). *The crustal seismicity of the western Andean thrust (central Chile, 33°-34° s): Implications for regional tectonics and seismic hazard in the Santiago area. Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5), 1985-1999.
- ARÁNGUIZ, T. (2018) *Evolución historiográfica de la exposición de Santiago a la amenaza sísmica de la Falla de San Ramón y su posible relación con el terremoto del 13 de mayo de 1647. Santiago, Chile: Universidad de Chile - Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.*
- ARMIJO, R., RAULD, R., THIELE, R., VARGAS, G., CAMPOS, J., LACASSIN, R., & KAUSEL, E. (2010) *The West Andean Thrust, the San Ramon Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. Tectonics*, 29(2).
- BRANTT, C. (2011) *Microzonificación Sísmica del Sector Sur Poniente de Santiago, Comunas Buin y Paine. Santiago, Chile: Universidad de Chile - Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.*
- CAMPBELL, K. & BOZORGNIA, Y., (2014). *NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra*, *Earthquake Spectra* 30, 1087–1115.
- CASTELLARO, S., (2016). *The complementarity of H/V and dispersion curves. Geophysics* 81: T323–T338.
- CHARRIER, R., PINTO, L. and RODRÍGUEZ, M. P., (2007), *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*, in *The Geology of Chile*, edited by T. Moreno and W. Gibbons, pp. 21–114, *Geol. Soc., London*.
- CHIOU, B. & YOUNGS, R. (2014). *Update of the Chiou and Youngs NGA Ground Motion Model for Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra*, *Earthq. Spectra*, 30, 1117–1153.
- EKSTRÖM, G., ABERS, G. and WEBB, S. (2009), *Determination of surface-wave phase velocities across US Array from noise and Aki's spectral formulation*, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L18301,
- ESTAY, N. P., YÁÑEZ, G., CARRETIER, S., LIRA, E. & MARINGUE, J. (2016). *Seismic hazard in low slip rate crustal faults, estimating the characteristic event and the most hazardous zone: study case San Ramón Fault, in Southern Andes*, *Nat. Hazard Earth Sys. Sci.* 16, 2511-2528.
- FOCK, A. (2005) *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. PhD thesis, Universidad de Chile, Santiago, Chile.*
- GÁLVEZ, C., (2012). *Microzonificación sísmica en los sectores de Lampa y Batauco, Región Metropolitana, Chile. Bachelor Thesis, Universidad de Chile: 189 p.*
- GONZÁLEZ, F., 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, 799-815.
- HUMIRE, F., SÁEZ, E., y LEYTON, F. (2015). *Manual de aplicación de técnicas geofísicas basadas en ondas de superficie para la determinación del parámetro VS30. Santiago de Chile: Instituto de la Construcción.*
- IDINI, B., ROJAS, F., RUIZ, S., & PASTÉN, C (2017). *Ground motion prediction equations for the Chilean subduction zone. Bulletin of Earthquake Engineering*, 15(5):1853_1880. doi: 10.1007/s10518-016-0050-1.
- KAKLAMANOS, J., BAISE, L. & BOORE, D. (2011) *Estimating unknown input parameters when implementing the NGA ground-motion prediction equations in engineering practice. Earthq Spectra* 2011; 27:1219 – 35.

- KLOHN, C., (1960). *Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó)*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 8, 95 p. Santiago.
- LARA, M.; SEPÚLVEDA, S.; CELIS, C.; REBOLLEDO, S.; CEBALLOS, P. (2018), *Landslide susceptibility maps of Santiago city Andean foothills, Chile*. *Andean Geology* 45 (3): 433-442.
- LAVENU, A., & CEMBRANO, J., (2008) *Quaternary compressive deformation in the Cordillera Principal of central Chile (Cajón del Maipo, east of Santiago)*. *Revista geológica de Chile* vol. 35, pp. 233-252.
- LEYTON, F., SEPÚLVEDA, S.A., ASTROZA, M., REBOLLEDO, S., ACEVEDO, P., RUIZ, S., GONZÁLEZ, L. & FONCEA, C. (2011) *Seismic zonation of the Santiago basin, Chile*. *5th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Santiago, paper 5.6*.
- GODOY, C.; GONZÁLEZ, L. & SÁEZ, E. (2015). *Importancia de la velocidad de onda de corte y del período predominante para la evaluación de la respuesta de sitio en Santiago*. *Obras y Proyectos* 17, 61-67.
- GRAIZER, V., & KALKAN, E. (2016). *Summary of the GK15 ground-motion prediction equation for horizontal PGA and 5% damped PSA from shallow crustal continental earthquakes*, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 106, no. 2, 687–707.
- MARÍN, M., MUÑOZ, A., NARANJO, J., (2018), *Víctimas fatales causadas por remociones en masa en Chile (1928-2017)*. XV Congreso Geológico chileno. Actas.
- MARTIN, S., HOUGH, S. & HUNG, C. (2015). *Ground Motions from the 2015 Mw 7.8 Gorkha, Nepal, Earthquake Constrained by a Detailed Assessment of Macroseismic Data*. *Seismological Research Letters*. 86. 1524-1532. 10.1785/0220150138.
- MOLNAR, S., CASSIDY, J.F., CASTELLARO, S. et al. (2018). *Application of Microtremor Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (MHVSR) Analysis for Site Characterization: State of the Art*. *Surv Geophys* 39, 613–631
- NAKAMURA, Y. (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface*. *Qr of R.T. r.*, 30-1.
- NAKAMURA, Y. (2000). *Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications*. *Proceedings of the XII World Conference Earthquake Engineering*. Paper no 2656.
- ORMEÑO, A. (2007). *Geodinámica de la hoya hidrográfica del río Maipo en la zona cordillerana de la Región Metropolitana: Implicancias neotectónicas*. Tesis (Magister en Ciencias, mención geología). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 177 p.
- PARDO, M.; MONFRET, T.; VERA, E.; EINSEMBERG, A.; YAÑEZ, G.; (2003). *Morfología de la subducción utilizando datos locales: sismotectónica de Chile Central*. X Congreso Geológico Chileno. Actas.
- PASTÉN, C. (2007). *Respuesta sísmica de la Cuenca de Santiago*. Tesis para optar al título de Magister en Ciencias de la Ingeniería Geotécnica, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago.
- 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.
- PASTÉN, C., PAVEZ, D., ACEVEDO, M., RUIZ, S. & ASTROZA, R. (2020). *Dynamic numerical modelling of the seismic response of the Santiago city, Chile*.
- PÉREZ A., RUIZ, J. A., VARGAS, G., RAULD, R., REBOLLEDO, S., CAMPOS, J., (2014). *Improving sismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile*, *Nat. Hazards* 71(1), 243-274.
- RAULD PLOTT, Rodrigo (2002). *Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente, entre el río Mapocho y quebrada de Macul*. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- RAULD PLOTT, R. (2011). *Deformación Cortical y Peligro Sísmico Asociado a la Falla San Ramón en el Frente Cordillerano de Santiago, Chile Central (33°s)*. Santiago, Chile: Universidad de Chile - Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- 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*.

- SALOMÓN, J. (2017). *Tomografía de ruido sísmico de la cuenca de Santiago. Tesis para optar al título de Magister en Ciencias de la Ingeniería Geotécnica, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile, Santiago.*
- SALOMÓN, J., PASTÉN, C., RUIZ, S., LEYTON, F., SÁEZ, M., & RALD, 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.*
- SANTIBÁÑEZ, I., CEMBRANO, J., GARCÍA-PÉREZ, T., COSTA, C., YÁÑEZ, G., MARQUARDT, C., ARANCIBIA, G., GONZÁLEZ, G., (2019), *Crustal faults in the Chilean Andes: geological constraints and seismic potential, Andean Geol. 46*
- SELLÉS, D. & GANA P. (2001) *Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal, Regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Geología Básica 74: 30 p., escala 1:100.000. Santiago.*
- SEPÚLVEDA, S. A., REBOLLEDO, S., ALFARO, A., LARA, M., MOFFAT, R., PETLEY, D., (2012) *Evaluación del peligro de remoción en masa en el deslizamiento de San José de Maipo, Chile Central. XII Congreso Geológico chileno. Actas.*
- SERNAGEOMIN (2003). *Peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago.*
- SERNAGEOMIN (2004). *Mapa 1. Peligro volcánico y fallas geológicas de la Región Metropolitana de Santiago.*
- SERNAGEOMIN (2013). *Mapa 1: Peligros volcánicos proximales. Peligros volcánicos de la zona central de Chile.*
- SESAME et al. (2004) *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing, and interpretation. SESAME European research project, WP12—Deliverable D23.12*
- THIELE, R. (1980). *Hoja Santiago, Región Metropolitana, Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 39–51.*
- UYEDA, S., KANAMORI, H., (1979). *Back-arc opening and the mode of subduction. J. Geophys. Res., Solid Earth 84 (B3), 1049–1061.*
- VARGAS, G., KLINGER, Y., ROCKWELL, T. K., FORMAN, S. L., REBOLLEDO, S., BAIZE, S., LACASSIN, R., ARMIJO, R., (2014). *Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes, Geology 42(12), 1083-1086.*
- YÁÑEZ, G., MUÑOZ, M., FLORES-AQUEVEQUE, V. & BOSCH, A. (2015). *Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. Andean Geol., 42 (2), 147-172.*
- ZHAO, J., ZHOU, S., ZHOU, J., ZHAO, C., ZHANG, H., ZHANG, Y., GAO, P., LAN, X., RHOADES, D., FUKUSHIMA, Y., & SOMERVILLE, P. & IRIKURA, K. (2016). *Ground-Motion Prediction Equations for Shallow Crustal and Upper-Mantle Earthquakes in Japan Using Site Class and Simple Geometric Attenuation Functions. Bulletin of the Seismological Society of America. 106. 10.1785/0120150063.*
- ZHU, C., PILZ, M., & COTTON, F., (2020). *Evaluation of a Novel Application of Earthquake HVSR in Site-Specific Amplification Estimation. 10.13140/RG.2.2.29403.11042.*

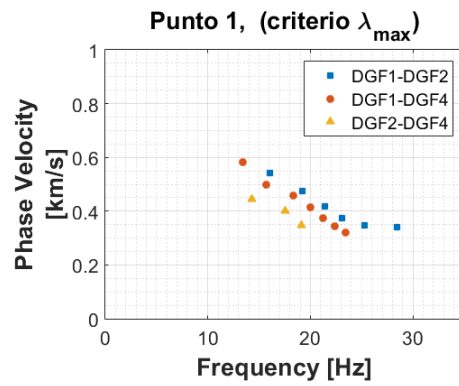
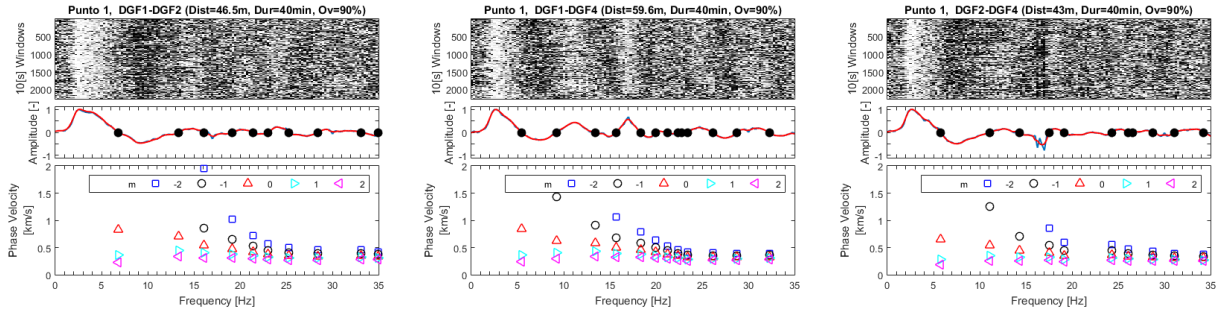
Anexos

Anexo A: Resultados Correlaciones Cruzadas

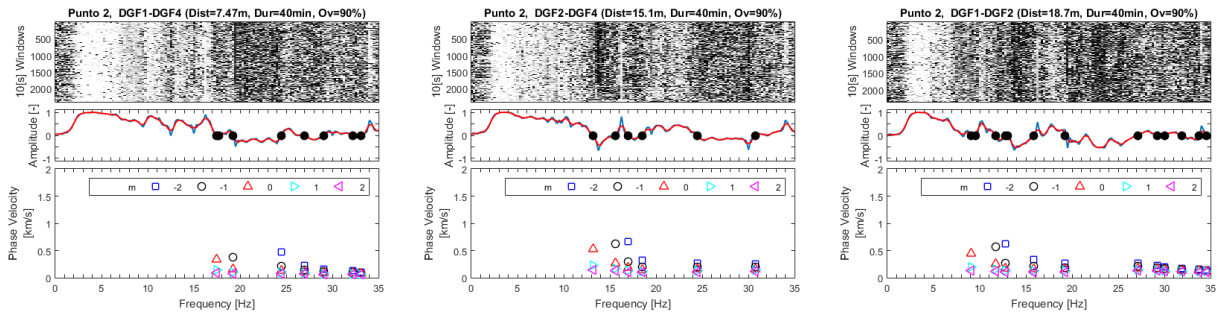
A continuación, se presentan las curvas de dispersión resultantes para cada lugar medido utilizando los equipos Trominos 3G, mediante el método de correlaciones cruzadas.

Cabe destacar que las figuras que se mostraran a continuación fueron obtenidas gracias a las rutinas y ayuda otorgada por José Pablo Grand Barros.

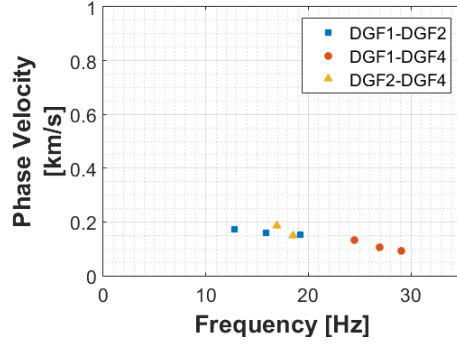
Punto 1



Punto 2

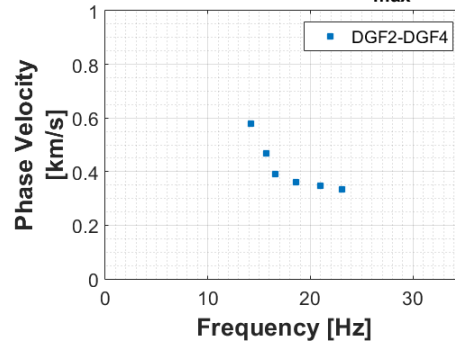
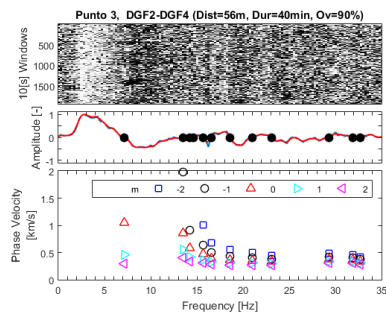


Punto 2, (criterio λ_{max})

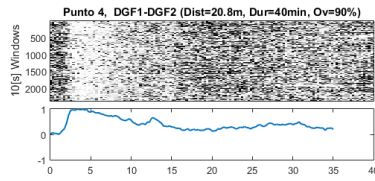


Punto 3

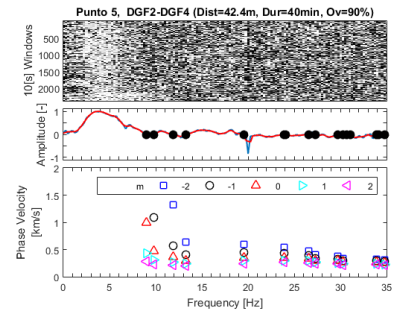
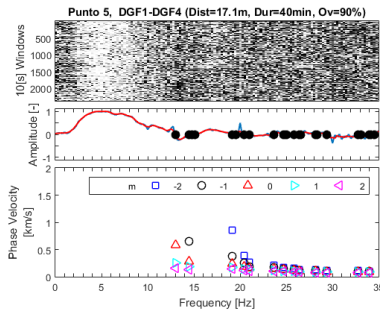
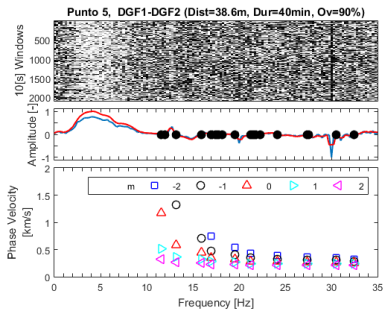
Punto 3, (criterio λ_{max})



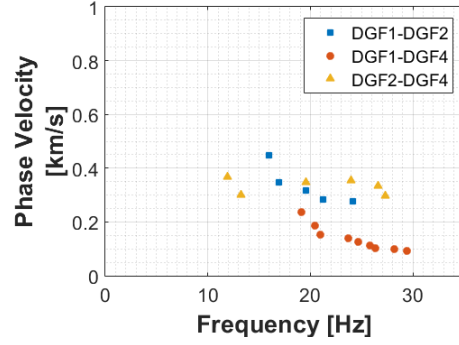
Punto 4



Punto 5

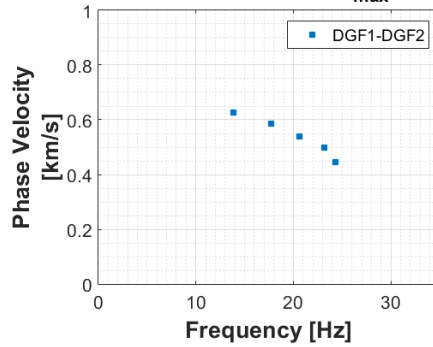
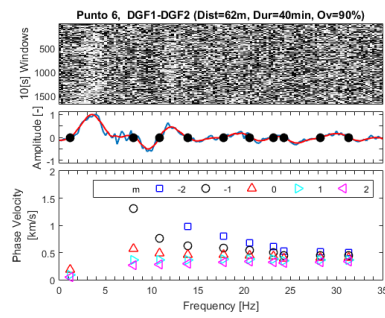


Punto 5, (criterio λ_{max})

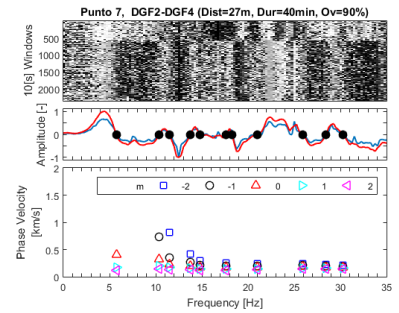
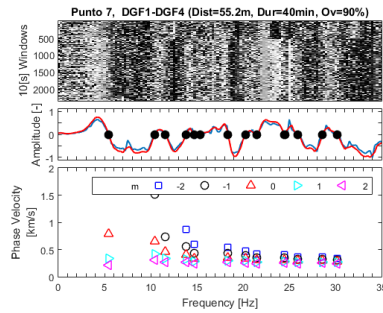
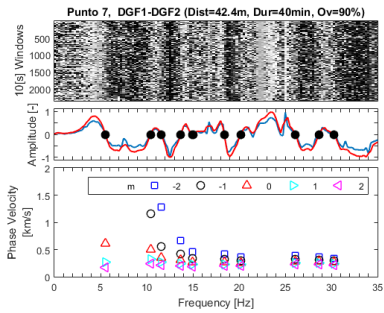


Punto 6

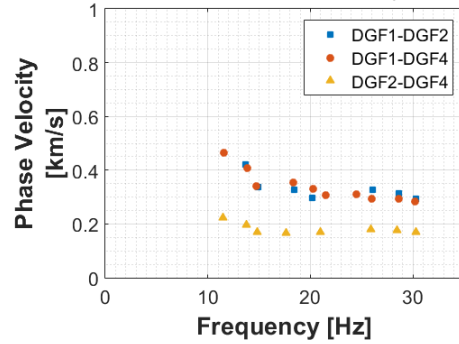
Punto 6, (criterio λ_{max})



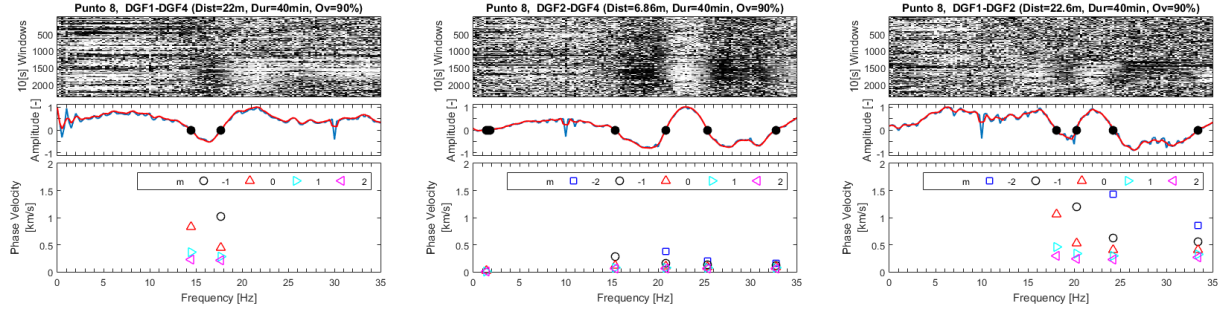
Punto 7



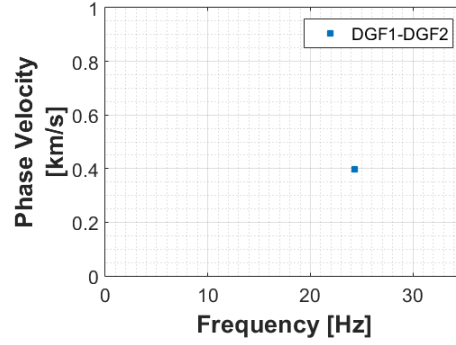
Punto 7, (criterio λ_{max})



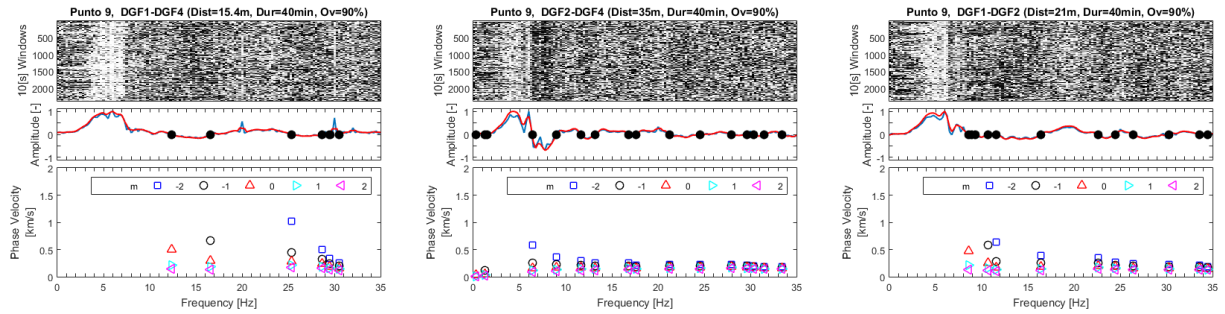
Punto 8



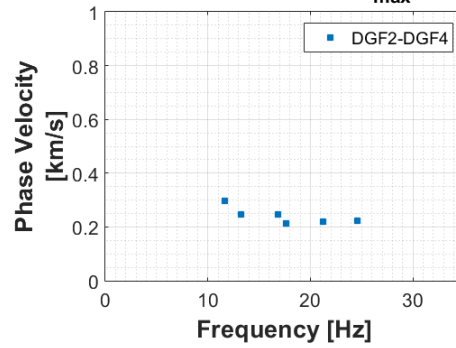
Punto 8, (criterio λ_{max})



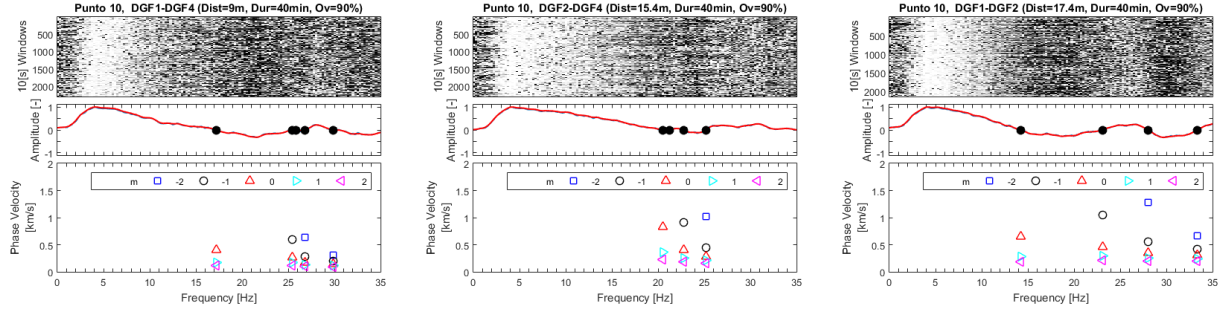
Punto 9



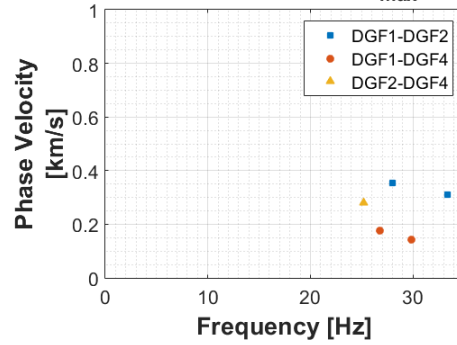
Punto 9, (criterio λ_{max})



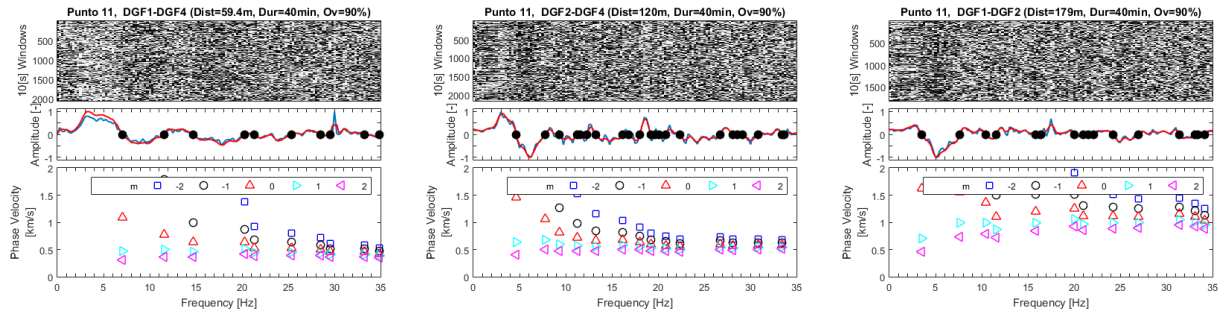
Punto 10



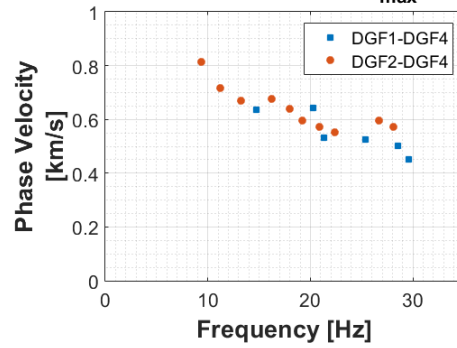
Punto 10, (criterio λ_{max})



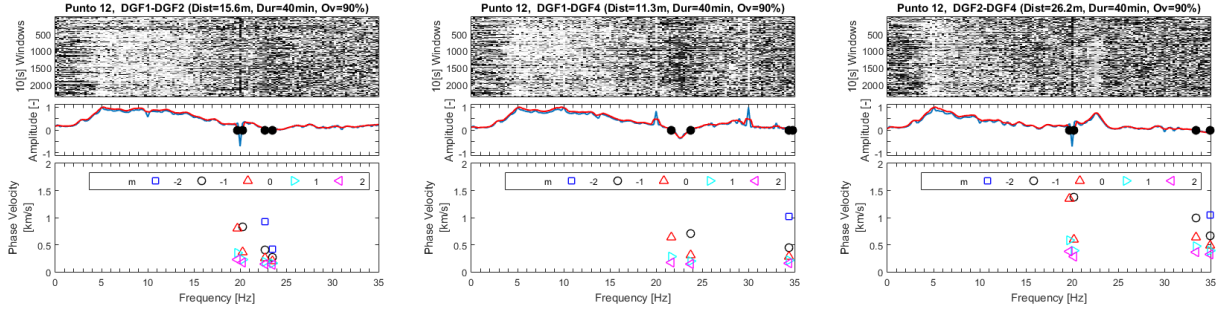
Punto 11



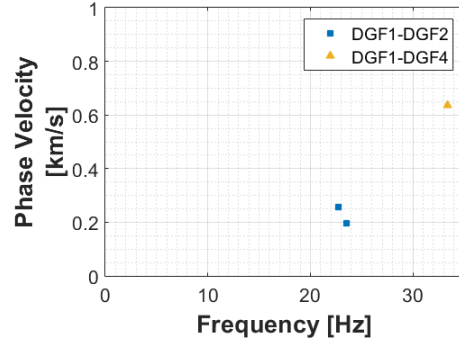
Punto 11, (criterio λ_{max})



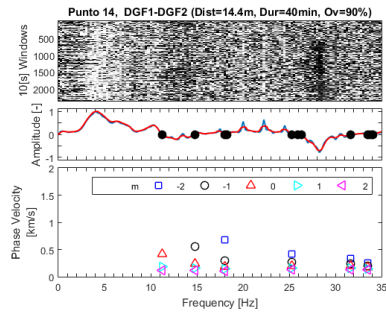
Punto 12



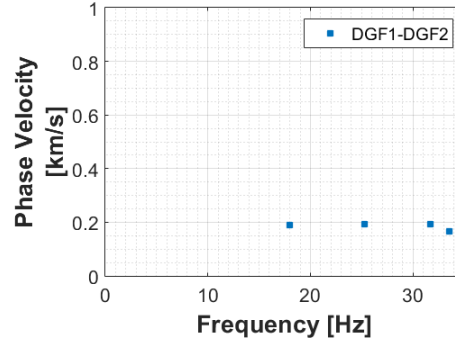
Punto 12, (criterio λ_{max})



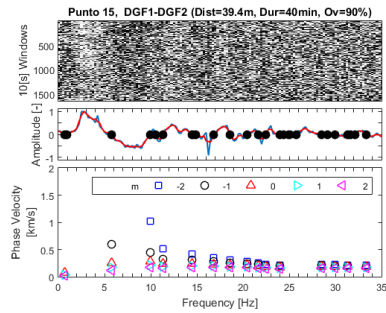
Punto 14



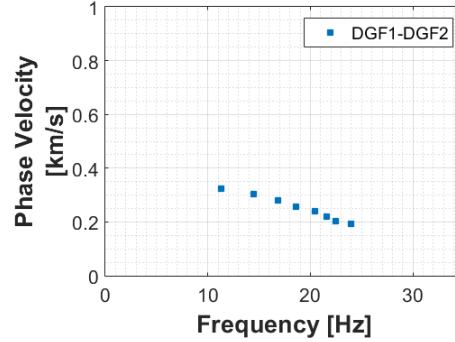
Punto 14, (criterio λ_{max})



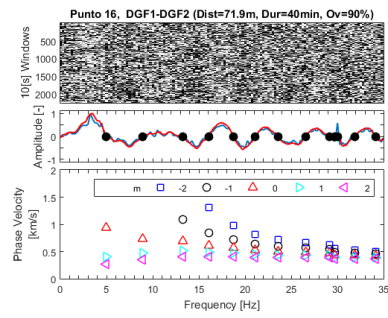
Punto 15



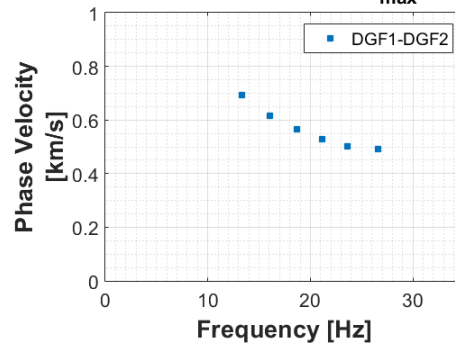
Punto 15, (criterio λ_{max})



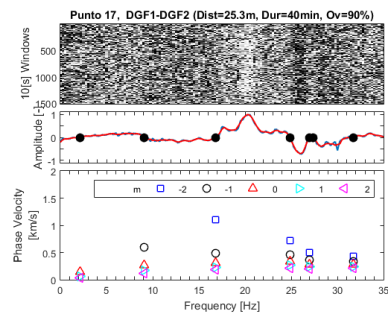
Punto 16



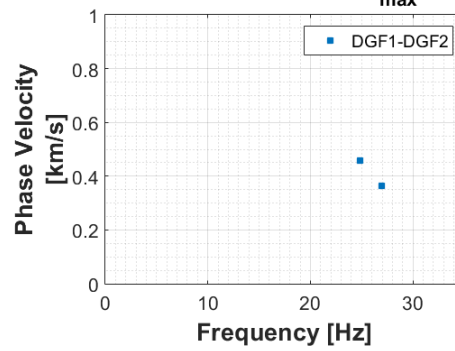
Punto 16, (criterio λ_{max})



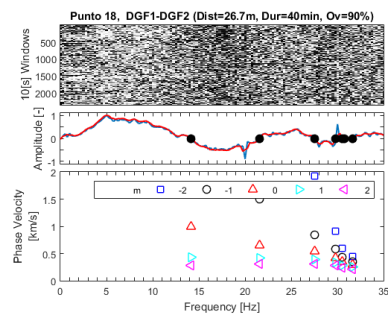
Punto 17



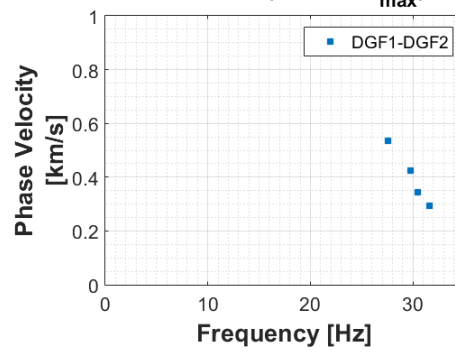
Punto 17, (criterio λ_{max})



Punto 18



Punto 18, (criterio λ_{max})



Anexo B: Ecuaciones de Predicción de Movimiento Fuerte de Campbell & Bozorgnia (2014)

A continuación, se exponen las ecuaciones de predicción de movimiento fuerte (GMM) propuestas por Campbell & Bozorgnia (2014), extraídas del artículo “*NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra*” perteneciente a los autores mencionados.

Variabes Predictivas

- M_w : Momento de magnitud.
- R_{RUP} [km]: distancia mínima al plano de ruptura.
- R_{JB} [km]: distancia mínima a la proyección en superficie del plano de ruptura.
- R_X [km]: distancia mínima a la proyección en superficie del eje superior del plano de ruptura, medido perpendicularmente desde su rumbo promedio.
- W [km]: ancho del plano de ruptura.
- λ [°]: rake.
- F_{RV} : indicador variable representando fallamiento inverso.
- F_{NM} : indicador variable representando fallamiento normal.
- Z_{TOR} [km]: profundidad del eje superior del plano de ruptura.
- Z_{BOR} [km]: profundidad del eje inferior del plano de ruptura.
- δ [°]: manteo promedio del plano de ruptura.
- V_{S30} [m/s]: velocidad de onda de corte en los 30 primeros metros.
- A_{1100} [g]: PGA en roca, considerando V_{S30} de 1100 [m/s].
- S_J : indicador variable representando respuesta de sitio regional (= 1 para Japón; = 0 en caso contrario).
- $Z_{2.5}$ [km]: profundidad del horizonte $V_s = 2500$ [m/s].
- Z_{HYP} [km]: profundidad del hipocentro, medido desde el nivel marino.

Ecuaciones de Estimación de Profundidad del Hipocentro

$$\ln \Delta Z = \min(f_{\Delta Z, M} + f_{\Delta Z, \delta}, \ln[0.9(Z_{BOR} - Z_{TOR})]) \quad (B.1)$$

$$f_{\Delta Z, M} = \begin{cases} -4.317 + 0.984M, & M < 6.75 \\ 2.325, & M \geq 6.75 \end{cases} \quad (B.2)$$

$$f_{\Delta Z, \delta} = \begin{cases} 0.0445 (\delta - 40), & \delta \leq 40 \\ 0, & \delta > 40 \end{cases} \quad (B.3)$$

Ecuaciones de Predicción

$$\ln Y = \begin{cases} f_{mag} + f_{dis} + f_{flt} + f_{hng} + f_{site} + f_{sed} + f_{hyp} + f_{dip} + f_{atn}, & \ln PGA, \quad PSA < PGA \text{ y } T < 0.25 \text{ s} \\ & \text{lo contrario} \end{cases} \quad (B.4)$$

La ecuación anterior corresponde a la utilizada para determinar la medida de intensidad (Y) para un sitio y evento sísmico determinado.

- **Magnitud**

$$f_{mag} = \begin{cases} c_0 + c_1M, & M \leq 4.5 \\ c_0 + c_1M + c_2(M - 4.5), & 4.5 < M \leq 5.5 \\ c_0 + c_1M + c_2(M - 4.5) + c_3(M - 5.5), & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_0 + c_1M + c_2(M - 4.5) + c_3(M - 5.5) + c_4(M - 6.5), & M > 6.5 \end{cases} \quad (\text{B.5})$$

- **Atenuación Geométrica**

$$f_{dis} = (c_5 + c_6M) \ln \sqrt{R_{RUP}^2 + c_7^2} \quad (\text{B.6})$$

- **Tipo de Falla**

$$f_{flt} = f_{flt,F} f_{flt,M} \quad (\text{B.7})$$

$$f_{flt,F} = c_8 F_{RV} + c_9 F_{NM} \quad (\text{B.8})$$

$$f_{flt,M} = \begin{cases} 0, & M \leq 4.5 \\ M - 4.5, & 4.5 < M \leq 5.5 \\ 1, & M > 5.5 \end{cases} \quad (\text{B.9})$$

- **Bloque Colgante**

$$f_{hng} = c_{10} f_{hng,R_x} f_{hng,R_{RUP}} f_{hng,M} f_{hng,Z} f_{hng,\delta} \quad (\text{B.10})$$

$$f_{hng,R_x} = \begin{cases} 0, & R_x < 0 \\ f_1(R_x), & 0 \leq R_x < R_1 \\ \max[f_2(R_x), 0], & R_x \geq R_1 \end{cases} \quad (\text{B.11})$$

$$f_1(R_x) = h_1 + h_2 \left(\frac{R_x}{R_1} \right) + h_3 \left(\frac{R_x}{R_1} \right)^2 \quad (\text{B.12})$$

$$f_2(R_x) = h_4 + h_5 \left(\frac{R_x - R_1}{R_2 - R_1} \right) + h_6 \left(\frac{R_x - R_1}{R_2 - R_1} \right)^2 \quad (\text{B.13})$$

$$R_1 = W \cos(\delta) \quad (\text{B.14})$$

$$R_2 = 62M - 350 \quad (\text{B.15})$$

$$f_{hng,R_{RUP}} = \begin{cases} 1, & R_{RUP} = 0 \\ (R_{RUP} - R_{JB}) / R_{RUP}, & R_{RUP} > 0 \end{cases} \quad (\text{B.16})$$

$$f_{hng,M} = \begin{cases} 0, & M \leq 5.5 \\ (M - 5.5)[1 + a_2(M - 6.5)], & 5.5 < M \leq 6.5 \\ 1 + a_2(M - 6.5), & M > 6.5 \end{cases} \quad (\text{B.17})$$

$$f_{hng,Z} = \begin{cases} 1 - 0.06Z_{TOR}, & Z_{TOR} \leq 16.66 \\ 0, & Z_{TOR} > 16.66 \end{cases} \quad (\text{B.18})$$

$$f_{hng,\delta} = (90 - \delta) / 45 \quad (\text{B.19})$$

- **Respuesta de Sitio Somera**

$$f_{site} = f_{site,G} + S_J f_{site,J} \quad (B.20)$$

$$f_{site,G} = \begin{cases} c_{11} \ln(V_{S30}/k_1) + k_2 \left\{ \ln[A_{1100} + c(V_{S30}/k_1)^n] - \ln[A_{1100} + c] \right\}, & V_{S30} \leq k_1 \\ (c_{11} + k_2 n) \ln(V_{S30}/k_1), & V_{S30} > k_1 \end{cases} \quad (B.21)$$

$$f_{site,J} = \begin{cases} (c_{12} + k_2 n) \left[\ln(V_{S30}/k_1) - \ln(200/k_1) \right], & V_{S30} \leq 200 \\ (c_{13} + k_2 n) \ln(V_{S30}/k_1), & \text{Todo } V_{S30} \end{cases} \quad (B.22)$$

- **Respuesta de Cuenca**

$$f_{sed} = \begin{cases} (c_{14} + c_{15} S_J)(Z_{2.5} - 1), & Z_{2.5} \leq 4.5 \\ 0, & 1 < Z_{2.5} \leq 3 \\ c_{16} k_3 e^{-0.75} [1 - \exp(-0.25(Z_{2.5} - 3))], & Z_{2.5} > 3 \end{cases} \quad (B.23)$$

- **Profundidad de Hipocentro**

$$f_{hyp} = f_{hyp,H} f_{hyp,M} \quad (B.24)$$

$$f_{flt,M} = \begin{cases} 0, & Z_{HYP} \leq 7 \\ Z_{HYP} - 7, & 7 < Z_{HYP} \leq 20 \\ 13, & Z_{HYP} > 20 \end{cases} \quad (B.25)$$

$$f_{flt,M} = \begin{cases} c_{17}, & M \leq 5.5 \\ [c_{17} + (c_{18} - c_{17})(M - 5.5)], & 5.5 < M \leq 6.5 \\ c_{18}, & M > 6.5 \end{cases} \quad (B.26)$$

- **Inclinación del Plano de Falla**

$$f_{dip} = \begin{cases} c_{19} \delta, & M \leq 4.5 \\ c_{19}(5.5 - M) \delta, & 4.5 < M \leq 5.5 \quad (9.27) \\ 0, & M > 5.5 \end{cases} \quad (B.27)$$

- **Atenuación Anelástica**

$$f_{atn} = \begin{cases} (c_{20} + \Delta c_{20})(R_{RUP} - 80), & R_{RUP} > 80 \\ 0, & R_{Rup} \leq 80 \end{cases} \quad (B.28)$$

Parámetros

T	c0	c1	c2	c3	c4	c5	c6	c7	c8	c9	c10	c11	c12	c13	c14	c15
0.01	-4.36500	0.97700	0.53300	-1.48500	-0.49900	-2.77300	0.24800	6.75300	0.00000	-0.21400	0.72000	1.09400	2.19100	1.41600	-0.00700	-0.20700
0.02	-4.34800	0.97600	0.54900	-1.48800	-0.50100	-2.77200	0.24700	6.50200	0.00000	-0.20800	0.73000	1.14900	2.18900	1.45300	-0.01670	-0.19900
0.03	-4.02400	0.93100	0.62800	-1.49400	-0.51700	-2.78200	0.24600	6.29100	0.00000	-0.21300	0.75900	1.29000	2.16400	1.47600	-0.04220	-0.20200
0.05	-3.47900	0.88700	0.67400	-1.38800	-0.61500	-2.79100	0.24000	6.31700	0.00000	-0.24400	0.82600	1.44900	2.13800	1.54900	-0.06630	-0.33900
0.08	-3.29300	0.90200	0.72600	-1.46900	-0.59600	-2.74500	0.22700	6.86100	0.00000	-0.26600	0.81500	1.53500	2.44600	1.77200	-0.07940	-0.40400
0.10	-3.66600	0.99300	0.69800	-1.57200	-0.53600	-2.63300	0.21000	7.29400	0.00000	-0.22900	0.83100	1.61500	2.96900	1.91600	-0.02940	-0.41600
0.15	-4.86600	1.26700	0.51000	-1.66900	-0.49000	-2.45800	0.18300	8.03100	0.00000	-0.21100	0.74900	1.87700	3.54400	2.16100	0.06420	-0.40700
0.20	-5.41100	1.36600	0.44700	-1.75000	-0.45100	-2.42100	0.18200	8.38500	0.00000	-0.16300	0.76400	2.06900	3.70700	2.46500	0.09680	-0.31100
0.25	-5.96200	1.45800	0.27400	-1.71100	-0.40400	-2.39200	0.18900	7.53400	0.00000	-0.15000	0.71600	2.20500	3.34300	2.76600	0.14410	-0.17200
0.30	-6.40300	1.52800	0.19300	-1.77000	-0.32100	-2.37600	0.19500	6.99000	0.00000	-0.13100	0.73700	2.30600	3.33400	3.01100	0.15970	-0.08400
0.40	-7.56600	1.73900	-0.02000	-1.59400	-0.42600	-2.30300	0.18500	7.01200	0.00000	-0.15900	0.73800	2.39800	3.54400	3.20300	0.14100	0.08500
0.50	-8.37900	1.87200	-0.12100	-1.57700	-0.44000	-2.29600	0.18600	6.90200	0.00000	-0.15300	0.71800	2.35500	3.01600	3.33300	0.14740	0.23300
0.75	-9.84100	2.02100	-0.04200	-1.75700	-0.44300	-2.23200	0.18600	5.52200	0.00000	-0.09000	0.79500	1.99500	2.61600	3.05400	0.17640	0.41100
1.00	-11.01100	2.18000	-0.06900	-1.70700	-0.52700	-2.15800	0.16900	5.65000	0.00000	-0.10500	0.55600	1.44700	2.47000	2.56200	0.25930	0.47900
1.50	-12.46900	2.27000	0.04700	-1.62100	-0.63000	-2.06300	0.15800	5.79500	0.00000	-0.05800	0.48000	0.33000	2.10800	1.45300	0.28810	0.56600
2.00	-12.96900	2.27100	0.14900	-1.51200	-0.76800	-2.10400	0.15800	6.63200	0.00000	-0.02800	0.40100	-0.51400	1.32700	0.65700	0.31120	0.56200
3.00	-13.30600	2.15000	0.36800	-1.31500	-0.89000	-2.05100	0.14800	6.75900	0.00000	0.00000	0.20600	-0.84800	0.60100	0.36700	0.34780	0.53400
4.00	-14.02000	2.13200	0.72600	-1.50600	-0.88500	-1.98600	0.13500	7.97800	0.00000	0.00000	0.10500	-0.79300	0.56800	0.30600	0.37470	0.52200
5.00	-14.55800	2.11600	1.02700	-1.72100	-0.87800	-2.02100	0.13500	8.53800	0.00000	0.00000	0.00000	-0.74800	0.35600	0.26800	0.33820	0.47700
7.50	-15.50900	2.22300	0.16900	-0.75600	-1.07700	-2.17900	0.16500	8.46800	0.00000	0.00000	0.00000	-0.66400	0.07500	0.37400	0.37540	0.32100
10.00	-15.97500	2.13200	0.36700	-0.80000	-1.28200	-2.24400	0.18000	6.56400	0.00000	0.00000	0.00000	-0.57600	-0.02700	0.29700	0.35060	0.17400
PGA	-4.41600	0.98400	0.53700	-1.49900	-0.49600	-2.77300	0.24800	6.76800	0.00000	-0.21200	0.72000	1.09000	2.18600	1.42000	-0.00640	-0.20200
PGV	-2.89500	1.51000	0.27000	-1.29900	-0.45300	-2.46600	0.20400	5.83700	0.00000	-0.16800	0.30500	1.71300	2.60200	2.45700	0.10600	0.33200

T	c16	c17	c18	c19	c20	Δc20,JI	Δc20,CH	k1	k2	k3	a2	h1	h2	h3	h5	h6
0.01	0.39000	0.09810	0.03340	0.00755	-0.00550	-0.00350	0.00360	865.00000	-1.18600	1.83900	0.16800	0.24200	1.47100	-0.71400	-0.33600	-0.27000
0.02	0.38700	0.10090	0.03270	0.00759	-0.00550	-0.00350	0.00360	865.00000	-1.21900	1.84000	0.16600	0.24400	1.46700	-0.71100	-0.33900	-0.26300
0.03	0.37800	0.10950	0.03310	0.00790	-0.00570	-0.00340	0.00370	908.00000	-1.27300	1.84100	0.16700	0.24600	1.46700	-0.71300	-0.33800	-0.25900
0.05	0.29500	0.12260	0.02700	0.00803	-0.00630	-0.00370	0.00400	1054.00000	-1.34600	1.84300	0.17300	0.25100	1.44900	-0.70100	-0.33800	-0.26300
0.08	0.32200	0.11650	0.02880	0.00811	-0.00700	-0.00370	0.00390	1086.00000	-1.47100	1.84500	0.19800	0.26000	1.43500	-0.69500	-0.34700	-0.21900
0.10	0.38400	0.09980	0.03250	0.00744	-0.00730	-0.00340	0.00420	1032.00000	-1.62400	1.84700	0.17400	0.25900	1.44900	-0.70800	-0.39100	-0.20100
0.15	0.41700	0.07600	0.03880	0.00716	-0.00690	-0.00300	0.00420	878.00000	-1.93100	1.85200	0.19800	0.25400	1.46100	-0.71500	-0.44900	-0.09900
0.20	0.40400	0.05710	0.04370	0.00688	-0.00600	-0.00310	0.00410	748.00000	-2.18800	1.85600	0.20400	0.23700	1.48400	-0.72100	-0.39300	-0.19800
0.25	0.46600	0.04370	0.04630	0.00556	-0.00550	-0.00330	0.00360	654.00000	-2.38100	1.86100	0.18500	0.20600	1.58100	-0.78700	-0.33900	-0.21000
0.30	0.52800	0.03230	0.05080	0.00458	-0.00490	-0.00350	0.00310	587.00000	-2.51800	1.86500	0.16400	0.21000	1.58600	-0.79500	-0.44700	-0.12100
0.40	0.54000	0.02090	0.04320	0.00401	-0.00370	-0.00340	0.00280	503.00000	-2.65700	1.87400	0.16000	0.22600	1.54400	-0.77000	-0.52500	-0.08600
0.50	0.63800	0.00920	0.04050	0.00388	-0.00270	-0.00340	0.00250	457.00000	-2.66900	1.88300	0.18400	0.21700	1.55400	-0.77000	-0.40700	-0.28100
0.75	0.77600	-0.00820	0.04200	0.00420	-0.00160	-0.00320	0.00160	410.00000	-2.40100	1.90600	0.21600	0.15400	1.62600	-0.78000	-0.37100	-0.28500
1.00	0.77100	-0.01310	0.04260	0.00409	-0.00060	-0.00300	0.00060	400.00000	-1.95500	1.92900	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
1.50	0.74800	-0.01870	0.03800	0.00424	0.00000	-0.00190	0.00000	400.00000	-1.02500	1.97400	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
2.00	0.76300	-0.02580	0.02520	0.00448	0.00000	-0.00050	0.00000	400.00000	-0.29900	2.01900	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
3.00	0.68600	-0.03110	0.02360	0.00345	0.00000	0.00000	0.00000	400.00000	0.00000	2.11000	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
4.00	0.69100	-0.04130	0.01020	0.00603	0.00000	0.00000	0.00000	400.00000	0.00000	2.20000	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
5.00	0.67000	-0.02810	0.00340	0.00805	0.00000	0.00000	0.00000	400.00000	0.00000	2.29100	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
7.50	0.75700	-0.02050	0.00500	0.00280	0.00000	0.00000	0.00000	400.00000	0.00000	2.51700	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
10.00	0.62100	0.00090	0.00990	0.00458	0.00000	0.00000	0.00000	400.00000	0.00000	2.74400	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600
PGA	0.39300	0.09770	0.03330	0.00757	-0.00550	-0.00350	0.00360	865.00000	-1.18600	1.83900	0.16700	0.24100	1.47400	-0.71500	-0.33700	-0.27000
PGV	0.58500	0.05170	0.03270	0.00613	-0.00170	-0.00060	0.00170	400.00000	-1.95500	1.92900	0.59600	0.11700	1.61600	-0.73300	-0.12800	-0.75600