

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD MULTIDISCIPLINARIA DE OCCIDENTE
DEPARTAMENTO DE FÍSICA**



TRABAJO DE GRADO

**MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA
ZONA OESTE DEL ÁREA METROPOLITANA DE SAN SALVADOR Y
CENTRO HISTÓRICO DE SAN SALVADOR**

**PARA OPTAR AL GRADO DE
LICENCIADO EN GEOFÍSICA**

PRESENTADO POR

DIEGO FRANCISCO FIGUEROA SALGADO

DOCENTES ASESORES

**MAESTRO BENANCIO HENRÍQUEZ MIRANDA
DOCTOR JOSÉ ALEXANDER CHÁVEZ HERNÁNDEZ
MAESTRO JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO
MAESTRO LUIS ERNESTO MIXCO DURÁN**

OCTUBRE, 2024

SANTA ANA, EL SALVADOR, CENTROAMÉRICA

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

AUTORIDADES



ING. JUAN ROSA QUINTANILLA QUINTANILLA
RECTOR

DRA. EVELYN BEATRIZ FARFÁN MATA
VICERRECTORA ACADÉMICA

M.Sc. ROGER ARMANDO ARIAS ALVARADO
VICERRECTOR ADMINISTRATIVO

LICDO. PEDRO ROSALÍO ESCOBAR CASTANEDA
SECRETARIO GENERAL

LICDA. ANA RUTH AVELAR VALLADARES
DEFENSORA DE LOS DERECHOS UNIVERSITARIOS

LICDO. CARLOS AMILCAR SERRANO RIVERA
FISCAL GENERAL

FACULTAD MULTIDISCIPLINARIA DE OCCIDENTE

AUTORIDADES



M.Ed. ROBERTO CARLOS SIGÜENZA CAMPOS

DECANO

DR. JOSÉ GUILLERMO GARCÍA ACOSTA

VICEDECANO

LICDO. JAIME ERNESTO SERMEÑO DE LA PEÑA

SECRETARIO

M.Sc. BENANCIO HENRÍQUEZ MIRANDA

JEFE DE DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Dedicatoria

A mi padre Francisco, quien me enseñó que lo verdaderamente valioso en la vida no son las posesiones materiales, sino los valores que nos definen.

A mi madre Marta, por su amor incondicional y su paciencia infinita, siempre presentes en cada etapa de mi vida.

A mi hermana Martita, por ser mi confidente y mi apoyo constante en los momentos más importantes.

Mi felicidad estará siempre ligada a ellos.

Agradecimientos

Agradecimientos especiales al maestro M.Sc. Benancio Henríquez. Esta tesis no sería posible sin su valiosa asesoría. Estoy profundamente agradecido por su aliento para animarme a seguir mis ideas, su apoyo incondicional en la consecución de mis objetivos y sus consejos, que han sido de gran valor para el desarrollo de este trabajo.

Extiendo mi gratitud al Ph.D. José Chávez por su apoyo integral en los aspectos administrativos de la investigación, así como su sabiduría y consejos en la interpretación geológica de los resultados, lo cual ha sido de gran importancia. Mi sincero agradecimiento al M.Sc. Javier Lermo, cuyo vasto conocimiento en sismología aplicada proporcionó un aporte invaluable en la interpretación de los resultados obtenidos. Asimismo, agradezco al M.Sc. Luis Mixco por su constante disposición para resolver mis dudas sobre la metodología de trabajo, el procesamiento de los datos y la interpretación de los resultados, basándose en su experiencia sobre las características de la respuesta sísmica de San Salvador. Expreso mi gratitud a la M.Sc. Adry Flores por su acompañamiento en el campo y por permitirnos corroborar nuestros resultados con los suyos.

Agradezco profundamente al Center of Earthquake Research and Information (CERI) de la Universidad de Memphis, Tennessee, y en particular al Ph.D. Thomas Goebel, por brindarme la oportunidad de conocer el centro de investigación. Esta fue una experiencia inolvidable que reafirmó mi interés en la sismología. Asimismo, expreso mi sincero agradecimiento por su valiosa contribución en la donación de los sismómetros, sin los cuales esta investigación no se habría llevado a cabo.

Agradezco a las instituciones que han facilitado el desarrollo de esta investigación mediante el otorgamiento de fondos y la creación de condiciones adecuadas para nuestra estadía en San Salvador, incluyendo la alimentación, el transporte y la seguridad. En particular, agradezco al Consejo de Alcaldes y Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (COAMSS/OPAMSS), a la Facultad de Ingeniería y Arquitectura de la Universidad de El Salvador (FIA), a la Facultad Multidisciplinaria de Occidente (FMOcc) y a las Alcaldías Municipales de San Salvador y Antiguo Cuscatlán.

Finalmente, agradezco a mi valioso equipo de trabajo, especialmente a mi amigo Josué Alvarado, José Lima, Kevin García, Gustavo Morán, Kevin Varela, Raúl Palma, Alisson Sánchez y Diego López. Su dedicación, esfuerzo y sorprendente resistencia a las largas jornadas nocturnas y arduo trabajo en el campo fueron fundamentales para la realización de las mediciones.

Índice

| | |
|--|---------------|
| Resumen | xvi |
| Abstract | xvii |
| Introducción | .xviii |
| Capítulo I: Problema de Investigación | 22 |
| 1.1 Planteamiento del problema de investigación | 22 |
| 1.2 Antecedentes de microzonificaciones en el AMSS | 22 |
| 1.2.1 Microzonificación sísmica de Schmidt-Thomé (1975) | 22 |
| 1.2.2 Microzonificación sísmica de Martínez (1979) | 23 |
| 1.2.3 Microzonificación sísmica de Linares (1985) | 24 |
| 1.2.4 Microzonificación sísmica de Faccioli <i>et al.</i> (1988) | 25 |
| 1.2.5 Microzonificación sísmica de Aguilar C. (1990) | 26 |
| 1.2.6 Microzonificación sísmica de Guzmán <i>et al.</i> (1996) | 28 |
| 1.2.7 Microzonificación sísmica de Ingvarsson y Johansson (1996) | 29 |
| 1.2.8 Microzonificación sísmica de Kattan (2011) | 30 |
| 1.3 Justificación | 31 |
| 1.4 Objetivos | 32 |
| 1.4.1 Objetivo General | 32 |
| 1.4.2 Objetivos específicos | 32 |
| Capítulo II: Fundamento teórico | 34 |
| 2.1 Introducción | 34 |
| 2.2 Teoría sísmica | 34 |
| 2.2.1 Deformación | 34 |
| 2.2.2 Esfuerzo | 35 |
| 2.2.3 Ecuación de movimiento | 38 |
| 2.2.4 Ondas de cuerpo | 41 |
| 2.2.5 Ondas Superficiales | 43 |
| 2.3 Efectos de sitio | 48 |
| 2.3.1 Naturaleza de los efectos de sitio | 49 |
| 2.3.2 Función de transferencia empírica | 51 |
| 2.4 Método HVSR de Nakamura | 51 |
| 2.4.1 Combinación de las componentes horizontales | 55 |
| 2.4.2 Origen del ruido sísmico | 55 |
| 2.4.3 Campo de ondas del ruido sísmico | 57 |

| | | |
|----------------------|--|------------|
| 2.4.4 | Criterios de confiabilidad | 59 |
| 2.4.5 | Tipos de curvas | 61 |
| 2.4.6 | Parámetros dinámicos | 67 |
| Capítulo III: | Marco geológico y tectónico | 69 |
| 3.1 | Introducción | 69 |
| 3.2 | Marco geológico | 69 |
| 3.2.1 | Formación Bálsamo | 70 |
| 3.2.2 | Formación Cuscatlán | 70 |
| 3.2.3 | Formación Cuscatlán/San Salvador | 72 |
| 3.2.4 | Formación San Salvador | 72 |
| 3.3 | Marco Tectónico | 74 |
| 3.3.1 | Zona de Falla de El Salvador | 75 |
| 3.3.2 | Terremotos históricos en San Salvador | 76 |
| Capítulo IV: | Datos y Métodos | 80 |
| 4.1 | Introducción | 80 |
| 4.2 | Trabajo de escritorio | 80 |
| 4.3 | Trabajo de campo | 87 |
| 4.3.1 | Instrumentación | 87 |
| 4.3.2 | Adquisición de datos | 91 |
| 4.4 | Procesamiento de datos | 93 |
| 4.4.1 | Filtrado de señales | 93 |
| 4.4.2 | Selección de ventanas | 94 |
| 4.4.3 | Método de suavizado espectral y aplicación de tapering | 94 |
| 4.4.4 | Combinación de las componentes horizontales | 95 |
| 4.4.5 | Cálculo de la función de transferencia HVSR | 95 |
| 4.4.6 | Identificación de picos de origen industrial | 98 |
| 4.4.7 | Curva con múltiples picos locales | 100 |
| 4.5 | Clasificación de funciones de transferencia | 100 |
| 4.5.1 | Familias espectrales | 100 |
| 4.5.2 | Funciones de transferencia con múltiples picos | 101 |
| 4.6 | Creación del mapa de microzonificación | 101 |
| Capítulo V: | Resultados | 102 |
| 5.1 | Introducción | 102 |
| 5.2 | Tipos de curvas | 102 |
| 5.3 | Familias espectrales | 106 |
| 5.4 | Mapa de microzonificación sísmica | 109 |
| 5.4.1 | Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador | 109 |

| | | |
|-----------------------|---|------------|
| 5.4.2 | Centro Histórico de San Salvador | 111 |
| Capítulo VI: | Discusión de resultados | 113 |
| 6.1 | Introducción | 113 |
| 6.2 | Comparación de resultados obtenidos con ambos sismómetros | 113 |
| 6.3 | Geología superficial | 115 |
| 6.3.1 | Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador | 116 |
| 6.3.2 | Centro Histórico de San Salvador | 118 |
| 6.3.3 | Influencia de la tefra de Tierra Blanca Joven (TBJ) | 119 |
| 6.4 | Geomorfología | 121 |
| 6.5 | Funciones de transferencia con múltiples picos | 123 |
| 6.6 | Mapa de microzonificación con picos secundarios | 125 |
| 6.6.1 | Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador | 125 |
| 6.6.2 | Centro Histórico de San Salvador | 127 |
| 6.7 | Correlación con la litología | 128 |
| 6.7.1 | Sección litológica A-A' | 129 |
| 6.7.2 | Sección litológica B-B' | 133 |
| 6.8 | Mapas de microzonificación en el dominio de los períodos | 137 |
| 6.8.1 | Correlación con otras microzonificaciones | 140 |
| 6.8.2 | Evaluación de resonancia suelo-estructura | 143 |
| Capítulo VII: | Conclusiones | 147 |
| 7.1 | Conclusiones | 147 |
| Capítulo VIII: | Recomendaciones | 149 |
| 8.1 | Recomendaciones | 149 |
| Referencias | | 150 |
| Apéndices | | 160 |
| | Apéndice A. Funciones de transferencia del Centro Histórico de San Salvador | 160 |
| | Apéndice B. Funciones de transferencia de la Zona Oeste del AMSS | 164 |
| | Apéndice C. Funciones de transferencia de registros con sismómetro GeoBox | 185 |
| | Apéndice D. Especificaciones técnicas de sismómetro de banda ancha Güralp | 188 |
| | Apéndice E. Especificaciones técnicas de sismómetro de período corto GeoBox | 189 |

Índice de figuras

| | | |
|------|--|----|
| 1.1 | Distribución de espesores de TBJ en el Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Schmidt-Thomé (1975). | 23 |
| 1.2 | Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Linares (1985). | 25 |
| 1.3 | Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Faccioli <i>et al.</i> (1988). | 26 |
| 1.4 | Microzonificación propuesta por Aguilar C. (1990). | 27 |
| 1.5 | Microzonificación propuesta por Guzmán <i>et al.</i> (1996). | 28 |
| 1.6 | Microzonificación propuesta por Ingvarsson y Johansson (1996). | 30 |
| 1.7 | Microzonificación propuesta por Kattan (2011). | 31 |
| 2.1 | Distribución del esfuerzo en un tetraedro. El esfuerzo actúa perpendicularmente \perp sobre x_2 | 36 |
| 2.2 | Desplazamientos generados por una onda plana armónica P (en la parte superior) y una onda S (en la parte inferior), que viajan horizontalmente. La propagación de las ondas S implica cizalle puro sin cambio de volumen, mientras que las ondas P involucran tanto un cambio de volumen como un cambio de forma en el material. Las deformaciones están altamente exageradas en comparación con las deformaciones sísmicas reales en la Tierra. Extraído de Shearer (2019). | 43 |
| 2.3 | Modelo de capa sobre un semiespacio. Las ondas love se presentan cuando la velocidad de la onda cortante en la capa es menor que en el semiespacio. Adaptado de Stein y Wysession (2009). | 44 |
| 2.4 | Desplazamientos generados por las ondas superficiales Love (en la parte superior) y Rayleigh (en la parte inferior) para una propagación horizontal. Las ondas Love presentan un movimiento totalmente transversal, mientras que las ondas Rayleigh incluyen tanto movimiento vertical como radial. En ambos casos, la amplitud de la onda disminuye considerablemente con la profundidad. Extraído de Shearer (2019). | 47 |
| 2.5 | Amplificación del movimiento del terreno en un sitio con sedimentos blandos suprayaciendo a un basamento rocoso rígido. Extraído de Yoshida (1998). | 48 |
| 2.6 | Modelo unidimensional de la amplificación de sitio. Adaptado de Pitilakis (2004). | 50 |
| 2.7 | Modelo simple asumido por Nakamura (1989). Adaptado de Torres (2010). | 52 |
| 2.8 | Función de transferencia calculada mediante el método de las razones espectrales HVSR de Nakamura (1989). El pico frecuencial corresponde a la frecuencia fundamental de resonancia del sitio. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 54 |
| 2.9 | Curva HVSR con un único pico claro. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 62 |
| 2.10 | Curva HVSR con un pico difuso o amplio en bajas frecuencias. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 63 |
| 2.11 | Curva HVSR con dos picos claros. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 64 |
| 2.12 | Curva HVSR con múltiples picos locales. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 65 |
| 2.13 | Curva HVSR plana en roca. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 66 |

| | | |
|------|---|----|
| 2.14 | Curva HVSR atenuada en sedimentos. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 67 |
| 3.1 | Mapa de relieve del AMSS, visto desde ENE. El área urbana está en color negro (OPAMSS, 2008), el AMSS está rodeado por el volcán de San Salvador y Caldera de Ilopango. Extraído de Chávez, Hernández, y Kopecky (2012). | 69 |
| 3.2 | Formaciones geológicas presentes en el Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Lexa <i>et al.</i> (2022). | 71 |
| 3.3 | Mapa de geología 1:50000 del Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Lexa <i>et al.</i> (2022). | 73 |
| 3.4 | Tectónica del norte de América Central. Las flechas rojas indican los desplazamientos relativos y su magnitud. Los triángulos naranjas representan los volcanes del CAVA. Las abreviaturas son: SIT: Transformación de la Isla del Cisne; MF: Falla de Motagua; PF: Falla de Polochic; ND: Depresión Nicaragüense; HE: Escarpe de Hess; CAVA: Arco Volcánico de América Central. Extraído de Alonso-Henar, Álvarez-Gómez, y Martínez-Díaz (2014). | 75 |
| 3.5 | Segmento de la Zona de Falla de El Salvador en el CAVA. Las líneas negras representan las fallas primarias y secundarias activas. Extraído de Alonso-Henar <i>et al.</i> (2014). | 76 |
| 3.6 | Colapso del edificio Rubén Darío después del terremoto de 1986. Extraído de Bommer (1996). | 78 |
| 4.1 | Mapa de geología superficial a escala 1:50000 de la Zona Oeste del AMSS. | 81 |
| 4.2 | Mapa de geología superficial a escala 1:50000 del Centro Histórico de San Salvador. | 82 |
| 4.3 | Mapa de geomorfología a escala 1:50000 de la Zona Oeste del AMSS. | 83 |
| 4.4 | Mapa de geomorfología a escala 1:50000 del Centro Histórico de San Salvador. | 84 |
| 4.5 | Distribución de perfiles litológicos profundos en la Zona Oeste del AMSS. | 85 |
| 4.6 | Distribución de puntos de medición en la Zona Oeste del AMSS y el Centro Histórico de San Salvador. | 86 |
| 4.7 | Distribución de los puntos medidos (marcados en amarillo) y no medidos (marcados en rojo) en el área de estudio. | 87 |
| 4.8 | Distribución de puntos de medición: puntos medidos solo con sismómetro Güralp (amarillo) y puntos medidos con ambos sismómetros (rojo). | 88 |
| 4.9 | Sismómetro de banda ancha Güralp CMG-6TD. | 89 |
| 4.10 | Componentes para la calibración del sismómetro. a) Soportes móviles; b) burbuja de calibración. | 89 |
| 4.11 | Pantalla principal de Scream! 4.6. | 90 |
| 4.12 | Visualización de las 3 componentes del ruido sísmico en tiempo real. | 90 |
| 4.13 | Sismómetro de período corto GeoBox. | 91 |

| | | |
|------|---|-----|
| 4.14 | Comparación de las curvas HVSR obtenidas a partir de mediciones realizadas en una excavación de 30 cm de profundidad en el suelo (imagen izquierda) y sobre asfalto en el mismo sitio (imagen derecha). Los resultados muestran que la presencia de asfalto no ejerce un efecto significativo. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 92 |
| 4.15 | Registro sísmico en formato *.gcf, cada archivo representa una componente individual. | 93 |
| 4.16 | Visualización del registro sísmico en Geopsy. | 93 |
| 4.17 | Eliminación de los pulsos transitorios a través de la selección de ventanas. | 94 |
| 4.18 | Función taper de tipo coseno Tukey con un ancho del 20 % en el dominio del tiempo. | 95 |
| 4.19 | Función de transferencia HVSR. a) Las razones espectrales H/V correspondientes a cada ventana individual se representan mediante las curvas de colores; b) valor promedio de la razón espectral H/V (línea continua) y sus desviaciones estándar (líneas discontinuas). | 96 |
| 4.20 | Estadísticas adicionales de la función de transferencia HVSR. | 97 |
| 4.21 | Función de transferencia HVSR con múltiples picos. | 97 |
| 4.22 | Archivos exportados con el software Geopsy. | 98 |
| 4.23 | Curva HVSR con múltiples picos, siendo el segundo de origen industrial. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 98 |
| 4.24 | Identificación de picos de origen industrial mediante el algoritmo Konno-Ohmachi. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 99 |
| 4.25 | Identificación de picos de origen industrial mediante la visualización de los espectros de Fourier. Extraído de Acerra <i>et al.</i> (2004). | 99 |
| 5.1 | Cuatro funciones de transferencia HVSR que representan cada tipo de curva encontrada. En cada gráfico se muestra el valor promedio de la razón espectral H/V, así como la desviación estándar superior e inferior asociada. a) Curva plana correspondiente al punto P25; b) curva con múltiples picos atenuados correspondiente al punto P105; c) curva de un único pico correspondiente al punto P81; y d) curva con múltiples picos correspondiente al punto P83. | 102 |
| 5.2 | Curva con pico atenuado que muestra un incremento considerable en su amplitud en bajas frecuencias correspondiente al punto P82. | 103 |
| 5.3 | Curva plana sin picos identificables que muestra un incremento considerable en su amplitud en bajas frecuencias correspondiente al punto P152. | 104 |
| 5.4 | Curva con múltiples picos frecuenciales correspondiente al punto P89. | 104 |
| 5.5 | Curva con múltiples picos frecuenciales con el segundo pico por fuera del rango de frecuencias de muestreo (sombreado a la derecha) correspondiente al punto P28. | 105 |

| | | |
|------|--|-----|
| 5.6 | Clasificación de todas las funciones de transferencia HVSR en cuatro familias espectrales. a) Familia N: curvas planas o atenuadas; b) familia I: frecuencias bajas; c) familia II: frecuencias intermedias; d) familia III: frecuencias altas. La barra gris en el intervalo [0.1, 0.3] Hz indica la banda frecuencial en la cual no es posible calcular picos frecuenciales coherentes. | 107 |
| 5.7 | a) Función de transferencia plana sin picos determinables correspondiente al punto P101; b) Curva con múltiples picos atenuados correspondiente al punto P105. . . . | 108 |
| 5.8 | Valores promedio de las funciones de transferencia individuales agrupadas por familias espectrales (línea roja continua), mostrando su comportamiento general. a) Familia N: con curvas prácticamente planas en frecuencias superiores a 1.0 Hz; b) familia I: muestra un rápido decaimiento en altas frecuencias; c) familia II: los picos frecuenciales individuales se localizan después de los 2.0 Hz, esta muestra un comportamiento más estrecho; d) familia III: los picos frecuenciales se encuentran concentrados en frecuencias altas. | 109 |
| 5.9 | Mapa de microzonificación sísmica basado en las frecuencias fundamentales en la Zona Oeste del AMSS. | 110 |
| 5.10 | Mapa de microzonificación sísmica basado en las frecuencias fundamentales en el Centro Histórico de San Salvador. | 112 |
| 6.1 | Funciones de transferencia HVSR obtenidas a partir de registros con el sismómetro GeoBox. Las curvas HVSR correspondientes a estos puntos, obtenidas con el sismómetro Güralp, se encuentran en los apéndices. | 114 |
| 6.2 | a) Función de transferencia HVSR obtenida a partir del registro realizado con el sismómetro Güralp; b) función de transferencia HVSR obtenida a partir del registro realizado con el sismómetro GeoBox. | 115 |
| 6.3 | Relación de la geología superficial con las frecuencias fundamentales en la Zona Oeste del AMSS. | 117 |
| 6.4 | Relación de la geología superficial con las frecuencias fundamentales en el Centro Histórico de San Salvador. | 119 |
| 6.5 | Distribución de rocas rígidas en el Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Schmidt-Thomé (1975). | 120 |
| 6.6 | Mapa de la distribución de los depositos de Tierra Blanca Joven. Extraído de Dull <i>et al.</i> (2019) | 121 |
| 6.7 | Relación de la geomorfología con las frecuencias fundamentales en la Zona Oeste del AMSS. | 122 |
| 6.8 | Relación de la geomorfología con las frecuencias fundamentales en el Centro Histórico de San Salvador. | 123 |
| 6.9 | Distribución de los tipos de funciones de transferencia en el área de estudio. | 124 |

| | | |
|------|--|-----|
| 6.10 | Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en la Zona Oeste del AMSS. | 126 |
| 6.11 | Curvas doble pico con el segundo pico en frecuencias altas (III). a) Punto P21; b) punto P22. | 127 |
| 6.12 | Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en el Centro Histórico de San Salvador. | 128 |
| 6.13 | Sección litológica A-A' (imagen superior); ubicación de la sección A-A' en el mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en la Zona Oeste del AMSS (imagen inferior). | 130 |
| 6.14 | Función de transferencia con múltiples picos atenuados correspondiente al punto P105. | 131 |
| 6.15 | Función de transferencia con múltiples picos correspondiente al punto P109. | 131 |
| 6.16 | a) Función de transferencia con múltiples picos correspondiente al punto P89; b) función de transferencia con frecuencia fundamental alta correspondiente al punto P92. | 132 |
| 6.17 | Función de transferencia con frecuencia fundamental intermedia correspondiente al punto P78. | 132 |
| 6.18 | Función de transferencia con frecuencia fundamental intermedia correspondiente al punto P75. | 133 |
| 6.19 | Funciones de transferencia con frecuencias fundamentales bajas. a) Punto P56; b) punto P57. | 134 |
| 6.20 | Función de transferencia con frecuencia fundamental intermedia correspondiente al punto P62. | 134 |
| 6.21 | Sección litológica B-B' (imagen superior); ubicación de la sección B-B' en el mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en la Zona Oeste del AMSS (imagen inferior). | 135 |
| 6.22 | Función de transferencia con frecuencia fundamental alta correspondiente al punto P134. | 136 |
| 6.23 | Función de transferencia con múltiples picos correspondiente al punto P129. | 136 |
| 6.24 | Función de transferencia con frecuencia fundamental alta correspondiente al punto 140. | 137 |
| 6.25 | Funciones de transferencia HVSR en el dominio de los períodos; a) curva plana; b) curva de un único pico; c) curva con múltiples picos con T_s a la derecha. | 138 |
| 6.26 | Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en el dominio de los períodos en la Zona Oeste del AMSS. | 139 |
| 6.27 | Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en el dominio de los períodos en el Centro Histórico de San Salvador. | 140 |
| 6.28 | Microzonificación propuesta por Ingvarsson y Johansson (1996). | 141 |

| | |
|--|-----|
| 6.29 Mapa de microzonificación propuesto por Kattan (2011), adaptado de la misma fuente. | 142 |
| 6.30 Evaluación de la resonancia suelo-estructura en la Zona Oeste del AMSS. | 145 |
| 6.31 Evaluación de la resonancia suelo-estructura en el Centro Histórico de San Salvador. | 146 |

Índice de tablas

| | | |
|-----|---|-----|
| 1 | Datos de entrada según la escala del mapeo y el nivel de la zonificación. Adaptado de ISSMGE (1999). | xx |
| 1.1 | Factores de incremento de aceleración del terreno con respecto a los espesores de TBJ. Extraído de Martínez (1979). | 24 |
| 1.2 | Intervalos de períodos utilizados para las microzonas y factor de amplificación. Extraído de Linares (1985). | 24 |
| 1.3 | Zonificación geotécnica. Extraído de Aguilar C. (1990). | 27 |
| 1.4 | Intervalos de períodos utilizados para el mapa de microzonas. Extraído de Aguilar C. (1990). | 28 |
| 1.5 | Períodos fundamentales para el AMSS. Extraído de Ingvarsson y Johansson (1996). | 29 |
| 2.1 | Equivalencias entre distintos pares de constantes elásticas. | 40 |
| 2.2 | Métodos de combinación de las componentes horizontales según Albarello y Lunedei (2013). | 55 |
| 2.3 | Resumen de las fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia. Adaptado de S. Bonnefoy-Claudet, Cotton, y Bard (2006). | 56 |
| 2.4 | Resumen de las razones entre ondas Rayleigh y Love presentes en el campo de ondas de ruido sísmico. Adaptado de S. Bonnefoy-Claudet <i>et al.</i> (2006). | 58 |
| 2.5 | Resumen del conocimiento actual de la naturaleza y composición del campo de ondas del ruido sísmico. Adaptado de Piersanti (2016). | 59 |
| 3.1 | Listado de sismos que han causado destrucción significativa en la ciudad de San Salvador desde 1700. | 77 |
| 4.1 | Duración del registro recomendada. Adaptado de (Acerra <i>et al.</i> , 2004). | 92 |
| 5.1 | Estadísticas de los tipos de funciones de transferencia HVSR encontradas en la ZOAMSS y CHSS. | 105 |
| 6.1 | Períodos naturales para un edificio RC según el número de pisos. | 144 |

Resumen

Esta tesis investiga los efectos locales de sitio en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y en el Centro Histórico de San Salvador, utilizando mediciones de ruido sísmico analizadas mediante el método de razones espectrales (HVSR) de Nakamura para determinar las frecuencias de resonancia fundamentales del suelo. Las funciones de transferencia se clasificaron en cuatro familias espectrales: N (curvas planas o atenuadas), I (frecuencias bajas), II (frecuencias intermedias) y III (frecuencias altas). A partir de esta clasificación, se elaboró un mapa de microzonificación sísmica que revela diversas zonas con comportamientos sísmicos distintos. Se analizaron funciones de transferencia con picos secundarios y su impacto en la respuesta sísmica. En base a esto se elaboró un nuevo mapa de microzonificación con la superposición de los picos secundarios. Los resultados fueron evaluados en relación con la geomorfología y la geología, tanto superficial como a profundidad, utilizando secciones litológicas, mostrando que las frecuencias fundamentales se correlacionan adecuadamente con las características geomorfológicas y los distintos estratos geológicos.

Las curvas planas o atenuadas se asociaron con sitios con estratos de tobas y lavas superficiales de gran espesor; las frecuencias altas corresponden a sitios de roca dura, caracterizados por tobas y lavas con cubiertas delgadas de materiales menos consolidados; las frecuencias bajas e intermedias se asocian con sitios con grandes espesores de piroclásticos. Las curvas con picos secundarios aparecen en sitios dominados por frecuencias fundamentales bajas e intermedias, donde suele haber intercalaciones de lavas y tobas rígidas a poca profundidad con materiales menos consolidados. Finalmente, se realizó un análisis de los resultados en el dominio de los períodos para evaluar el fenómeno de la resonancia suelo-estructura. Se encontró que la mayoría de los sitios presentan períodos naturales largos e intermedios, lo que podría afectar a edificios altos (de 6 a 10 pisos en la Zona Oeste del AMSS y de 6 a 25 pisos en el Centro Histórico de San Salvador) y a edificios medianos (de 3 a 5 pisos en ambas zonas). A pesar de la menor cantidad de períodos naturales cortos, la presencia de curvas con picos secundarios indica que incluso los edificios de 1 a 2 pisos podrían experimentar resonancia sísmica durante un terremoto.

palabras clave: frecuencia fundamental, familias espectrales, picos secundarios, resonancia sísmica.

Abstract

This thesis investigates the local site effects in the Western Zone of the San Salvador Metropolitan Area and in the Historic Center of San Salvador, using seismic noise measurements analyzed through Nakamura's Spectral Ratio Method (HVSR) to determine the fundamental resonance frequencies of the soil. The transfer functions were classified into four spectral families: N (flat or attenuated curves), I (low frequencies), II (intermediate frequencies), and III (high frequencies). Based on this classification, a seismic microzoning map was created, revealing various areas with distinct seismic behaviors. Transfer functions with secondary peaks were analyzed, along with their impact on the seismic response. A new microzoning map was then developed by incorporating the secondary peaks. The results were analyzed with respect to both the geomorphological and geological characteristics, considering surface and subsurface levels, through the examination of lithological sections. This analysis showed that the fundamental frequencies correlate well with geomorphological characteristics and different geological strata.

Flat or attenuated curves were associated with sites containing thick superficial layers of tuff and lava; high frequencies corresponded to hard rock sites characterized by tuff and lava with thin overlays of less consolidated materials; low and intermediate frequencies were associated with sites with large thicknesses of pyroclastic deposits. Curves with secondary peaks appeared in sites dominated by low and intermediate fundamental frequencies, where intercalations of rigid lavas and tuffs at shallow depths with less consolidated materials are common. Finally, an analysis of the results in the period domain was performed to evaluate the soil-structure resonance phenomenon. It was found that most sites exhibit long and intermediate natural periods, which could affect high-rise buildings (6 to 10 stories in the Western Zone of the AMSS and 6 to 25 stories in the Historic Center of San Salvador) and medium-rise buildings (3 to 5 stories in both areas). Despite fewer short natural periods, the presence of curves with secondary peaks indicates that even small buildings (1 to 2 stories) could experience seismic resonance during an earthquake.

key words: fundamental frequency, spectral families, secondary picks, seismic resonance.

Introducción

Desde su fundación en 1545, la ciudad de San Salvador ha experimentado numerosos episodios de destrucción causados por terremotos. A lo largo de su historia, la ciudad ha sido devastada en al menos doce ocasiones por sismos corticales y seis veces por eventos regionales localizados en la fosa de subducción. Considerando la importancia del Área Metropolitana de San Salvador, la alta frecuencia de eventos sísmicos y su marcada vulnerabilidad ante daños, se han llevado a cabo diversos proyectos de microzonificación sísmica desde la década de 1970 (Schmidt-Thomé, 1975; Martínez, 1979; Linares, 1985; Faccioli *et al.*, 1988; Aguilar C., 1990; Guzmán *et al.*, 1996; Ingvarsson y Johansson, 1996; Kattan, 2011).

Estos estudios difieren en función de las propiedades consideradas para determinar las características dinámicas del suelo; algunos se basan en propiedades geológicas y geotécnicas, mientras que otros se fundamentan en el análisis de espectros de frecuencia de señales sísmicas fuertes, débiles y de ruido sísmico. Además, existen investigaciones que emplean una combinación de ambos enfoques. A pesar de las diferencias metodológicas, los estudios muestran una considerable concordancia en la distribución de las frecuencias fundamentales. Sin embargo, estos estudios también coinciden en que sus análisis se realizan exclusivamente en la parte más superficial del subsuelo, usualmente hasta la primera capa de lavas identificada en el perfil litológico. Esta limitación puede conducir a una sobreestimación de la primera capa de lavas, interpretándola como un basamento somero, aunque sea muy delgada, ignorando la posible aparición de estratos de materiales menos rígidos y densos por debajo de ella, y en consecuencia, subestimando la influencia del basamento más profundo.

El presente estudio tiene como objetivo principal caracterizar los efectos de sitio en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y en el Centro Histórico de San Salvador. Esta caracterización de la respuesta sísmica del sitio se lleva a cabo mediante mediciones de ruido sísmico y análisis detallados de las funciones de transferencia, enfocándose particularmente en la determinación de las frecuencias de resonancia del suelo. Los análisis se realizan utilizando el método de las razones espectrales, propuesto por Nakamura (1989), el cual se basa en la determinación de la relación espectral de las amplitudes de Fourier de las componentes horizontales respecto a la componente vertical de los registros de ruido sísmico en superficie. La principal ventaja de este método radica en su simplicidad y bajo costo, ya que solo requiere un sismómetro para obtener los parámetros dinámicos del suelo (Lermo y Chávez-García, 1992; Bard, 1999). Los resultados de estos análisis permiten clasificar los sitios según sus efectos de sitio, facilitando la subdivisión del área en microzonas con comportamientos sísmicos similares, contribuyendo así a la elaboración de una microzonificación sísmica detallada.

Es importante destacar que esta subdivisión en microzonas no se limita a describir los sitios exclusivamente en función de la frecuencia de resonancia fundamental, sino que también considera

el resto de frecuencias de resonancia adicionales para proporcionar una descripción completa de las condiciones del sitio. Este enfoque considera tanto la influencia de los estratos superficiales de lavas, que se asocian a frecuencias secundarias en valores altos, como la del basamento, que se manifiesta en la frecuencia fundamental. Los mapas de microzonificación resultantes y las frecuencias de resonancia identificadas constituirán herramientas esenciales para la evaluación del fenómeno de resonancia suelo-estructura, aportando significativamente a la protección de la infraestructura existente y a la planificación de futuros desarrollos urbanos.

Zonificación sísmica

La zonificación sísmica consiste en la elaboración de mapas destinados a identificar los riesgos sísmicos que pueden afectar estructuras ingenieriles. Este proceso implica dividir un área en zonas más pequeñas que comparten una probabilidad similar de experimentar peligros sísmicos. Estos peligros incluyen no solo la posibilidad de que ocurran terremotos, sino también los procesos sísmicos inducidos como movimientos del suelo, inestabilidad de laderas y licuefacción. Los mapas de zonificación sísmica pueden realizarse a nivel nacional, en un proceso denominado macrozonificación, o a nivel local, conocido como microzonificación (Finn *et al.*, 2004). En términos generales, la microzonificación sísmica ofrece una descripción más detallada de las condiciones locales en comparación con la macrozonificación, que proporciona una perspectiva más amplia del área analizada. No obstante, estos términos no definen una escala específica en el mapeo. En cambio, la escala de los mapas se determina en función del nivel de detalle de su elaboración, que depende de la cantidad y calidad de la información recogida (Mihalić *et al.*, 2011).

La zonificación sísmica es un concepto amplio que abarca diversas disciplinas y métodos de análisis. Se centra en los tres fenómenos geotécnicos principales derivados de un evento sísmico: (1) movimientos del suelo; (2) inestabilidad de laderas; y (3) licuefacción. En la tabla 1 se proporciona un resumen de las distintas técnicas geológicas, geofísicas y geotécnicas empleadas para la evaluación de los peligros sísmicos, incluyendo la escala del mapeo y el nivel de zonificación asociado con la información recopilada.

En este apartado, nos centraremos exclusivamente en los movimientos del suelo, dado que es el único fenómeno geotécnico considerado en el estudio actual. La evaluación de los movimientos del suelo se fundamenta en la descripción de tres aspectos principales: (1) la sismicidad regional y local (catálogo sísmico); (2) la atenuación de la intensidad del movimiento de suelo; (3) y la distribución del movimiento de suelo, conocido como *efectos de sitio*. Estos tres aspectos determinan el grado de detalle de la zonificación, permitiendo la diferenciación entre investigaciones a escala regional o nacional, y estudios más localizados.

En este contexto, la macrozonificación sísmica es la subdivisión de áreas en zonas con características sísmicas y geológicas homogéneas, generalmente a escalas regionales o nacionales. Este

| | Nivel I | Nivel II | Nivel III |
|---------------------------------|---|--|--|
| Movimientos del suelo | Terremotos históricos e información existente Mapas geológicos Entrevistas con residentes locales | Ruido sísmico Estudios geotécnicos simplificados | Investigaciones geotécnicas Análisis de respuesta del suelo |
| Inestabilidad de laderas | Terremotos históricos e información existente Mapas geológicos y geomorfológicos | Fotografías aéreas y teledetección Estudios de campo Datos de vegetación y precipitación | Investigaciones geotécnicas Análisis |
| Licuefacción | Terremotos históricos e información existente Mapas geológicos y geomorfológicos | Fotografías aéreas y teledetección Estudios de campo Entrevistas con residentes locales | Investigaciones geotécnicas Análisis |
| Escala de mapeo | 1:1000000–1:50000 | 1:100000–1:10000 | 1:25000–1:5000 |

Tabla 1: Datos de entrada según la escala del mapeo y el nivel de la zonificación. Adaptado de ISSMGE (1999).

proceso incluye la elaboración de catálogos sísmicos y la ubicación de las fallas activas en mapas. La evaluación de los peligros sísmicos se realiza mediante enfoques determinísticos DSHA (*Deterministic Seismic Hazard Analysis*), o enfoques probabilísticos PSHA (*Probabilistic Seismic Hazard Analysis*). Se consideran parámetros dinámicos del suelo, tales como PGA (*Peak Ground Acceleration*), PGV (*Peak Ground Velocity*) y SA (*Spectral Acceleration*), con una probabilidad específica de ocurrencia.

La zonificación a este nivel se utiliza para describir las condiciones estándar del suelo, que generalmente se categorizan como sitios de roca dura o de suelo rígido. Esto a su vez, sirve para generar los requerimientos de construcción mínimos a nivel nacional, es decir, para desarrollar los códigos de construcción (códigos sísmicos). Por lo tanto, la macrozonificación sísmica es una descripción nacional o regional de los peligros sísmicos, que sirve para construir una visión general de las condiciones estándares del terreno. No obstante, en la práctica del manejo del uso de suelos o la planificación urbana, la macrozonificación resulta ineficaz para describir las condiciones locales del sitio debido directamente a la información utilizada para su elaboración. Por ello, la macrozonificación es reemplazada por la microzonificación, que se enfoca en las condiciones locales del sitio (Mihalić *et al.*, 2011).

La microzonificación sísmica se encarga de la evaluación de los efectos de sitio, proporcionando una descripción más detallada de las condiciones locales (Finn *et al.*, 2004). Las principales metodologías empleadas en la creación de una microzonificación sísmica incluyen la descripción

de la geología superficial, investigaciones geotécnicas, pruebas geofísicas y el muestreo de suelos mediante perforaciones para realizar análisis en laboratorio. Estas investigaciones deben alcanzar la profundidad del basamento; los perfiles de suelos se pueden definir mediante pruebas de penetración, como el SPT (*Standard Penetration Test*) para suelos no cohesivos o relativamente rígidos y CPT (*Cone Penetration Test*) para suelos blandos. Además, se utilizan métodos geofísicos, principalmente los métodos *Down-hole* y *Cross-hole* (ISSMGE, 1999).

En ausencia de datos directos del sitio, se puede obtener información indirecta sobre la frecuencia fundamental del sitio mediante mediciones de ruido sísmico. El ruido sísmico se refiere a las vibraciones ambientales del suelo causadas por perturbaciones naturales o artificiales, como el viento, las olas del mar, el tráfico y la maquinaria industrial. Para llevar a cabo estas mediciones se utilizan sismómetros de alta sensibilidad (Molnar *et al.*, 2022). Además, los parámetros dinámicos del suelo suelen analizarse mediante metodologías como la de las razones espectrales HVSR de Nakamura (1989). En este contexto, la determinación del factor de amplificación del sitio se realiza mediante la comparación de la velocidad de onda de corte de la capa superficial con la del basamento.

Las microzonificaciones sísmicas más detalladas emplean métodos que requieren análisis de respuesta del sitio, incluyendo análisis lineales y no lineales en una dimensión, así como análisis en dos y tres dimensiones. Para realizar análisis equivalentes-lineales y no lineales, se requieren pruebas de laboratorio adicionales. Entre los programas informáticos basados en análisis equivalentes-lineales, SHAKE2000 (Schnabel, 1972) destaca como uno de los más utilizados.

Capítulo I. Problema de Investigación

1.1 Planteamiento del problema de investigación

La destrucción causada por los terremotos depende en gran medida de las condiciones locales del sitio, conocidas como efectos de sitio. Estos efectos resultan de la interacción entre la fuente sísmica y las características geomorfológicas y litoestratigráficas de la región afectada, lo que puede amplificar o atenuar el impacto del movimiento sísmico. El Área Metropolitana de San Salvador es particularmente vulnerable a amplificaciones adicionales de los movimientos sísmicos debido a la compleja disposición de los estratos en el subsuelo. Esta vulnerabilidad se ve acentuada por el conocimiento limitado acerca de la influencia que ejerce la intercalación de estratos rígidos con otros menos consolidados en las capas superficiales del subsuelo sobre la respuesta sísmica.

La descripción detallada de la distribución de los efectos de sitio en esta área proporcionará nuevas perspectivas para la evaluación de los riesgos sísmicos asociados con peligros geotécnicos, como la amplificación del movimiento del terreno. Además, ofrecerá una guía esencial para el desarrollo urbano futuro al establecer una metodología para la evaluación de la resonancia suelo-estructura, lo que es fundamental para la planificación y diseño de infraestructuras más resilientes. Este proyecto tiene como objetivo profundizar en la comprensión del impacto de las condiciones locales sobre la respuesta sísmica en la zona de estudio, con un enfoque particular en la influencia de la intercalación de estratos rígidos con otros menos consolidados. A través del uso de mediciones de ruido sísmico, se calcularán parámetros dinámicos que permitirán caracterizar los suelos de San Salvador y clasificar las áreas en zonas homogéneas según los efectos de sitio identificados, contribuyendo así a una mejor gestión de los riesgos sísmicos en la región.

1.2 Antecedentes de microzonificaciones en el AMSS

Desde la década de 1970, se han llevado a cabo diversos estudios de microzonificación sísmica en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS). Estos estudios varían en función de las propiedades utilizadas para determinar las características dinámicas del suelo; algunos se basan en propiedades geológicas y geotécnicas, mientras que otros se fundamentan en el análisis de espectros de frecuencia de señales sísmicas fuertes, débiles y ruido sísmico. Además, existen estudios que emplean una combinación de ambos enfoques. Los estudios se presentan en el orden cronológico en el que fueron realizados.

1.2.1 Microzonificación sísmica de Schmidt-Thomé (1975)

El primer estudio fue realizado por Schmidt-Thomé (1975) como parte del *Plan 80 para el desarrollo y planificación de la ciudad*. Este estudio se centró en la identificación y delimitación de las

formaciones geológicas, las fallas presentes, así como en la distribución de los espesores de *Tierra Blanca Joven* (TBJ), los flujos de lava y las zonas de roca dura en la región (Bommer *et al.*, 1998).

El principal resultado de esta investigación se reflejó en la elaboración de un mapa que muestra los diferentes espesores de los depósitos de TBJ. Estos espesores parecen estar directamente relacionados con la magnitud del movimiento sísmico y los daños ocasionados durante el terremoto del 3 de mayo de 1965. Se observó que las zonas con los espesores más significativos de TBJ también experimentaron las mayores intensidades durante el terremoto (Faraone *et al.*, 2023).

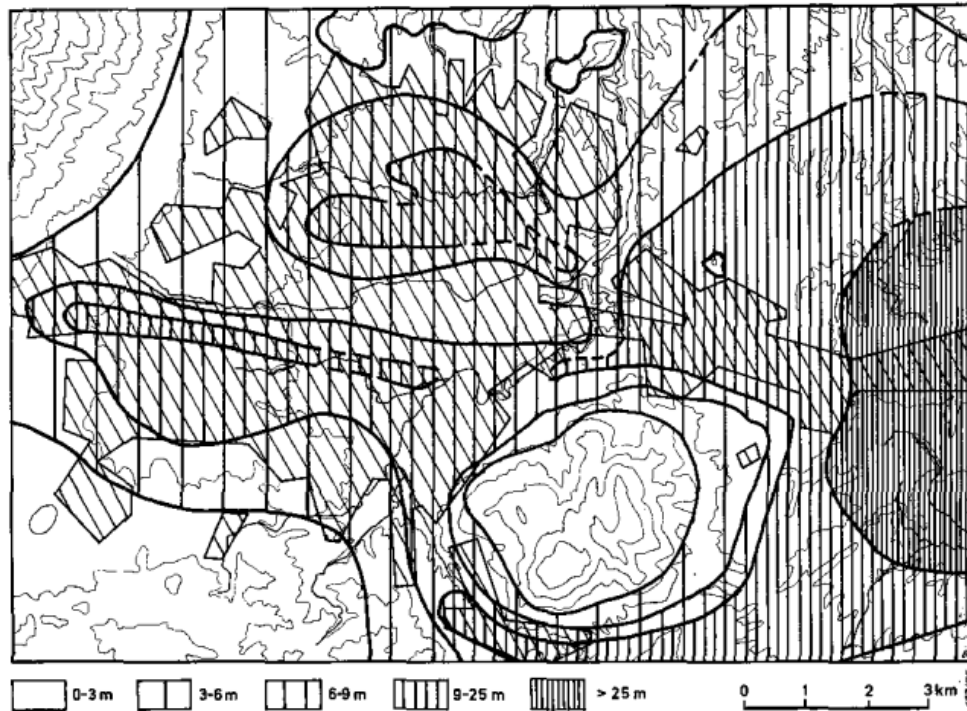


Figura 1.1: Distribución de espesores de TBJ en el Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Schmidt-Thomé (1975).

1.2.2 Microzonificación sísmica de Martínez (1979)

Martínez (1979) elaboró un mapa de isoaceleraciones para el AMSS, utilizando información preliminar sobre la geología del subsuelo, los sistemas de fallas y la variación de los valores de aceleración del terreno en función del tipo de suelo. La aceleración del terreno se determinó mediante una relación empírica entre los valores de desplazamiento del terreno registrados por una serie de sismoscopios ubicados en el AMSS durante el terremoto del 4 de febrero de 1976 en Guatemala, y los datos obtenidos de estaciones de acelerógrafos y sismoscopios durante el terremoto del 19 de febrero de 1971 en San Fernando, California (Bommer *et al.*, 1998).

En la siguiente tabla se presentan los parámetros obtenidos por Martínez (1979). Esta tabla ilustra

la relación directa entre el incremento de la aceleración del movimiento del terreno, el espesor de los depósitos de TBJ y la profundidad del basamento. Sin embargo, la validez de esta microzonificación está restringida a terremotos de campo lejano, dado que los eventos sísmicos utilizados para su análisis fueron de larga distancia.

| Espesor TBJ (m) | Observaciones | Factor de incremento |
|-----------------|--------------------------------|----------------------|
| 0-3 | Roca en la base | 1.00 |
| 3-6 | Roca en la base | 1.20 |
| 6-9 | Roca en la base | 1.50 |
| 9-25 | Roca en la base | 1.75 |
| 0-9 | Roca a profundidad desconocida | 2.25 |
| 9-25 | Roca a profundidad desconocida | 2.50 |
| > 25 | Roca a profundidad desconocida | 5.00 |

Tabla 1.1: Factores de incremento de aceleración del terreno con respecto a los espesores de TBJ. Extraído de Martínez (1979).

1.2.3 Microzonificación sísmica de Linares (1985)

Esta investigación se basó en la observación de microsismos, espectros de respuesta, y registros de sismoscopios y acelerógrafos ubicados en el AMSS. No obstante, este estudio no examinó las propiedades dinámicas de los suelos (Bommer *et al.*, 1998). Con la información recopilada, el autor propuso un mapa de microzonificación en el que dividió el AMSS en seis microzonas, a las cuales se les asignó un factor de amplificación que varía entre 1.0 y 3.0, correspondiente a intervalos de 0.5 s. Véase la siguiente tabla.

| Zona | Período T[s] | Factor de amplificación |
|------|-------------------|-------------------------|
| I | $T < 0.20$ | 1.0 |
| II | $0.20 < T < 0.40$ | 1.5 |
| III | $0.40 < T < 0.60$ | 2.0 |
| IV | $0.60 < T < 0.80$ | 2.5 |
| V | $0.80 < T < 1.00$ | 3.0 |
| VI | $T < 0.20$ | >3.0 |

Tabla 1.2: Intervalos de períodos utilizados para las microzonas y factor de amplificación. Extraído de Linares (1985).

En el mapa de microzonificación, que se muestra en la figura 1.2, se aprecian claramente las seis zonas en las que Linares (1985) dividió el AMSS. Las zonas con los períodos más cortos se ubican tanto al noroeste, en las faldas del volcán San Salvador, como al noreste, y al sureste, en el cerro San Jacinto. La zona del Centro Histórico de San Salvador está caracterizada por períodos intermedios (zona III), mientras que los períodos más largos se encuentran en la zona del Boulevard Venezuela.

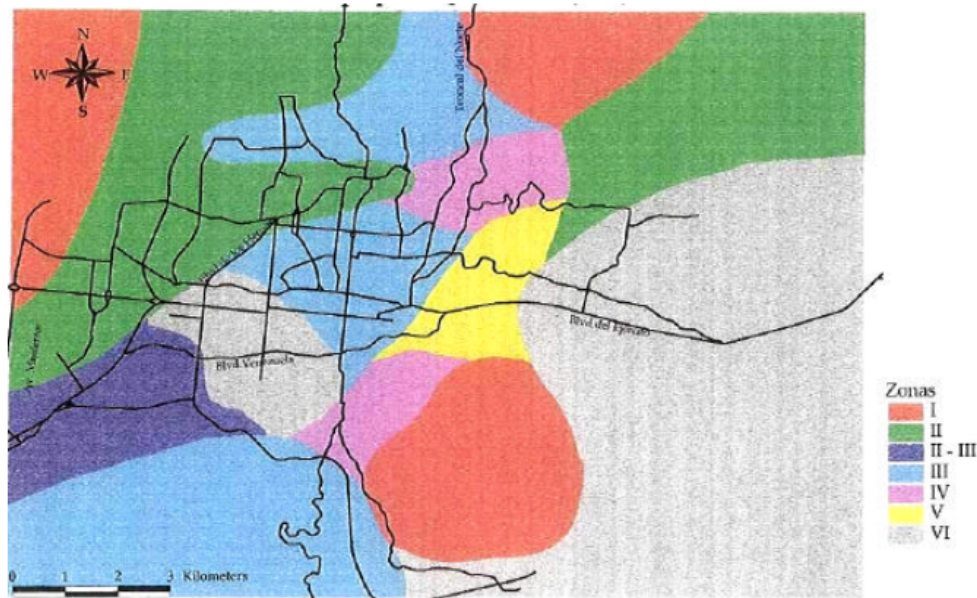


Figura 1.2: Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Linares (1985).

1.2.4 Microzonificación sísmica de Faccioli *et al.* (1988)

Como parte de un programa de cooperación entre el gobierno italiano y el gobierno de El Salvador, Faccioli *et al.* (1988) desarrollaron un mapa de microzonificación sísmica para la región sur-central del AMSS. Realizaron un análisis de respuesta utilizando los registros del terremoto del 10 de octubre de 1986 ($5.7 M_w$) como entrada. Además, recolectaron y organizaron datos de investigaciones del subsuelo, estudios geofísicos y pruebas de laboratorio. Identificaron las zonas de tefra de Tierra Blanca Joven (TBJ) y tobas de color café con sus espesores, así como las áreas de relleno reciente. Se analizaron y clasificaron aproximadamente 600 perforaciones hasta una profundidad de 12 m, destacando la presencia de lava superficial.

Uno de los principales aportes del trabajo de Faccioli *et al.* (1988) es que destaca que la presencia de lavas superficiales no implica necesariamente la existencia de un basamento somero, ya que el subsuelo puede estar constituido por secuencias irregulares de lava y material piroclástico con variaciones significativas en espesores y propiedades mecánicas.

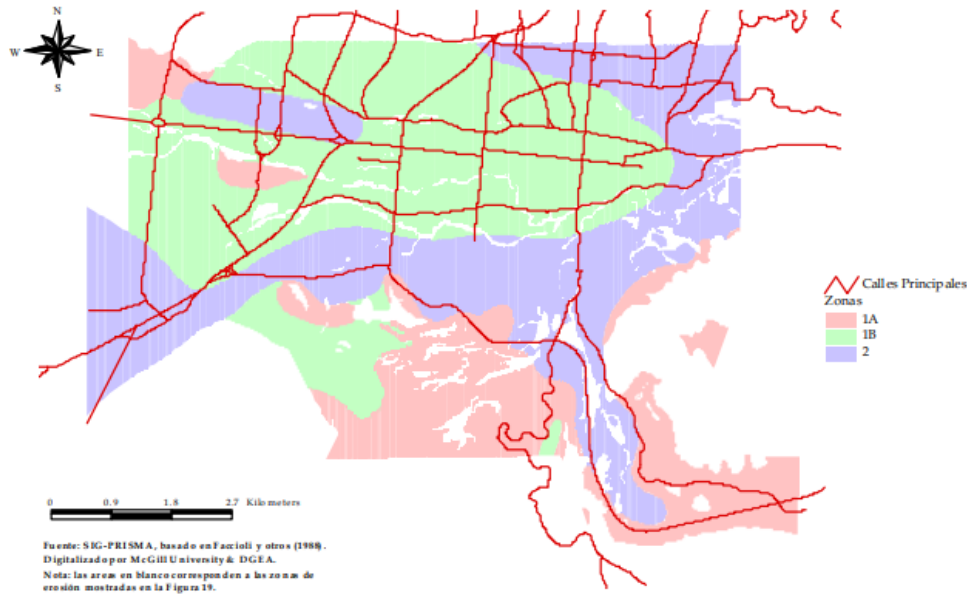


Figura 1.3: Microzonificación sísmica para el AMSS propuesta por Faccioli *et al.* (1988).

En este estudio se presenta un mapa basado en la geología superficial y perforaciones profundas, utilizando datos de 26 perforaciones (100-200 m de profundidad). Se identificaron dos zonas: Zona 1, con capas de lava de menos de 35 m de espesor, subdividida en Zona 1A (lava expuesta o a menos de 5 m de profundidad) y Zona 1B (lava entre 5 y 35 m de profundidad), con características sísmicas similares a un suelo estándar; y Zona 2, con capas de lava con espesores superiores a 65 m en los primeros 100 m, que podría comportarse como un sitio de roca o experimentar resonancia si hay una capa significativa de material suelto. Durante el terremoto de 1986, la Zona 1B experimentó los mayores daños, especialmente en los sitios con espesores de materiales sueltos de 15 a 25 m y con períodos de resonancia del suelo de 0.2 a 0.5 s, coincidiendo con los períodos fundamentales de muchos edificios dañados. La escasa cantidad de daños en el oeste de la ciudad se atribuye a la distancia de la fuente sísmica, la mejor calidad de construcción de los edificios (mayormente de una sola planta) y la reducción del espesor de suelo suelto. Asimismo, se observaron pocos daños en la Zona 2, cercanos a la proyección de la falla en la superficie.

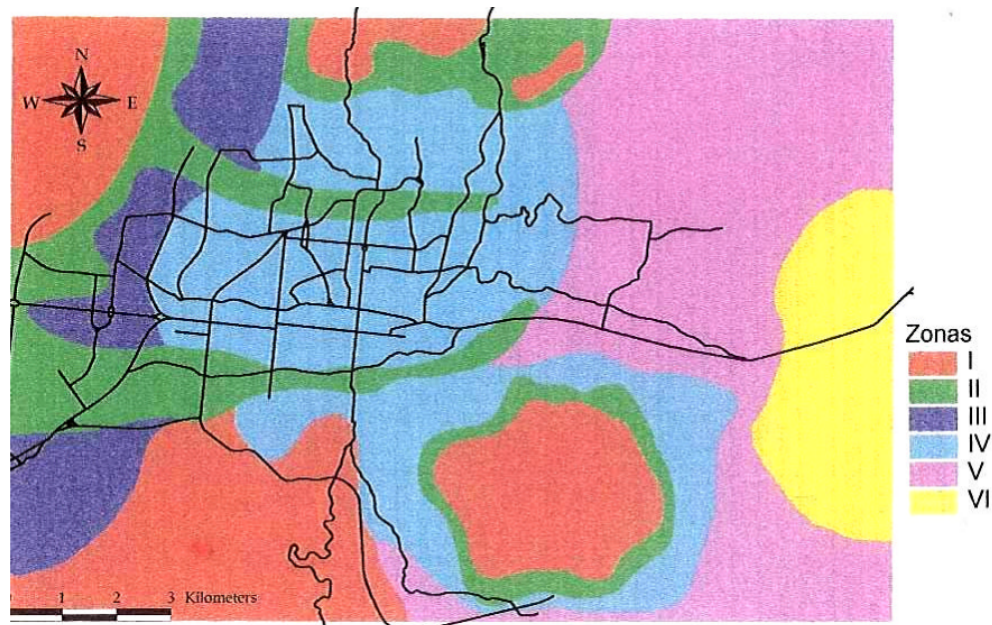
1.2.5 Microzonificación sísmica de Aguilar C. (1990)

Basándose en un mapeo detallado de las características geológicas y geotécnicas del AMSS, Aguilar C. (1990) realizó un análisis que incluyó la determinación de las propiedades mecánicas del suelo mediante ensayos SPT (*Standard Penetration Test*) y la correlación de los resultados de estos ensayos con los datos de refracción sísmica del mapa de Schmidt-Thomé (1975) y la profundidad del estrato rocoso. Como resultado, Aguilar C. (1990) dividió el AMSS en seis zonas, caracterizadas por períodos fundamentales que varían entre 0.095 y 0.89 s.

| Zona | Profundidad del basamento [m] | Período [s] |
|------|-------------------------------|-------------|
| I | 0.40 | 0.095 |
| II | 9.5 | 0.206 |
| III | 30.0 | 0.436 |
| IV | 35.0 | 0.620 |
| V | 65.0 | 0.890 |
| VI | >65.0 | >0.890 |

Tabla 1.3: Zonificación geotécnica. Extraído de Aguilar C. (1990).

Los períodos fundamentales más cortos (0.095 s), se encuentran en la región noroeste, en las faldas del volcán San Salvador; en el sur, en Antiguo Cuscatlán; y en el sureste, en el cerro San Jacinto. El centro del AMSS se caracteriza por un período fundamental de 0.620 s (Zona IV). Además, la Zona II presenta un período fundamental de 0.206 s, que parece correlacionarse con flujos de lava superficiales del volcán San Salvador.



Fuente: SIG-PRISMA, basado en Aguilar (1990).
Digitalizado por McGill University y DGEA.

Figura 1.4: Microzonificación propuesta por Aguilar C. (1990).

1.2.6 Microzonificación sísmica de Guzmán *et al.* (1996)

En el estudio geotécnico realizado por Guzmán *et al.* (1996), se elaboró un mapa de isoperíodos a partir de la información recopilada en investigaciones previas. Adicionalmente, se llevaron a cabo 40 pruebas de laboratorio con muestras superficiales recolectadas en diversas ubicaciones del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS). Estas pruebas permitieron determinar los parámetros dinámicos del suelo, facilitando la identificación de los períodos fundamentales asociados a diferentes columnas litológicas.

| Zona | Profundidad del basamento [m] |
|------|-------------------------------|
| I | <0.20 |
| II | 0.20-0.40 |
| III | 0.40-0.60 |
| IV | 0.60-0.80 |
| V | >0.80 |

Tabla 1.4: Intervalos de períodos utilizados para el mapa de microzonas. Extraído de Aguilar C. (1990).

Los resultados indicaron que los períodos fundamentales de los suelos en el AMSS varían entre 0.1 y 1.2 s. Se observó que la heterogeneidad en las curvas del mapa de isoperíodos está relacionada con las variaciones en la profundidad del estrato más rígido, que en este caso corresponde a las lavas. La mayor parte de la zona urbanizada del AMSS se encuentra en la zona IV, la cual presenta períodos fundamentales que oscilan entre 0.4 y 0.6 s.

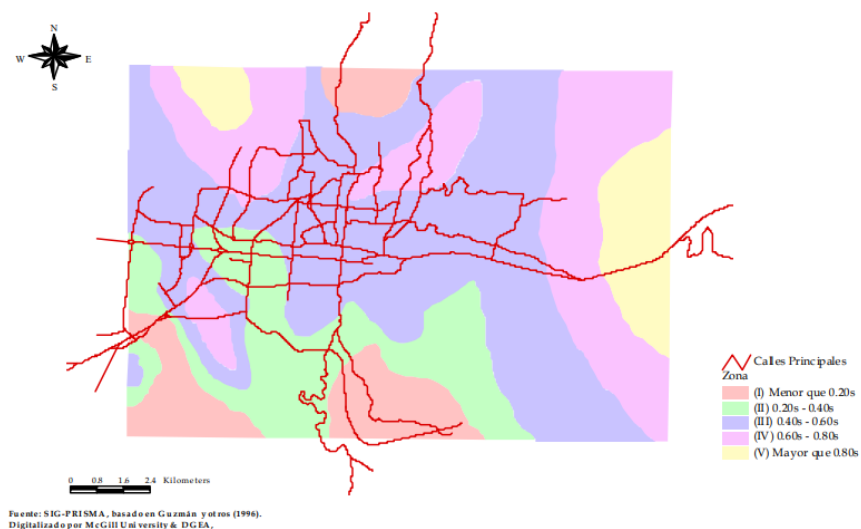


Figura 1.5: Microzonificación propuesta por Guzmán *et al.* (1996).

1.2.7 Microzonificación sísmica de Ingvarsson y Johansson (1996)

Con el objetivo de determinar las frecuencias fundamentales y los efectos de sitio en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), para evitar el fenómeno de resonancia entre las estructuras y el subsuelo, Ingvarsson y Johansson (1996) llevaron a cabo un estudio mediante mediciones de microtemores en 94 puntos distribuidos por el AMSS. Estas mediciones abarcaron áreas con diferentes tipos de geología, desde roca dura hasta suelos blandos de origen volcánico. Los datos obtenidos fueron analizados utilizando el método de Nakamura (1989).

Los valores de los picos frecuenciales obtenidos mediante mediciones de microtemores fueron comparados con los registros correspondientes al terremoto del 10 de octubre de 1986, revelando notables discrepancias entre ambas metodologías. Por ejemplo, el período fundamental calculado a partir del registro del terremoto en el Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG) es de 0.56 s, mientras que el período fundamental obtenido a partir de los resultados de microtemores en la misma ubicación es de 0.13 s (Bommer *et al.*, 1998).

| Zona | Períodos [s] |
|---|----------------|
| Región Oeste | 0.08-0.20 |
| Plan de La Laguna | 0.33-0.50 |
| Cerro de Mariona | inconsistentes |
| Las zonas aledañas a los ríos | |
| <i>a. Al sur de las dos corrientes de lava</i> | 0.17 |
| <i>b. Este del centro de la ciudad a lo largo del río Acelhuate</i> | 0.13-0.22 |
| <i>c. Zonas cercanas al río Urbina y San Antonio</i> | 0.13-0.22 |
| Cerro San Jacinto | 0.09 |
| La región este (Zonas cercanas al Lago de Ilopango) | 1.0 |

Tabla 1.5: Períodos fundamentales para el AMSS. Extraído de Ingvarsson y Johansson (1996).

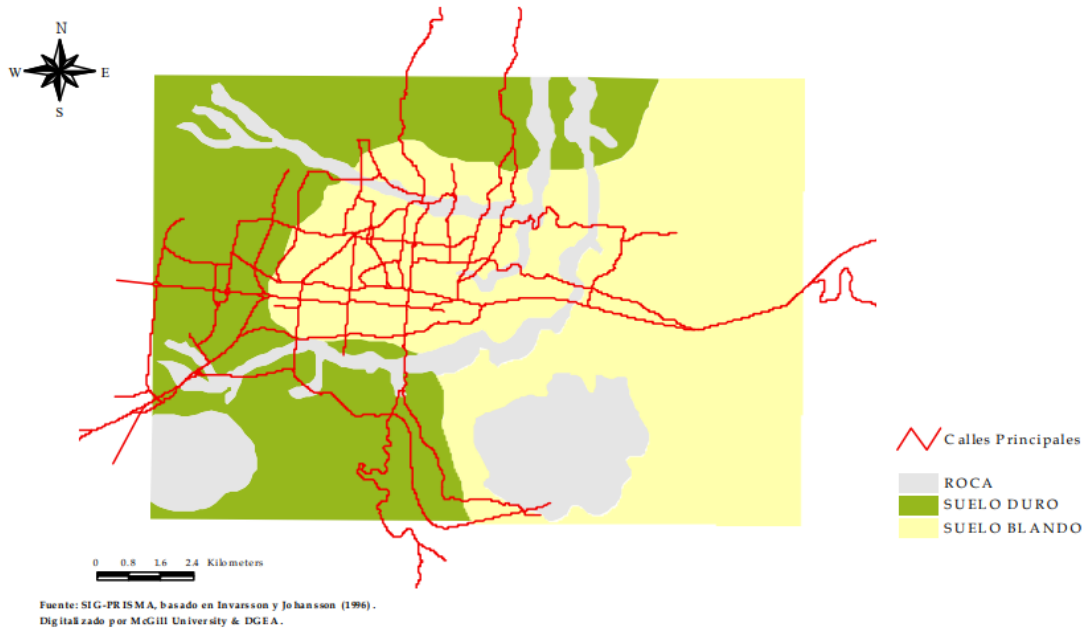


Figura 1.6: Microzonificación propuesta por Ingvarsson y Johansson (1996).

1.2.8 Microzonificación sísmica de Kattan (2011)

Esta microzonificación se fundamenta en la evaluación de la profundidad y las características dinámicas generalizadas de los depósitos piroclásticos no consolidados, los cuales se encuentran sobre una base rocosa constituida por una capa superficial de lavas basálticas/andesíticas. Kattan (2011) utilizó un análisis combinado de metodologías empíricas, incluyendo el método de las razones espectrales HVSR propuesto por Nakamura (1989) y el método de Borchardt (1970) para analizar movimientos sísmicos intensos y microtemores. Además, se emplearon métodos analíticos, tales como los *Espectros de Respuesta Normalizados* y el *Análisis de Sensibilidad*.

De acuerdo con Kattan (2011), aunque se han realizado numerosas microzonificaciones en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), la principal razón por la que no se ha logrado un producto final satisfactorio radica en la compleja geología de la región y en el conocimiento limitado sobre los efectos de la intercalación de estratos de sedimentos no consolidados con capas más rígidas, como las lavas superficiales. Estos estratos presentan un alto contraste de impedancias, lo cual podría provocar el atrapamiento e intensificación de las ondas sísmicas.

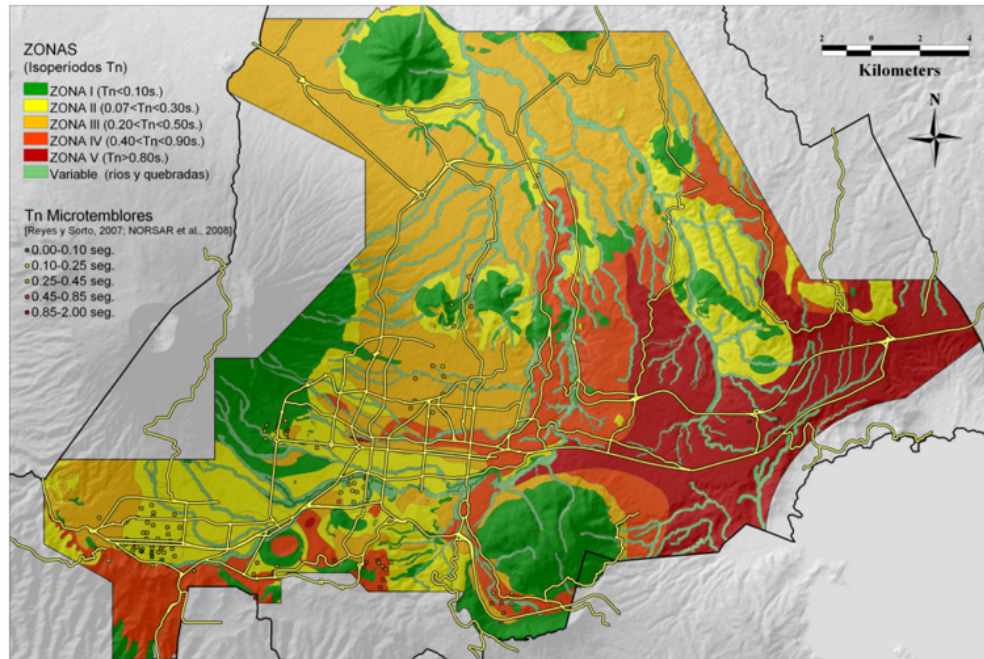


Figura 1.7: Microzonificación propuesta por Kattan (2011).

Una de las principales limitaciones de este estudio es que las correlaciones con investigaciones previas se han realizado únicamente en función de la geología superficial, tomando en cuenta la profundidad de los sedimentos sobre la base rocosa. Esto ha excluido los efectos de la intercalación de sedimentos y lavas, así como los efectos topográficos. Por consiguiente, resulta complicado extrapolar datos correspondientes a períodos largos, ya que en muchos casos estos están relacionados con la presencia de sedimentos intercalados. Adicionalmente, la delimitación inicial de las zonas se ha basado en la caracterización del sedimento superficial y en registros de microtemblores.

1.3 Justificación

El estudio de los efectos de sitio en el Área Metropolitana de San Salvador es relevante debido al elevado riesgo sísmico de la región. Esta vulnerabilidad se debe principalmente a la disposición y naturaleza de los estratos en el subsuelo. La presencia de capas superficiales poco consolidadas incrementa significativamente el riesgo de amplificación de los movimientos del terreno, lo que puede ocasionar daños severos a las estructuras urbanas. Comprender la distribución y magnitud de estos efectos es esencial no solo para una adecuada evaluación de los riesgos sísmicos asociados con peligros geotécnicos, como la amplificación del movimiento del terreno, sino también para el desarrollo de estrategias de mitigación que puedan integrarse en la planificación urbana futura. Este estudio proporcionará datos fundamentales para la clasificación de los suelos en zonas homogéneas según los efectos de sitio, lo que permitirá mejorar las normativas de construcción

y reducir el impacto de futuros eventos sísmicos. La aplicación de una metodología basada en mediciones de ruido sísmico proveerá de un conocimiento detallado de los parámetros dinámicos de los suelos, lo que contribuirá a la creación de modelos más precisos para predecir la respuesta sísmica del terreno. Estos resultados no solo serán valiosos para la protección de la infraestructura existente, sino que también guiarán las decisiones en nuevos desarrollos urbanos, asegurando que se consideren los riesgos de resonancia suelo-estructura desde la fase de planificación.

1.4 Objetivos

El análisis detallado de los efectos sísmicos locales es crucial para la comprensión y mitigación de riesgos en áreas urbanas, donde las características del terreno pueden amplificar o atenuar el impacto de los eventos sísmicos. En este contexto, es esencial desarrollar un conocimiento profundo sobre cómo las condiciones locales del sitio influyen en la respuesta sísmica, para así implementar medidas de mitigación adecuadas y diseñar infraestructuras que sean más resistentes a los terremotos. Este trabajo de investigación se enfoca en la evaluación de los efectos de sitio en dos sectores representativos del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS): la Zona Oeste del AMSS (ZOAMSS) y el Centro Histórico de San Salvador (CHSS).

1.4.1 Objetivo General

El objetivo general de la investigación es proporcionar una evaluación comprensiva y detallada de los efectos sísmicos locales en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y en el Centro Histórico de San Salvador.

1.4.2 Objetivos específicos

Para alcanzar este objetivo, se han establecido una serie de objetivos específicos.

- Determinar de la frecuencia fundamental del suelo en las áreas de estudio.
- Clasificar las funciones de transferencia en familias espectrales según su forma espectral y frecuencia fundamental.
- Elaborar un mapa detallado de microzonificación sísmica que permita visualizar las variaciones en la respuesta del suelo a nivel local.
- Describir las microzonas en función de sus características geomorfológicas y geológicas tanto superficial como a profundidad.

- Analizar los efectos de los contrastes de impedancia en los estratos superiores, causados por la intercalación de capas rígidas entre otras menos consolidadas, sobre la respuesta sísmica del sitio.
- Clasificar las microzonas de acuerdo con el tipo de edificación más susceptible a experimentar fenómenos de resonancia suelo-estructura.
- Comparar los resultados de la presente investigación con los obtenidos en estudios previos para validar las conclusiones alcanzadas.

Estos objetivos buscan ofrecer una comprensión integral de los efectos sísmicos locales y contribuir a la mejora de las estrategias de planificación y diseño para aumentar la resiliencia frente a eventos sísmicos.

Capítulo II. Fundamento teórico

2.1 Introducción

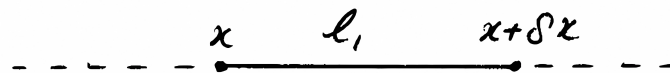
Este capítulo proporciona los fundamentos teóricos esenciales para la evaluación de los efectos de sitio y la elaboración de mapas de microzonificación sísmica. Comienza con una revisión de la teoría sísmica, abordando conceptos clave como la deformación, el esfuerzo, la ecuación de movimiento y las ondas sísmicas. A continuación, se detallan los efectos de sitio y el cálculo de una función de transferencia empírica, utilizada para interpretar la respuesta sísmica del suelo. Seguidamente, se introduce el método de razones espectrales HVSR, propuesto por Nakamura (1989), basado en la medición del ruido sísmico, el cual se emplea para el cálculo de la función de transferencia. Se analiza el origen del ruido sísmico, las ondas involucradas y los criterios de confiabilidad de las curvas HVSR. Finalmente, se aborda la clasificación de las funciones de transferencia en familias espectrales y su aplicación en la subdivisión de una región en zonas con comportamiento homogéneo, para la elaboración de mapas de microzonificación. Este enfoque integral permite una comprensión sólida de la utilización de métodos experimentales para una la evaluación de los efectos de sitio.

2.2 Teoría sísmica

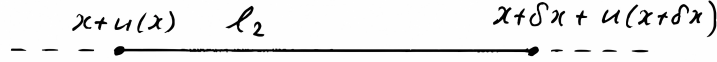
En esta sección se describe la teoría sísmica básica que sirve como fundamento para entender los efectos de sitio y la metodología para su evaluación. Tanto las definiciones como las propiedades de las ondas sísmicas descritas en esta sección se basan en lo expuesto en Stein y Wysession (2009), y Shearer (2019).

2.2.1 Deformación

La deformación se refiere al cambio en la forma o tamaño de un cuerpo. Cuando un medio se deforma, la posición de las partículas que lo componen cambia, resultando en un desplazamiento. Consideraremos la deformación del elemento de línea l_1 entre x y $x + \delta x$:



Debido a la deformación, la posición x se desplaza a $x + u(x)$ y $x + \delta x$ a $x + \delta x + u(x + \delta x)$, y l_1 se convierte en l_2 .



La deformación en la dirección x , ϵ_{xx} , puede ser definida como:

$$\epsilon_{xx} = \frac{l_2 - l_1}{l_1} = \frac{u(x + \delta x) - u(x)}{\delta x} \quad (2.1)$$

Si asumimos que δx es pequeño, podemos linearizar el problema alrededor del *estado de referencia* $u(x)$ utilizando una expansión de Taylor en $u(x + \delta x)$:

$$u(x + \delta x) = u(x) + \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \delta x + \mathcal{O}(\delta x^2) \approx u(x) + \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) \delta x \quad (2.2)$$

por lo tanto, la deformación en la dirección x es:

$$\epsilon_{xx} = \left(\frac{\partial u(x)}{\partial x} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u(x)}{\partial x} + \frac{\partial u(x)}{\partial x} \right) \quad (2.3)$$

La ecuación (2.3) representa la *deformación normal* en la dirección x . De manera análoga, se pueden derivar relaciones para la deformación normal en las otras direcciones principales, así como para la *deformación cortante* ϵ_{xy} y ϵ_{xz} , etc., las cuales implican la rotación de los elementos lineales dentro del medio. La forma general del tensor de deformación ϵ_{ij} se expresa como:

$$\begin{aligned} \epsilon_{ij} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u(x_i)}{\partial x_j} + \frac{\partial u(x_j)}{\partial x_i} \right) = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \\ &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) = \epsilon_{ij} \end{aligned} \quad (2.4)$$

con deformaciones normales para $i = j$ y deformaciones cortantes para $i \neq j$. El tensor de deformación de la ecuación (2.4) es simétrico, por lo que el número máximo de coeficientes diferentes es seis.

2.2.2 Esfuerzo

El esfuerzo se define como la fuerza ejercida sobre una unidad de área. Los esfuerzos pueden clasificarse en *esfuerzo normal* (de compresión o tracción), definido como la fuerza \mathbf{F}_\perp por unidad de área perpendicular al elemento de superficie δS , el cual produce un cambio de volumen; y en

esfuerzo cizalla (de torsión o corte), que corresponde a la fuerza \mathbf{F}_{\parallel} por unidad de área paralela a $\delta\mathbf{S}$, este produce un cambio en la forma del objeto sin alterar su volumen.

En el contexto del esfuerzo, la tracción se define como un vector que representa la fuerza total por unidad de área en $\delta\mathbf{S}$. Similar a la fuerza \mathbf{F} , la tracción \mathbf{t} puede descomponerse en $\mathbf{t} = (t_1, t_2, t_3) = t_1\mathbf{x}_1 + t_2\mathbf{x}_2 + t_3\mathbf{x}_3$. La tracción \mathbf{t} representa el esfuerzo total que actúa sobre $\delta\mathbf{S}$. Para establecer una definición más precisa de la tracción \mathbf{t} en términos de los elementos del tensor de esfuerzos, se considera un tetraedro en el cual tres de sus caras son ortogonales a los ejes principales, de modo que Δs_i es ortogonal a x_i ; mientras que la cuarta superficie, $\delta\mathbf{S}$, tiene una orientación arbitraria. La tensión que actúa en cada una de las superficies del tetraedro se puede descomponer en componentes a lo largo de los ejes principales del sistema de coordenadas, ver figura 2.1.

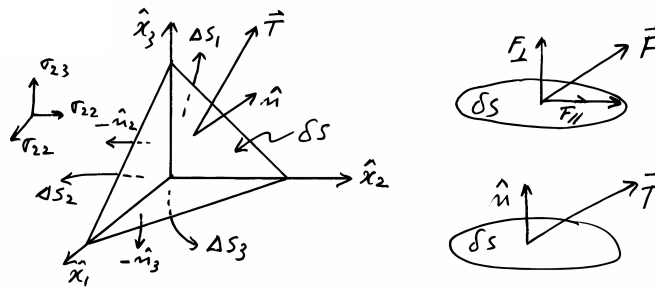


Figura 2.1: Distribución del esfuerzo en un tetraedro. El esfuerzo actúa perpendicularmente \perp sobre x_2 .

El esfuerzo sobre el tetraedro queda definido como:

$$t_i \delta S = \sigma_{1i} n_1 \delta S + \sigma_{2i} n_2 \delta S + \sigma_{3i} n_3 \delta S \quad (2.5)$$

Esta expresión se puede simplificar a:

$$t_i = \sigma_{1i} n_1 + \sigma_{2i} n_2 + \sigma_{3i} n_3 \quad (2.6)$$

Por lo tanto, la componente i -ésima del vector de tracción \mathbf{t} está dada por la combinación lineal de los esfuerzos que actúan en la dirección i sobre la superficie perpendicular a x_j (o paralela a n_j), donde $j = 1, 2, 3$:

$$t_i = \sigma_{ji} n_j \quad (2.7)$$

Por el contrario, un elemento σ_{ji} del tensor de esfuerzos se define como la i -ésima componente de la tracción que actúa sobre la superficie perpendicular al eje j -ésimo (x_j):

$$\sigma_{ij} = t_i(x_j) \quad (2.8)$$

Las 9 componentes σ_{ji} de todas las tracciones constituyen los elementos del tensor de esfuerzos. En ausencia de fuerzas internas, el tensor de esfuerzos es simétrico ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$), lo que reduce el número de elementos independientes a 6.

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ & & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (2.9)$$

Los esfuerzos normales se representan mediante los elementos diagonales ($i = j$) del tensor de esfuerzos, mientras que los esfuerzos cortantes corresponden a los elementos fuera de la diagonal ($i \neq j$). El tensor de esfuerzos puede diagonalizarse al cambiar el sistema de coordenadas de manera que no haya esfuerzos cortantes en las superficies perpendiculares a los ejes principales. En este caso, el tensor de esfuerzos adopta la siguiente forma:

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix} \quad (2.10)$$

Algunos casos particulares son:

- **Esfuerzo uniaxial:** únicamente el esfuerzo principal es diferente a cero, por ejemplo, $\sigma_1 \neq 0, \sigma_2 = \sigma_3 = 0$.
- **Esfuerzo plano:** sólo uno de los esfuerzos principales es cero, por ejemplo, $\sigma_1 = 0, \sigma_2, \sigma_3 \neq 0$.
- **Puramente de cizalla:** $\sigma_3 = 0, \sigma_1 = -\sigma_2$.
- **Esfuerzo isotrópico o hidrostático:** $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = p$ ($p = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$) de manera que el *esfuerzo desviador*, es decir, la desviación del esfuerzo hidrostático se expresa como:

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_1 - p & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 - p & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 - p \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

2.2.3 Ecuación de movimiento

A partir de la expresión del tensor de deformación (simétrico), dada por la ecuación (2.4), y las definiciones correspondientes del tensor de esfuerzos σ_{ij} y de la tracción t_i , se obtiene la formulación básica de la ecuación de movimiento:

$$\begin{aligned}\sum F_i &= \int_V f_i dV + \int_S t_i dS \\ &= \int_V f_i dV + \int_S \sigma_{ij} n_j dS \\ &= \int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV = ma_i\end{aligned}\quad (2.12)$$

Si se aplica el *teorema de la divergencia de Gauss*, este puede ser reescrito como:

$$\begin{aligned}\int_V \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV &= \int_V \left(f_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \right) dV \\ \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= f_i + \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}\end{aligned}\quad (2.13)$$

Esta es la *ecuación de Navier* (también conocida como la *ley de movimiento de Cauchy* de 1827). Para la mayoría de los propósitos prácticos de la sismología es apropiado ignorar las fuerzas de cuerpo, de tal manera que la ecuación de movimiento queda simplificada como:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} \text{ o } \rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j}\quad (2.14)$$

La ecuación indicial (2.14), puede expresarse en forma vectorial (2.15). La aceleración es proporcional a la divergencia del tensor de esfuerzos:

$$\rho \ddot{u} = \nabla \cdot \sigma\quad (2.15)$$

La ecuación (2.14), representa tres ecuaciones (para $i = 1, 2, 3$), pero contiene más de tres incógnitas: los 6 elementos independientes del tensor de esfuerzos σ_{ij} y la densidad ρ . Para resolver este problema, se define una relación entre la deformación y los esfuerzos, denominada *relación constitutiva*. En una dimensión esta relación está dada por $\sigma = E\epsilon$ (o $\sigma_i = E\epsilon_i$, donde E es el módulo de Young). Sin embargo, para dimensiones mayores, esta relación resulta inválida ($\sigma_{ij} \neq E\epsilon_{ij}$). En estos casos, los tensores ϵ y σ se relacionan mediante la *Ley de Hooke Generalizada*, una ley

constitutiva para la elasticidad lineal, que se expresa como una combinación lineal definida por un tensor de cuarto orden C_{ijkl} :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (2.16)$$

donde C es el tensor de rigidez que representa las propiedades del suelo. La sustitución de la ecuación (2.16) en (2.14) da como resultado la ecuación de ondas para la transmisión de una perturbación de desplazamiento, con una velocidad de onda dependiente de la densidad ρ y las constantes elásticas en C_{ijkl} , en un medio elástico y homogéneo general (en ausencia de fuerzas de cuerpo):

$$\rho \ddot{u}_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x_j} \left[C_{ijkl} \frac{\partial u_k}{\partial x_l} \right] = C_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_j} \frac{\partial u_k}{\partial x_l} = C_{ijkl} u_{k,lj} \quad (2.17)$$

Considerando un medio homogéneo e isotrópico, el tensor de rigidez queda simplificado, como se indica en la ecuación (2.18). Un medio es homogéneo si sus propiedades elásticas son iguales en todo punto e isotrópico si estas propiedades elásticas no dependen de la dirección de los esfuerzos. La forma general del tensor de elasticidad de cuarto orden (lineal) es:

$$C_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2.18)$$

donde λ y μ son los dos únicos elementos independientes, conocidos como constantes (o módulos) de Lamé, en honor al matemático francés G. Lamé. La función delta de Kronecker δ_{ij} toma el valor de 1 cuando $i = j$ y $\delta_{ij} = 0$ cuando $i \neq j$. Al sustituir la ecuación (2.18) en (2.16), se obtiene la siguiente expresión para el tensor de esfuerzos:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} = \lambda \delta_{ij} \Delta + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (2.19)$$

donde Δ es la dilatación cúbica, o cambio de volumen, calculada como la traza del tensor de deformación. En general, existe un diverso conjunto de parámetros o constantes elásticas para caracterizar un tipo de suelo. Algunas comúnmente usadas son:

- *Módulo de Young (E):* es la tasa entre el esfuerzo tensional y la deformación extensional resultante.
- *Coefficiente de Poisson (ν):* expresa la tasa que existe entre la contracción a lo largo de los dos ejes con respecto a la extensión en el eje donde la tensión es aplicada.
- *Módulo de Bulk (κ):* o módulo de incompresibilidad, mide la oposición al cambio de volumen. Es decir, la tasa entre la presión aplicada y el cambio de volumen logrado.

- *Módulo de Rigidez (G)*: o módulo de elasticidad transversal, caracteriza el cambio de forma que sufre un material elástico que recibe esfuerzos cortantes.
- *Primer Coeficiente de Lamé (λ)*: no posee un sentido físico, pero ayuda a definir propiedades elásticas en los materiales en combinación con el segundo coeficiente de Lamé.
- *Segundo coeficiente de Lamé (μ)*: es el mismo módulo de rigidez *G*, mide la oposición al esfuerzo cortante. Por lo que es grande en sólidos y prácticamente cero para líquidos como agua o hierro fundido.

Las equivalencias de las constantes elásticas (para un medio isótropo lineal) se muestran en la tabla 2.1.

| E, ν | K, G | λ, μ |
|-------------|--|---|
| E | $K = \frac{E}{3(1-2\nu)}$ | $\lambda = \frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$ |
| ν | $G = \frac{E}{2(1+\nu)}$ | $\nu = \frac{E}{2(1+\nu)}$ |
| K | $E = \frac{9KG}{3K+9G}$ | $\lambda = K - \frac{2G}{3}$ |
| G | $\nu = \frac{3K-2G}{2(3K+G)}$ | $\mu = G$ |
| λ | $E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu}$ | $K = \lambda + \frac{2\mu}{3}$ |
| μ | $\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$ | $G = \mu$ |

Tabla 2.1: Equivalencias entre distintos pares de constantes elásticas.

El tensor de esfuerzos, ecuación (2.19), está compuesto por términos que representan la resistencia a cambios de volumen o a esfuerzos cortantes (torsionales). Este es un resultado fundamental que subyace en la formulación de la propagación de ondas en términos de ondas compresionales (dilatacionales) P y ondas transversales (de cizallamiento) S. Con las relaciones constitutivas previamente establecidas, ahora podemos derivar la ecuación que describe la propagación de ondas en un medio homogéneo e isótropico:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x_i} \frac{\partial u_k}{\partial x_k} + \mu \nabla^2 u_i \quad (2.20)$$

Esta ecuación constituye un sistema de tres ecuaciones (para $i = 1, 2, 3$) con tres incógnitas (ρ , λ , μ). Es importante destacar que, para fines prácticos en sismología, estos parámetros no son constantes; en cambio son funciones de la posición \mathbf{r} y varían significativamente, en particular con la profundidad.

2.2.4 Ondas de cuerpo

Las soluciones de la ecuación de movimiento (2.20) se componen esencialmente de un término dilatacional y uno rotacional, es decir, de ondas P y S, respectivamente. Usando notación vectorial la ecuación de movimiento puede ser escrita como:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (2.21)$$

Usando la identidad vectorial:

$$\nabla^2 \mathbf{u} = \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.22)$$

la ecuación de movimiento puede ser reescrita cómo:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu) \underbrace{\nabla (\nabla \cdot \mathbf{u})}_{\text{dilatacional}} - \underbrace{\mu (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u})}_{\text{rotacional}} \quad (2.23)$$

En general, resolver directamente el sistema para el desplazamiento \mathbf{u} resulta complejo. Por lo tanto, se suele descomponer la ecuación general de ondas en ecuaciones separadas que se relacionan con la propagación de las ondas P y S. Una metodología es eliminar las contribuciones rotacionales del desplazamiento tomando la divergencia de la ecuación (2.23) y utilizando la propiedad $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{a}) = 0$ para un campo vectorial \mathbf{a} . De manera análoga, se eliminan las contribuciones dilatacionales al calcular la rotación de la ecuación (2.23) y aplicar la identidad $\nabla \times \nabla \mu = 0$ para un campo escalar μ . En ambos casos asumiendo la ausencia de fuerzas de cuerpo \mathbf{f} .

Ondas P

Si tomamos la divergencia en la ecuación (2.23) obtenemos:

$$\nabla \cdot (\rho \ddot{\mathbf{u}}) = (\lambda + 2\mu) \nabla \cdot \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \underbrace{\mu \nabla \cdot (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u})}_{=0} \quad (2.24)$$

por lo tanto, se obtiene una expresión únicamente dilatacional:

$$\rho \frac{\partial^2 (\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) \quad (2.25)$$

donde $\nabla \cdot \mathbf{u} = \Theta$, entonces:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \Theta \quad (2.26)$$

Esta ecuación de onda escalar describe la propagación del cambio de volumen Θ a través de un medio. Las ondas correspondientes, se denominan ondas P o *longitudinales*, producen un movimiento de compresión y traslación en el suelo en la misma dirección de propagación. Estas ondas se propagan tanto en sólidos como líquidos, y su velocidad en un medio isótropico y homogéneo, con densidad ρ , está dada por:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{k + 4/3\mu}{\rho}} \quad (2.27)$$

donde en general, si $k = k(\mathbf{r})$, $\mu = \mu(\mathbf{r})$, $\rho = \rho(\mathbf{r})$ entonces $\alpha = \alpha(\mathbf{r})$.

Ondas S

Si tomamos el rotacional en la ecuación (2.23), se eliminará el término dilatacional:

$$\nabla \times (\rho \ddot{\mathbf{u}}) = (\lambda + 2\mu) \underbrace{\nabla \times \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u})}_{=0} - \mu \nabla \times (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.28)$$

donde hemos utilizado $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{a}) = 0$.

$$\nabla \times (\rho \ddot{\mathbf{u}}) = -\mu \nabla \times (\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.29)$$

usando la identidad vectorial (2.22) el término rotacional puede ser reescrito como sigue:

$$\nabla \times (\rho \ddot{\mathbf{u}}) = \mu \nabla \times \nabla^2 \mathbf{u} - \underbrace{\mu \nabla \times \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u})}_{=0} \quad (2.30)$$

utilizado de nuevo $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{a}) = 0$, obtenemos:

$$\nabla \times \ddot{\mathbf{u}} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.31)$$

finalmente, este se puede expresar como:

$$\frac{\partial^2 (\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.32)$$

Esta es una ecuación de onda vectorial que describe la transmisión rotacional de la perturbación $\nabla \times \mathbf{u}$ a través del medio, con velocidad:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.33)$$

donde al igual que en el caso anterior $\mu = \mu(\mathbf{r})$, $\rho = \rho(\mathbf{r}) \Rightarrow \beta = \beta(\mathbf{r})$. Las componentes dilatacional y rotacional del campo de desplazamientos se conocen como ondas P y S, respectivamente. Además, α y β representan las velocidades de las ondas P y S, respectivamente.

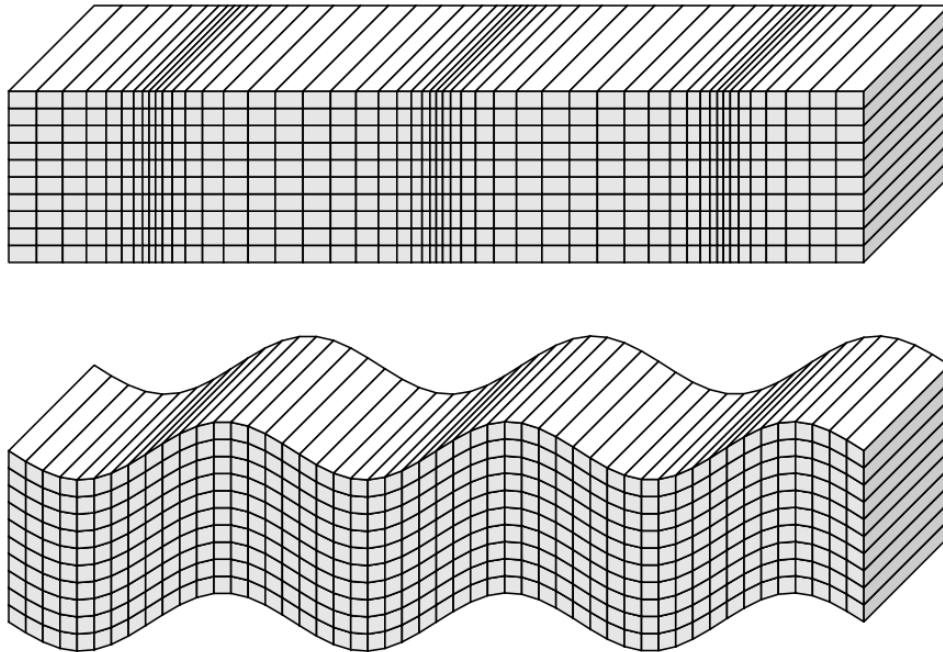


Figura 2.2: Desplazamientos generados por una onda plana armónica P (en la parte superior) y una onda S (en la parte inferior), que viajan horizontalmente. La propagación de las ondas S implica cizalle puro sin cambio de volumen, mientras que las ondas P involucran tanto un cambio de volumen como un cambio de forma en el material. Las deformaciones están altamente exageradas en comparación con las deformaciones sísmicas reales en la Tierra. Extraído de Shearer (2019).

2.2.5 Ondas Superficiales

En un medio confinado, existe otra clase importante de ondas sísmicas: las ondas superficiales. Estas ondas se originan a partir de la interacción de las ondas de cuerpo con la superficie libre. Específicamente, la interacción del campo P-SV con la superficie libre da lugar a las ondas Rayleigh (nombradas en honor a *Lord Rayleigh*, 1842-1919), mientras que la interacción del campo de ondas SH con la superficie libre, combinada con la estratificación interna, produce las ondas de Love (en honor al matemático *A. E. H. Love*, 1843-1940, quien predijo su existencia en 1911). A

diferencia de las ondas de cuerpo, las ondas superficiales son dispersivas, lo que significa que su sensibilidad a la profundidad varía con la frecuencia. Por lo tanto, las ondas superficiales pueden utilizarse para describir la heterogeneidad vertical del suelo (Shearer, 2019).

Ondas Love

Estas ondas, denominadas en honor al matemático *Augustus Edward Hough Love*, son un tipo de onda superficial que se forma en un semiespacio debido al acoplamiento de ondas SH (polarización horizontal de la onda S) en un medio con un gradiente de velocidad vertical. Pueden modelarse como una combinación de ondas de cuerpo en un medio homogéneo, considerando ondas planas monocromáticas con un gradiente de velocidad vertical.

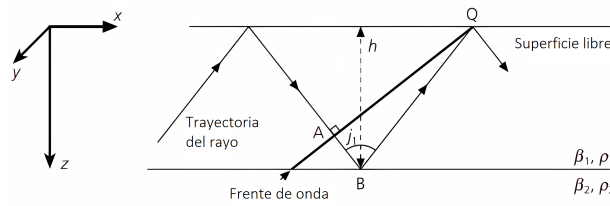


Figura 2.3: Modelo de capa sobre un semiespacio. Las ondas love se presentan cuando la velocidad de la onda cortante en la capa es menor que en el semiespacio. Adaptado de Stein y Wysession (2009).

La onda se refleja en la profundidad, donde $\beta = 1/p$, y se propaga en la superficie con una lentitud horizontal p . El tiempo de viaje entre puntos de rebote en la superficie es $pX(p)$, mientras que a lo largo de la trayectoria del rayo depende del perfil de velocidad y puede provocar interferencia destructiva, excepto en frecuencias específicas. La fase en la superficie se retrasa en $\omega pX(p)$ y a lo largo de la trayectoria del rayo en $\omega T(p) - \pi/2$. La interferencia constructiva se produce cuando:

$$\omega pX(p) = \rho T(p) - \frac{\pi}{2} - n2\pi \quad (2.34)$$

donde n es un entero. Reordenando obtenemos:

$$\rho = \frac{n2\pi + \pi/2}{T(p) - pX(p)} = \frac{n2\pi + \pi/2}{\tau(p)} \quad (2.35)$$

donde el tiempo de retardo es $\tau(p) = T(p) - pX(p)$. La velocidad de propagación de la onda en la superficie es $c = 1/p$, esta ecuación define la función $c(\omega)$ para las ondas Love (curva de dispersión). Los valores de ω para $n = 0$ son los modos fundamentales, y los modos superiores corresponden a valores mayores de n . Una ecuación exacta para la dispersión de ondas Love en una

capa homogénea se deriva reemplazando el desplazamiento de fase de $\pi/2$ en el punto de reflexión con ϕ_{ss} , el desplazamiento resultante de la reflexión SH en el fondo de la capa. Esto es:

$$\omega = \frac{n2\pi - \phi_{ss}}{\phi_{ss}} \quad (2.36)$$

El tiempo de retardo τ puede expresarse como:

$$\tau(p) = 2h\sqrt{1/\beta_1^2 - p^2} \quad (2.37)$$

donde h es el espesor del medio y β_1 es la velocidad de onda de corte en la capa superior. Para reflexiones post-críticas se tiene:

$$\phi_{ss} = -2 \tan^{-1} \left[\frac{\mu_2 \sqrt{p^2 - 1/\beta_2^2}}{\mu_1 \sqrt{p^2 - 1/\beta_2^1}} \right] \quad (2.38)$$

Substituyendo (2.37) y (2.38) en (2.36), tenemos:

$$2h\omega\sqrt{1/\beta_1^2 - p^2} - n2\pi = 2 \tan^{-1} \left[\frac{\mu_2 \sqrt{p^2 - 1/\beta_2^2}}{\mu_1 \sqrt{p^2 - 1/\beta_2^1}} \right] \quad (2.39)$$

Reordenando nos queda:

$$\tan \left[h\omega\sqrt{1/\beta_1^2 - p^2} \right] = \frac{\mu_2 \sqrt{p^2 - 1/\beta_2^2}}{\mu_1 \sqrt{1/\beta_1^2 - p^2}} \quad (2.40)$$

Esto define las curvas de dispersión para la propagación de ondas Love dentro de la capa. La velocidad de fase $c = 1/p$, varía entre β_1 y β_2 (con $c > \beta_2$ no siendo post-crítica). Para cada c , hay múltiples valores de ω debido a la periodicidad de la función tangente. El valor más pequeño de ω define el modo fundamental y los valores sucesivos definen los modos superiores. No existe una solución analítica para c en la ecuación (2.40).

Ondas Rayleigh

Estas ondas llevan el nombre de su descubridor, *John William Strutt (Lord Rayleigh)*. Son ondas superficiales que se generan por la interacción entre ondas P y SV (la polarización vertical de la onda S) en un semiespacio. Para describirlas, se define una superficie libre en $z = 0$, con z como la coordenada vertical que aumenta en profundidad, y se consideran ondas P y SV moviéndose en

el plano $x - z$. El desplazamiento \mathbf{u} de una onda, se puede describir en términos de un potencial escalar $\phi(\mathbf{x}, t)$ y un potencial vectorial $\psi(\mathbf{x}, t)$.

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \vec{\nabla}\phi + \vec{\nabla} \times \vec{\psi} \quad (2.41)$$

Los potenciales para el caso de las ondas P y SV están dados por las ecuaciones (2.42) y (2.43), respectivamente.

$$\phi = Ae^{-i(\omega t - k_x x - k_x r_\alpha z)} \quad (2.42)$$

$$\psi = Be^{-i(\omega t - k_x x - k_x r_\beta z)} \quad (2.43)$$

donde A y B son las amplitudes, ω la velocidad angular, k_x el número de onda horizontal. Las lentitudes verticales están dadas por:

$$r_\alpha = \sqrt{\frac{c_x^2}{\alpha^2} - 1}, r_\beta = \sqrt{\frac{c_x^2}{\beta^2} - 1} \quad (2.44)$$

Esta condición de radiación requiere que $c_x < \beta < \alpha$, por lo tanto, para que ambas raíces cuadradas se vuelvan imaginarias, con la elección del signo, esto da:

$$r_\alpha = -i\sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\alpha^2}}, r_\beta = -i\sqrt{1 - \frac{c_x^2}{\beta^2}} \quad (2.45)$$

Por lo tanto, c_x , la velocidad aparente a través de la superficie, deberá ser menor que la velocidad de cizalla. Usando la ecuación de los potenciales, las amplitudes A y B deben satisfacer las ecuaciones de continuidad:

$$\sigma_{xx}(\mathbf{x}, 0, t) = 2r_\alpha A + (1 - r_\beta^2) B = 0 \quad (2.46)$$

$$\sigma_{xz}(\mathbf{x}, 0, t) = [\lambda(1 + r_\alpha^2) + 2\mu r_\alpha^2] + 2\mu r_\beta B = 0 \quad (2.47)$$

Este sistema tiene soluciones no triviales si su determinante es cero, de modo que:

$$\left(2 - \frac{c_x^2}{\beta^2}\right)^2 + 4\sqrt{\frac{c_x^2}{\beta^2} - 1}\sqrt{\frac{c_x^2}{\alpha^2} - 1} \quad (2.48)$$

Haciendo algunos arreglos, y con $p = 1/c_x^2$ se tiene:

$$\left(2p^2 - \frac{1}{\beta^2}\right)^2 - 4p^2 \sqrt{p^2 - \frac{1}{\beta^2}} \sqrt{p^2 - \frac{1}{\alpha^2}} \quad (2.49)$$

Las ondas Rayleigh tienen velocidades de fase α para ondas P y β para ondas S, con una lentitud horizontal $p = 1/c_x$. Su movimiento es elíptico, retrógrado en la superficie y progrado a partir de una profundidad de un quinto de la longitud de onda. El desplazamiento depende de la longitud de onda horizontal $\Lambda_x = 2\pi/k_x$ y decae exponencialmente con la profundidad $\exp(-k_x z)$. La profundidad a la cual la onda Rayleigh tiene un desplazamiento significativo es proporcional a su longitud de onda horizontal (Stein y Wysession, 2009).

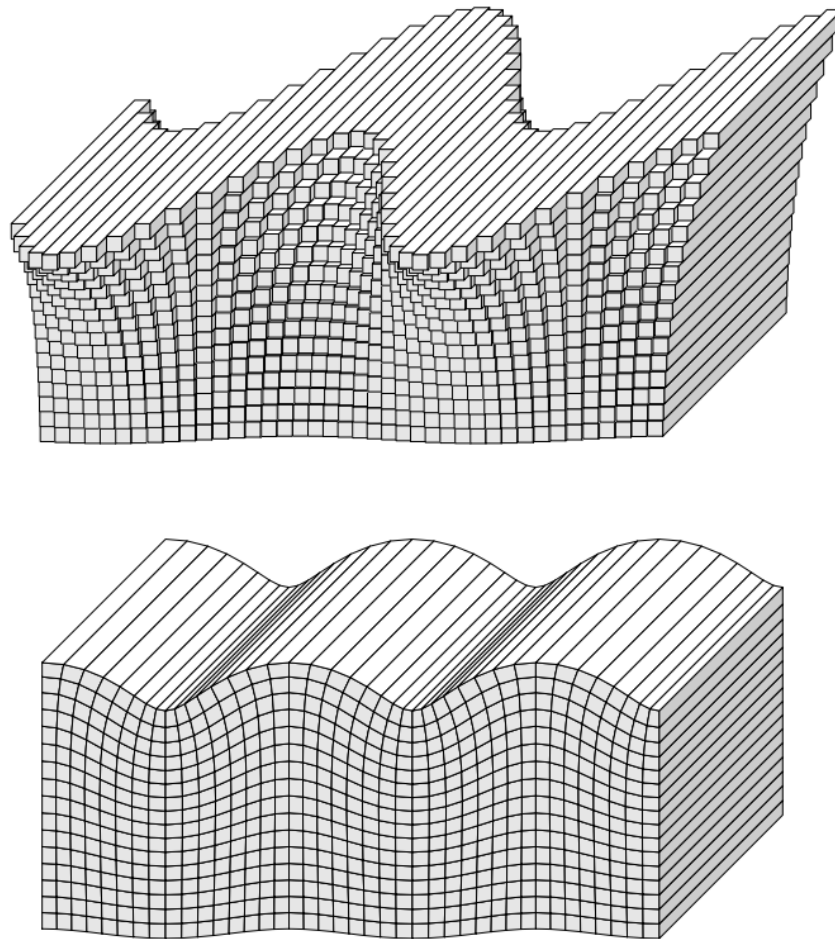


Figura 2.4: Desplazamientos generados por las ondas superficiales Love (en la parte superior) y Rayleigh (en la parte inferior) para una propagación horizontal. Las ondas Love presentan un movimiento totalmente transversal, mientras que las ondas Rayleigh incluyen tanto movimiento vertical como radial. En ambos casos, la amplitud de la onda disminuye considerablemente con la profundidad. Extraído de Shearer (2019).

2.3 Efectos de sitio

La magnitud de la destrucción ocasionada por los terremotos depende en gran medida de diversos factores locales, entre los cuales se encuentran la vulnerabilidad estructural de las edificaciones y la configuración geomorfológica y geológica del subsuelo en distintas escalas. Estos fenómenos, denominados *efectos sísmicos locales* o *efectos de sitio*, resultan de la interacción entre la fuente sísmica y las características geomorfológicas y litoestratigráficas del área afectada. Dicha interacción puede generar inestabilidades en el terreno, como la licuefacción y deslizamientos, o provocar alteraciones significativas en el movimiento sísmico. En particular, el atrapamiento de ondas sísmicas en sedimentos blandos sobre un basamento rocoso rígido provoca fenómenos de amplificación y resonancia, que concentran la energía sísmica en bandas de frecuencia específicas, conocidas como *frecuencias de resonancia del suelo*, intensificando notablemente el movimiento sísmico, ver figura 2.5.

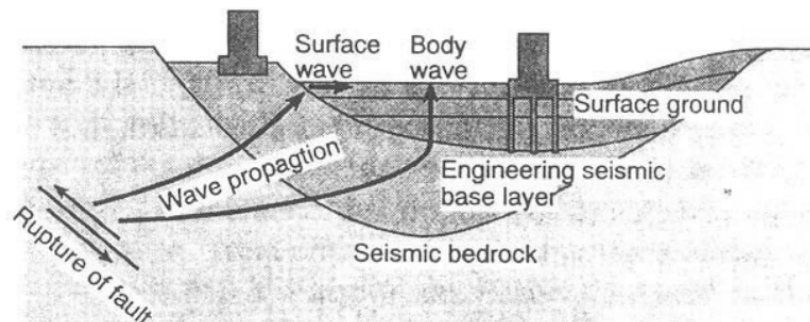


Figura 2.5: Amplificación del movimiento del terreno en un sitio con sedimentos blandos suprayaciendo a un basamento rocoso rígido. Extraído de Yoshida (1998).

Los primeros estudios sobre este tema fueron realizados por Wood (1908) y Reid (1910), durante el terremoto de San Francisco, California ($7.9 M_L$), ocurrido el 18 de abril de 1906. Estos trabajos reportaron de manera temprana la relación entre la intensidad del evento sísmico y las variaciones geológicas en la zona de estudio. En particular, identificaron que las áreas más afectadas presentaban depósitos de sedimentos poco consolidados y suelos altamente saturados (Lawson y Reid, 1908). Estas investigaciones sugieren de manera empírica que en dichas áreas se produjo una mayor amplificación de las ondas sísmicas (Borcherdt, 1970).

Kanai (1950) analizó los daños en Tokio tras del terremoto de Kanto de 1923 ($7.9 M_L$), concluyó que la severidad del daño a los edificios se relacionó tanto con la consistencia del terreno como con el período fundamental de vibración del suelo y las estructuras. Posteriormente, Gutenberg (1957) identificó que la amplitud de las ondas sísmicas es influenciada por la rigidez y profundidad del suelo, definiendo el efecto de la amplificación como la razón entre las velocidades registradas en estaciones, ubicadas sobre roca cristalina y suelo blando. Zhou (1965) propuso que el efecto de

sitio debería ser analizado como la alteración del espectro de aceleración debido a las variaciones en la geología superficial, una idea que fue ampliamente aceptada en la década de 1970.

Durante este período también se ha destacado la observación de la respuesta no lineal del suelo, caracterizada por la degradación del módulo de rigidez y el aumento del factor de atenuación del suelo debido a grandes deformaciones durante procesos de carga dinámica (Idriss y Seed, 1968; Hardin y Drnevich, 1972). Como resultado, la amplificación de los movimientos sísmicos se relaciona con el estado de esfuerzos de los materiales, lo que introduce una mayor incertidumbre en la estimación del efecto de sitio (Idriss y Seed, 1968). La limitada evidencia sísmológica sobre este fenómeno (F. J. Chávez-García y Montalva, 2014) y el complejo tratamiento de los datos han generado un intenso debate entre los investigadores de los efectos de sitio (Beresnev y Wen, 1996). Adicionalmente, las investigaciones realizadas por Boore (1972), Wong y Trifunac (1974), y Griffiths y Bollinger (1979), demostraron que las características topográficas, la dirección de incidencia del frente de onda y la trayectoria de las ondas sísmicas tienen una influencia significativa en la amplificación de los movimientos del terreno.

2.3.1 Naturaleza de los efectos de sitio

La propagación de ondas sísmicas a través de diferentes medios geológicos afecta el comportamiento del movimiento vibratorio, dando lugar a una combinación de movimientos en la superficie que incluye ondas P y S, reflexiones, refracciones y ondas superficiales (S. Álvarez, 2001). Al comparar el movimiento en roca dura, que se mantiene constante en un rango de frecuencia, con el movimiento en suelo blando a las mismas frecuencias, se observa una amplificación significativa en el suelo blando. Este fenómeno, denominado *efecto de sitio* es influenciado por la geología superficial, la topografía y la composición del basamento rocoso. El estudio del efecto de sitio puede abordarse desde tres perspectivas: geología superficial, topografía o radiación incidente en el basamento rocoso, o mediante un enfoque combinado, aunque este último es más complejo y a menudo se simplifica al considerar solo uno de estos aspectos (Limaymanta-Mendoza, 2009). El efecto de sitio se define por dos parámetros dinámicos: la amplificación relativa del movimiento sísmico y la frecuencia fundamental del sitio.

Parámetros de los efectos de sitio

Durante un terremoto, las ondas sísmicas se reflejan y refractan en los límites entre diferentes materiales geológicos debidos a la heterogeneidad de la corteza terrestre. Cerca de la superficie, donde la densidad y la velocidad de las ondas S son menores que en los materiales subyacentes, múltiples refracciones inducen una propagación casi vertical de las ondas. La amplificación de los suelos blandos se debe al atrapamiento de las ondas sísmicas, causado por el contraste de impedancia entre las coberturas sedimentarias y el basamento (más rígido) subyacente. Este contraste

de impedancia I_c se define como la razón entre la densidad y la velocidad de las ondas S de los diferentes materiales geológicos:

$$I_c = \frac{\rho_b \beta_b}{\rho_s \beta_s} \text{ para } \beta_b > \beta_s \quad (2.50)$$

donde ρ_b y ρ_s , son la densidad, y β_b, β_s corresponden a la velocidad de onda de corte en el basamento y superficie, respectivamente. En estructuras horizontalmente estratificadas (unidimensionales), el atrapamiento afecta únicamente a las ondas corporales que viajan verticalmente en las capas superficiales, ver figura 2.6. Sin embargo, en estructuras bidimensionales o tridimensionales, donde los sedimentos presentan variaciones en el grosor, el atrapamiento también afecta a las ondas superficiales que se desarrollan en las interfaces sedimento-basamento y reverberan de un lado a otro. Este efecto es máximo cuando las ondas reverberantes están en fase entre sí, lo que genera resonancia debido a la interferencia entre las ondas atrapadas (Pitilakis, 2004).

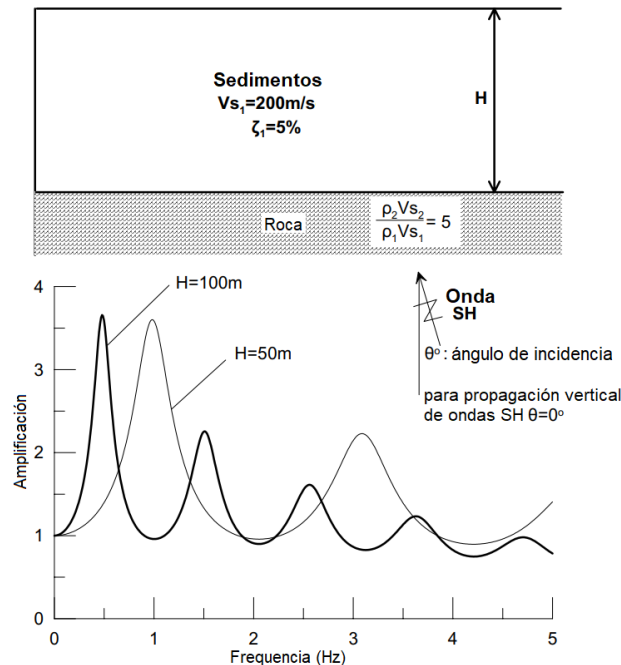


Figura 2.6: Modelo unidimensional de la amplificación de sitio. Adaptado de Pitilakis (2004).

La resonancia es un fenómeno dependiente de la frecuencia, está relacionada con las características geométricas y mecánicas (densidad, velocidades de onda P y S, amortiguamiento) de la estructura del suelo. La frecuencia a la que ocurre esta resonancia se denomina *frecuencia fundamental de resonancia*, desde aquí representada por f_0 . En estructuras unidimensionales, los patrones de resonancia son simples, mientras que en estructuras bidimensionales y tridimensionales son más complejos. La frecuencia fundamental puede variar desde 0.2 Hz en depósitos muy gruesos o materiales extremadamente blandos, a más de 10 Hz en capas delgadas de depósitos o rocas meteoriza-

das. La amplitud de los picos de resonancia fundamental depende principalmente del contraste de impedancia entre las capas superficiales del suelo y la roca rígida subyacente, el amortiguamiento de los sedimentos y, en menor medida, de las características del campo de ondas incidente, es decir, el tipo de ondas, ángulo de incidencia, campo cercano o lejano (Pitilakis, 2004). Para estructuras unidimensionales la frecuencia fundamental de resonancia está dada por:

$$f_0 = \frac{\beta_s}{4H} \quad (2.51)$$

donde β_s es la velocidad de onda S en la superficie; H es el espesor del estrato de suelos blandos. La frecuencia fundamental del n-ésimo depósito de suelo está dada por:

$$f_0 = \frac{(2n + 1)\beta_s}{4H} \quad (2.52)$$

El *período natural de vibración*, también denominado *período característico*, correspondiente a la frecuencia fundamental es:

$$T_s = \frac{4H}{\beta_s} \quad (2.53)$$

2.3.2 Función de transferencia empírica

La serie de velocidad o aceleración $A_{ij}(f)$ del suelo registrada por un instrumento con respuesta $I_j(f)$ en una estación j puede expresarse como la respuesta de un sistema lineal mediante la siguiente expresión:

$$A_{ij}(f) = S_i(f) * P_{ij}(f) * G_j(f) * I_j(f) \quad (2.54)$$

donde $S_i(f)$ es la señal generada por la fuente del i-ésimo evento; $P_{ij}(f)$ es un factor de atenuación que depende de las características del medio por el que viaja la señal desde la fuente del i-ésimo evento hasta la j-ésima estación; y $G_j(f)$ corresponde al efecto de sitio en la ubicación de la j-ésima estación. Este modelo es empleado por Nakamura (1989) en su método empírico basado en la medición del ruido sísmico HVSR (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*), que se describirá en la siguiente sección.

2.4 Método HVSR de Nakamura

La metodología de las razones espectrales HVSR de Nakamura (1989), se basa en la suposición de que el ruido sísmico se constituye principalmente de ondas SH y ondas Rayleigh, además la

energía sísmica se propaga principalmente como ondas Rayleigh. En un medio estratificado que subyace a un semiespacio de roca firme (basamento), el movimiento en la superficie libre y en la base rocosa puede ser descrito a través de las componentes del espectro de amplitud de los depósitos superficiales (H_s y V_s), y del basamento (H_b y V_b), ver figura 2.7.

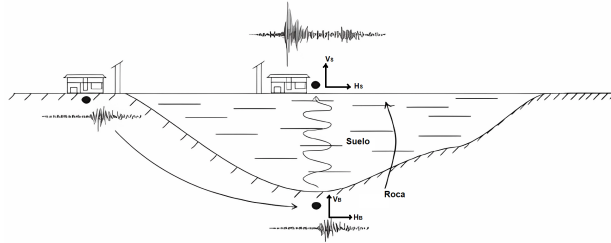


Figura 2.7: Modelo simple asumido por Nakamura (1989). Adaptado de Torres (2010).

En el dominio del tiempo, una señal sísmica estocástica surge de la convolución entre las señales que la provocan, es decir, las fuentes del movimiento sísmico. Cuando pasamos al dominio de las frecuencias, su representación se simplifica, quedando definida a través de la multiplicación de estas señales. En este sentido, el operador de convolución será definido como (*), mientras que el de deconvolución como (\cdot). El espectro de Fourier horizontal del registro superficial deconvolucionado en el dominio de las frecuencias, se describirá de la siguiente manera:

$$H_s(t) = F_H(t) * F_r(t) * S(t) \quad (2.55)$$

$$\Rightarrow H_s(f) = F_H(f) \cdot F_r(f) \cdot S(f) \quad (2.56)$$

Por otro lado, el espectro de Fourier del registro del basamento es representado por:

$$H_b(f) = F_H(f) \quad (2.57)$$

donde F_H es el espectro de Fourier de ondas de cuerpo polarizadas horizontalmente, que corresponde a las fuentes lejanas; F_r es el espectro de Fourier de ondas Rayleigh, cuyo origen son fuentes cercanas; finalmente, S es el espectro de Fourier del efecto de sitio. El movimiento sufre amplificación en el estrato superior de sedimentos, pero no en el basamento. Por lo tanto, se puede definir la razón espectral entre la componente horizontal en la superficie y la componente horizontal en el basamento, sin efectos de sitio. Esta razón espectral se expresa de la siguiente manera:

$$S_h = \frac{H_s(f)}{H_b(f)} \quad (2.58)$$

De acuerdo con Nakamura (1989), las ondas de Rayleigh permanecen confinadas en el sustrato superior, por lo tanto, estas se observan en el componente vertical registrado en la superficie libre, V_s , pero no en el basamento, V_b . Si el componente vertical de las ondas de Rayleigh no se amplifica por las capas de suelo, una aproximación de la distribución de energía de la fuente en el dominio de la frecuencia, es decir, del espectro de la fuente que causa el movimiento en la superficie puede definirse por la relación entre las componentes verticales S_v , ecuación (2.62). Siguiendo el tratamiento efectuado con las componentes horizontales. Las componentes verticales deconvolucionadas de los registros en superficie y en el basamento serán descritas en el dominio de las frecuencias como:

$$V_s(t) = F_V(t) * F_r(t) \quad (2.59)$$

$$\Rightarrow V_s(f) = F_V(f) \cdot F_r(f) \quad (2.60)$$

Por otra parte, el espectro de Fourier del registro del basamento será representado por:

$$V_b(f) = F_V(f) \quad (2.61)$$

donde V_s es el espectro de Fourier vertical de un registro en superficie; V_b es el espectro de Fourier vertical de un registro en el basamento; F_V es el espectro de Fourier de ondas de cuerpo polarizada verticalmente, provocado por fuentes lejanas; F_r es el espectro de Fourier de ondas Rayleigh, provocado por fuentes cercanas. La relación S_v representa el efecto sobre las componentes verticales del espectro de las ondas Rayleigh que provocan el movimiento.

$$S_v = \frac{V_s(f)}{V_b(f)} \quad (2.62)$$

De esta relación se tiene que en ausencia de ondas Rayleigh el movimiento es únicamente horizontal, es decir, $S_v = 1$, mientras que para $S_v > 1$ el efecto de las ondas Rayleigh se incrementa. Finalmente, la función de transferencia de la capa de suelo se define por medio de una función de amplificación S_T , en la cual la razón S_h que representa la amplificación en la capa horizontal, es compensada por el efecto del espectro de la señal que excita el movimiento, es decir, el espectro del movimiento en las componentes verticales S_v :

$$S_T(f) = \frac{S_h}{S_v} = \frac{H_s/H_b}{V_s/V_b} = \frac{(F_H \cdot F_r \cdot S)/F_H}{(F_V \cdot F_r)/F_V} = S(f) \quad (2.63)$$

de la ecuación anterior, se tiene:

$$S_T(f) = \frac{H_s}{V_s} \cdot \frac{1}{H_b/V_b} = R_s \cdot \frac{1}{R_b} = S(f) \quad (2.64)$$

donde R_s y R_b son las razones espectrales H/V de los registros en superficie y en el basamento, respectivamente. Las razones espectrales R_s y R_b contrarrestan la influencia de las fuentes cercanas, permitiendo que sobresalga exclusivamente el efecto de sitio $S(f)$. Usando registros de ruido sísmico obtenidos por un sensor de pozo, Nakamura (1989), determinó que en el basamento los valores espectrales de las componentes verticales V_b y horizontales H_b son iguales, es decir, $R_b = H_b/V_b = 1$. Por lo tanto, la función de transferencia que explica la amplificación de la capa de suelo está determinada por la razón espectral de los componentes verticales y horizontales de los registros tomados en la superficie. Se define una función de transferencia modificada S_M como:

$$S_M(f) = R_s \cdot \frac{1}{R_b} \approx R_s \quad (2.65)$$

Esta razón espectral representa la amplificación que sufre el sitio debido a la capa superficial, es decir, los efectos de sitio (F. J. Chávez-García y Montalva, 2014). Los picos frecuenciales representan la frecuencia de los depósitos de suelo, además la amplitud depende del contraste de impedancia entre los sedimentos poco consolidados y la roca dura (Pitilakis, 2004; Molnar *et al.*, 2022). En la siguiente figura se muestra un ejemplo de una función de transferencia calculada por el método HVSR de Nakamura (1989).

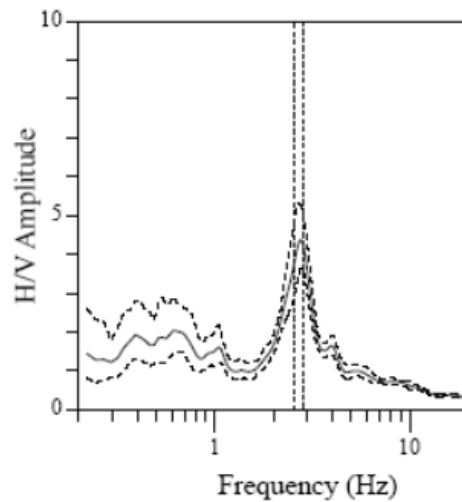


Figura 2.8: Función de transferencia calculada mediante el método de las razones espectrales HVSR de Nakamura (1989). El pico frecuencial corresponde a la frecuencia fundamental de resonancia del sitio. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

2.4.1 Combinación de las componentes horizontales

En la literatura actual, se emplean varios métodos equivalentes para determinar la razón promedio entre las componentes espectrales horizontales y verticales (H/V) de las vibraciones ambientales. Estos métodos usualmente sugieren la combinación de las componentes Norte-Sur y Este-Oeste del registro sísmico. De acuerdo con Albarello y Lunedei (2013), los métodos más utilizados, junto con los autores que los han aplicado, se detallan en la tabla 2.2:

| Combinación | Autores |
|-------------------------|--|
| Sin combinación | •se calculan dos curvas H/V, una para cada componente horizontal H_N y H_E , como en Lermo y Chávez-García (1993). |
| Media aritmética | • $H(f) = \frac{H_N(f)+H_E(f)}{2}$, considerado por F. Chávez-García <i>et al.</i> (2007). |
| Media geométrica | • $H(f) = \sqrt{H_N(f) \cdot H_E(f)}$, recomendado por Acerra <i>et al.</i> (2004); Cox <i>et al.</i> (2020); Molnar <i>et al.</i> (2022) y adoptado por diversos autores como Picozzi <i>et al.</i> (2005), Pileggi <i>et al.</i> (2011), entre otros. |
| Suma vectorial | • $H(f) = \sqrt{H_N^2(f) + H_E^2(f)}$, usado por Souriau <i>et al.</i> (2007) y Puglia <i>et al.</i> (2011). |
| Media cuadrática | • $H(f) = \sqrt{\frac{H_N^2(f)+H_E^2(f)}{2}}$, usado por Bonnefoy-Claudet <i>et al.</i> (2006; 2008) y Fäh <i>et al.</i> (2001). |
| Máximo valor horizontal | •es decir, $H(f) = \max\{H_N(f), H_E(f)\}$, usado por Konno y Ohmachi (1998). |

Tabla 2.2: Métodos de combinación de las componentes horizontales según Albarello y Lunedei (2013).

Albarello y Lunedei (2013)¹ afirman que todos los procedimientos de promediado producen sesgo. No obstante, al incrementar el número de ventanas temporales consideradas, los sesgos asociados a cada procedimiento disminuyen de manera monótona y rápida, excepto en el caso del procedimiento del *Máximo valor horizontal*.

2.4.2 Origen del ruido sísmico

El ruido sísmico tiene básicamente dos orígenes, los cuales difieren según su contenido de frecuencias, el primero de origen natural y de bajas frecuencias, conocido como *microsismo* y el otro, de origen cultural y de altas frecuencias, denominado *microtremor*. Basándose en lo descrito por Gutenberg (1958) y Asten (1978) se puede establecer como una primera aproximación que, a bajas frecuencias (< 1.0 Hz), las fuentes de ruido sísmico son predominantemente naturales, tales como el océano y las condiciones meteorológicas a gran escala. En frecuencias intermedias, dentro el

¹Una discusión más extensa se puede encontrar en el documento original: Albarello, D., y Lunedei, E. (2013). Combining horizontal ambient vibration components for H/V spectral ratio estimates. *Geophysical Journal International*, 194(2), 936–951.

intervalo [1.0, 5.0] Hz, las fuentes pueden ser tanto naturales (condiciones meteorológicas locales) como culturales (ruido urbano). Finalmente, a altas frecuencias, las fuentes son esencialmente de origen cultural. Esta clasificación se sintetiza en la tabla 2.3.

| | Gutenberg (1958) | Asten (1978); Asten y Henstridge (1984) |
|----------------------------|------------------|---|
| Olas costeras | 0.05 – 0.1 Hz | 0.5 – 1.12 Hz |
| Meteorología a gran escala | 0.1 – 0.25 Hz | 0.16 – 0.5 Hz |
| Ciclones sobre el océano | 0.3 – 1.0 Hz | 0.5 – 3.0 Hz |
| Meteorología local | 1.4 – 5.0 Hz | – |
| Tremor volcánico | 2.0 – 10.0 Hz | – |
| Ruido urbano | 1.0 – 100 Hz | 1.4 – 30.0 Hz |

Tabla 2.3: Resumen de las fuentes de ruido ambiental en función de la frecuencia. Adaptado de S. Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006).

Frantti *et al.* (1962) y Frantti (1963) realizaron investigaciones exhaustivas que revelaron un cambio en el comportamiento del ruido sísmico alrededor de 1.0 Hz. Estos estudios, realizados en 48 sitios con diversas características geológicas, geográficas, y temporales (variando en horas y estaciones), evidenciaron una disminución en el nivel de ruido sísmico entre 0.6 y 1.0 Hz, así como niveles relativamente estables a frecuencias más altas entre los distintos sitios. Yamanaka *et al.* (1993) encontraron variaciones diarias en los microtremores en la Universidad del Sur de California, relacionadas con actividades humanas y la altura del oleaje. Kanai (1961) observó variaciones diarias en Tokio, Japón, con amplitudes diurnas mayores que nocturnas, y propusieron una relación empírica para estas variaciones. Estudios recientes corroboran estos patrones, distinguiendo entre microsismos y microtremores según su origen, con variaciones diarias y semanales en microtremores y variaciones en el ruido natural relacionadas con fenómenos naturales (a menudo debido a la actividad oceánica).

Las mejoras en técnicas de arreglos como el SPAC y f-k han permitido diferenciar los orígenes del ruido sísmico: el ruido de baja frecuencia está asociado a la actividad oceánica, mientras que el de alta frecuencia proviene de actividades humanas. Estudios de Toksöz y Lacoss (1968), Horike (1985) y Satoh *et al.* (2001) confirman que las fuentes de ruido de largo periodo son oceánicas, mientras que las de corto periodo son antropogénicas. Se establece el siguiente esquema:

- El ruido sísmico por debajo de 0.5 Hz es generado por el océano y condiciones meteorológicas a gran escala.
- El ruido alrededor de 1.0 Hz se debe a efectos del viento y condiciones meteorológicas locales.

- El ruido por encima de 1.0 Hz es causado por actividades humanas.

Aunque 1.0 Hz es un límite convencional para distinguir entre ruido sísmico natural y cultural, Seo (1997) señala que este valor puede variar según la geología del sitio. En cuencas profundas con sedimentos suaves, como la cuenca de México, observó que el ruido sísmico muestra comportamiento de microtremor a frecuencias menores de 1.0 Hz. En estos sitios sedimentarios, se identificaron variaciones diurnas (comportamiento de microtremor) en la amplitud espectral a todas las frecuencias, mientras que en sitios rocosos estas variaciones se evidencian solo por encima de 1.0 Hz. S. Bonnefoy-Claudet (2004) encontró variaciones similares en la cuenca de Grenoble. Por otro lado, Seo (1997) reportó variaciones diurnas en la Isla Rokko (Japón), alineadas con cambios en el nivel del mar, sugiriendo que, en zonas costeras, las variaciones en la amplitud espectral del microtremor pueden estar influenciadas por los efectos de las mareas.

2.4.3 Campo de ondas del ruido sísmico

El objetivo ideal sería descomponer el campo de ondas de ruido en ondas de cuerpo (P, SV, SH) y ondas de superficie (Rayleigh y Love), y cuantificar la proporción de cada tipo de onda. Sin embargo, la revisión de la literatura indica que este objetivo es complejo y presenta numerosos desafíos no resueltos.

Contribución relativa de las ondas de superficie

Se han hecho varios intentos para describir la contribución de las ondas superficiales en el ruido sísmico. En la década de 1960, Douze (1964, 1967) comparó la amplitud espectral de ruido en pozos profundos con modelos teóricos, sugiriendo que el ruido es principalmente superficial. En la década de 1980, Li *et al.* (1984) y Horike (1985) investigaron el ruido sísmico en sitios sedimentarios, encontrando que en Lajitas, Texas, es una mezcla de ondas Rayleigh y P, mientras que en Osaka, Japón, el ruido consiste principalmente en el modo fundamental de Rayleigh para ciertas frecuencias y en modos superiores para otras.

Más recientemente, Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006) estudiaron el ruido sintético en un medio de capa suave sobre un semiespacio, concluyendo que la proporción relativa de ondas Rayleigh respecto a ondas corporales está vinculada a la distribución espacial de las fuentes de ruido. En sitios con un alto contraste de impedancia, el campo de ondas de ruido está dominado por ondas superficiales, mientras que, para contrastes menores, también incluye ondas corporales generadas por fuentes cercanas a la superficie. Estos estudios destacan la sensibilidad de la composición del campo de ondas de ruido a las características tanto de las fuentes como del suelo.

Contribución relativa de las ondas Rayleigh

Los estudios sobre la proporción de ondas Rayleigh y Love en el ruido sísmico son limitados, pero simulaciones numéricas han revelado hallazgos importantes. S. Bonnefoy-Claudet (2004) indicó que las ondas Love siempre están presentes en el ruido sintético con componentes horizontales. Ohmachi *et al.* (1998) demostraron que la relación HVSR y la coherencia entre componentes radiales y verticales pueden estimar la proporción de ondas Rayleigh a Love y el factor de amplificación del sitio, variando entre 10 % y 90 % según el tipo de excitación y las características del suelo. Chouet *et al.* (1998), utilizando el método SPAC, encontraron que el 77 % de la energía del ruido en el volcán Stromboli era de ondas Love y el 23 % eran ondas Rayleigh. Okada y Suto (2003) extendieron este enfoque, mostrando que, en ruido de largo período, la proporción de energía en ondas Love aumenta del 50 % a 1 s hasta el 90 % en períodos más largos.

En resumen, estos estudios subrayan la predominancia de las ondas Love en el campo de ondas de ruido sísmico, especialmente a frecuencias superiores a 1 Hz. No obstante, la proporción entre ondas Rayleigh y Love varía significativamente en función de la geología del sitio, las características de la fuente y la metodología empleada. En la tabla 2.4 se resumen las proporciones de las ondas superficiales en el ruido sísmico.

| | Frecuencias | Rayleigh (%) | Love (%) | Sitios (prof.) |
|-----------------------------|---------------|--------------|-----------|-------------------|
| Chouet <i>et al.</i> (1998) | > 2.0 Hz | 23 % | 77 % | Volcanes |
| Yamamoto (2000) | 3.0 – 8.0 Hz | < 50 % | > 50 % | Sedimentos <100 m |
| Arai y Tokimatsu (1998) | 1.0 – 12.0 Hz | 40 % | 60 % | Sedimentos <100 m |
| Cornou (2002) | 0.1 – 1.0 Hz | 50 % | 50 % | Sedimentos ~500 m |
| Okada y Suto (2003) | 0.4 – 1.0 Hz | < 50 % | ≥ 50 % | Sedimentos ~50 m |
| Köhler <i>et al.</i> (2007) | 0.5 – 1.3 Hz | 10 – 35 % | 65 – 90 % | Sedimentos ~200 m |

Tabla 2.4: Resumen de las razones entre ondas Rayleigh y Love presentes en el campo de ondas de ruido sísmico. Adaptado de S. Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006).

Contribución relativa de los modos superiores de las ondas Rayleigh

La investigación sobre la distribución de energía entre los modos de ondas Rayleigh en el ruido sísmico es escasa, en gran parte debido a la heterogeneidad del suelo. Stephenson (2003) y Konno y Ohmachi (1998) sugieren que, si el ruido se compusiera únicamente del modo fundamental de Rayleigh, las curvas HVSR exhibirían una estructura de pico/valle, lo cual ha sido observado en algunos sitios, como en Acapulco, México (Lermo y Chávez-García, 1994), el Valle del Po en Italia (Mucciarelli, 1998), y el Embarcadero Freeway en San Francisco (Seekins *et al.*, 1996).

No obstante, estudios de ruido sintético realizados por S. Bonnefoy-Claudet (2004) revelan la coexistencia de modos fundamentales y superiores de ondas Rayleigh, aunque sin proporcionar detalles sobre la distribución de energía entre estos modos. La presencia de modos superiores en la frecuencia de polarización vertical del modo fundamental podría explicar la ausencia de una estructura de pico/valle en muchas curvas HVSR.

Otros estudios indican la presencia de modos superiores, Bodin *et al.* (2001) identificaron un segundo pico en las curvas HVSR, lo interpretaron como el primer armónico superior de las ondas Rayleigh. Tokimatsu (1997) y estudios posteriores muestran que la estratificación del suelo y la inversión de la velocidad de onda S, puede influir en la aparición de estos modos superiores. Sin embargo, estudios posteriores de Zhang y Chan (2003), Feng *et al.* (2005), y Wathelet (2005) indican que la mezcla de datos de diferentes modos de dispersión puede afectar significativamente la precisión de los perfiles de velocidad de onda S invertidos, especialmente en zonas de baja velocidad.

| | Natural | Cultural |
|-----------------------------|--|--|
| Nombre | •Microsismos | •Microtremor |
| Origen | •Océano | •Tráfico, industria, y actividad humana |
| Frecuencia | • $0.1 - f_{nh}(0.5 - 1.0 \text{ Hz})$ | • $f_{nh}(0.5 - 1.0 \text{ Hz}) - 10 \text{ Hz}$ |
| Campo de onda incidente | •Superficiales | •Superficiales + de cuerpo |
| Variabilidad de la amplitud | •Campo de onda incidente | •Actividad humana |
| Rayleigh/Love | •Rayleigh | •Indicaciones de que ondas Love transportan más energía |
| Modos Rayleigh | •Principalmente Fundamental | •Modos superiores en frecuencias altas |
| Comentarios | •Campo de onda local diferirá de campo de onda incidente | •Algunas ondas monocromáticas relacionadas con maquinarias y motores |

Tabla 2.5: Resumen del conocimiento actual de la naturaleza y composición del campo de ondas del ruido sísmico. Adaptado de Piersanti (2016).

2.4.4 Criterios de confiabilidad

Con el fin de extraer información o realizar interpretaciones a partir de la función de transferencia HVSR obtenida por el método de Nakamura (1989), es fundamental establecer una curva característica para el sitio que sea estable y representativa. Esto significa que la curva debe ser reproducible con diferentes instrumentos, distintas selecciones de ventanas o variaciones en los parámetros de procesamiento de datos (Acerra *et al.*, 2004). Estos criterios incluyen la relevancia del pico frecuencial f_0 , el número mínimo de ventanas necesarias y la desviación estándar de los resultados.

Confiabilidad de la curva HVSR

Según el proyecto SESAME (Acerra *et al.*, 2004), la confiabilidad de una función de transferencia HVSR puede ser verificada por medio de los siguientes criterios:

- En la frecuencia de interés, deberá haber al menos 10 ciclos significativos en cada ventana, es decir, que se debe cumplir la siguiente condición:

$$f_0 > \frac{10}{l_w} \quad (2.66)$$

donde f_0 es la frecuencia fundamental en [Hz] y l_w el ancho de ventanas en [s]. Para asegurar una mayor confiabilidad de la curva, también se puede verificar la condición:

$$f_0 > \frac{20}{l_w} \quad (2.67)$$

- Se necesita un elevado número de ventanas y ciclos significativos (n_c). Se sugiere que el total de n_c sea superior a 200. Los ciclos significativos se definen de la siguiente manera:

$$n_c = l_w * n_w * f_0 \quad (2.68)$$

donde n_w es el número de ventanas seleccionadas en cada registro.

- Para garantizar que la curva sea estacionaria, es necesario que las desviaciones estándar de los factores de amplificación sean pequeñas. Por lo tanto, se debe comprobar que el nivel de dispersión entre todas las ventanas sea bajo. Los valores de las desviaciones estándar en cada intervalo frecuencial son:

$$\sigma_A(f) < 2 \text{ para } 0.5f_0 < f < 2f_0 \text{ si } f_0 > 0.5 \text{ Hz} \quad (2.69)$$

$$\sigma_A(f) < 3 \text{ para } 0.5f_0 < f < 2f_0 \text{ si } f_0 < 0.5 \text{ Hz} \quad (2.70)$$

Confiabilidad de la claridad del pico frecuencial

El proyecto SESAME (Acerra *et al.*, 2004) evalúa la confiabilidad de la claridad de los picos frecuenciales mediante una serie de criterios estadísticos que analizan tanto la amplitud como la estabilidad de los picos. Sin embargo, Wang (2020) observó que la aplicación de estos criterios a menudo conduce a la clasificación excesiva de mediciones como curvas sin picos claros, a pesar de que presentan picos identificables mediante inspección visual. En consecuencia, modificó los

criterios para que fueran más flexibles². A partir de esta consideración, se ajustan los criterios de claridad del pico con el propósito de que sean lo suficientemente flexibles para identificar la mayoría de los picos frecuenciales, pero que permitan evitar clasificar como claros aquellos picos notablemente atenuados. Los criterios modificados son:

- Existe una frecuencia f^- en el rango $[f_0/4, f_0]$ para la cual $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
- Existe una frecuencia f^+ en el rango $[f_0, 4f_0]$ para la cual $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
- La amplitud A_0 supera el valor umbral $A_0 \geq 1.8$

donde A_0 es el valor de la amplitud que corresponde a la frecuencia fundamental f_0 ; mientras que $A_{H/V}(f^-)$ y $A_{H/V}(f^+)$ son los valores de la amplitud a la izquierda y derecha de f_0 en los rangos frecuenciales indicados.

Los primeros dos criterios describen el decaimiento por izquierda y derecha de la curva desde el valor de f_0 , respectivamente. Se deberá tener en cuenta que estos criterios pueden no cumplirse si la frecuencia fundamental f_0 se encuentra cerca de los límites del rango de frecuencias de muestreo. En tales casos, se deberá tener en cuenta la tendencia general de la curva. Se debe resaltar que los valores de amplitud de la función de transferencia HVSR deben situarse entre 1.0 y 10.0. En caso de que los valores de amplitud se encuentren fuera de este rango, podrían indicar un mal funcionamiento en el sensor o la presencia de ruido artificial (Ulloa, 2018).

Un aspecto adicional para considerar es que los criterios de confiabilidad para la claridad del pico se aplican de manera coherente a las curvas HVSR que presentan múltiples picos frecuenciales. En tales casos, los criterios deben aplicarse a cada pico de forma individual. Además, estos criterios permiten clasificar las curvas planas y atenuadas: las primeras no presentan ningún pico frecuencial definido, mientras que las segundas suelen fallar únicamente en el tercer criterio. Por lo tanto, estos criterios permitirán describir los distintos tipos de las funciones de transferencia HVSR en función de la claridad del pico, así como del número de picos claros o atenuados presentes.

2.4.5 Tipos de curvas

Después de verificar el cumplimiento de las condiciones de confiabilidad de la curva y la claridad del pico frecuencial, se discuten los tipos de curvas. Si bien el método HVSR está diseñado principalmente para determinar la frecuencia fundamental en curvas con un único pico, es común encontrar curvas que presentan múltiples picos frecuenciales o que carecen de uno. Los tipos de curvas que pueden distinguirse son: (1) curva de un único pico claro; (2) curva de un pico difuso o amplio en bajas frecuencias; (3) curva con múltiples picos; y (4) curva plana o atenuada.

²Una discusión más extensa se puede encontrar en el documento original: Wang, P. (2020). *Predictability and repeatability of non-ergodic site response for diverse geological conditions*. University of California, Los Angeles.

Curva con un pico claro

Se refiere a las funciones de transferencia que presentan un único pico frecuencial claro que satisface todos los criterios de la claridad del pico. La característica de tener un único pico frecuencial está vinculada al hecho de que en ningún otro rango de frecuencias la amplitud de la razón H/V muestra otro pico claro que cumpla con los mismos criterios. La amplitud del pico frecuencial es determinada por el contraste de impedancia entre los sedimentos superficiales y la capa de roca consolidada en el basamento; cuanto mayor sea este contraste, mayor será la amplitud (Acerra *et al.*, 2004).

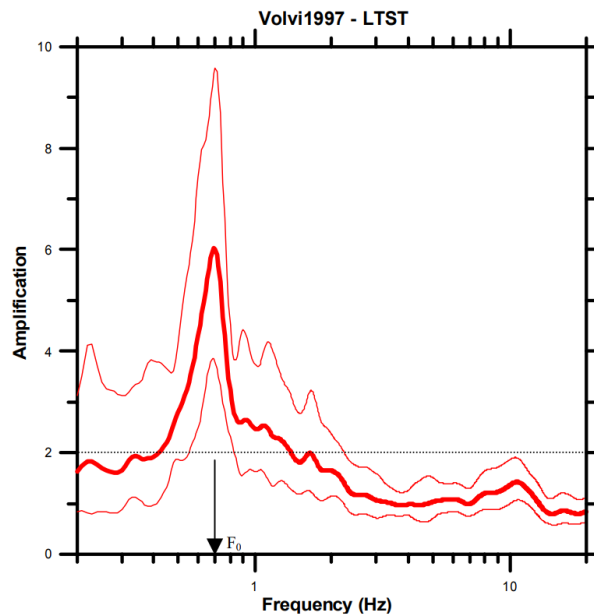


Figura 2.9: Curva HVSr con un único pico claro. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Curva con un pico difuso o amplio en bajas frecuencias

Se refiere a las funciones de transferencia que exhiben un pico difuso en frecuencias bajas, es decir, por debajo de 1.0 Hz, o un pico amplio que no cumple con todos los criterios de claridad del pico, en particular los relacionados con la amplitud. Según Acerra *et al.* (2004), un pico difuso o amplio en bajas frecuencias puede deberse a múltiples factores, tales como un contraste de impedancia moderado (inferior a 4) en el subsuelo, un gradiente de velocidad, o un bajo nivel de vibraciones ambientales en baja frecuencia. Otros factores incluyen la presencia de viento durante la grabación, especialmente en condiciones de grabación poco óptimas (cercanía a árboles o edificios altos), perturbaciones meteorológicas durante la grabación, un mal acoplamiento entre el sensor y el suelo (por ejemplo, en suelos muy húmedos después de la lluvia, o en presencia de césped, o cuando el sensor se coloca sobre una placa mal acoplada con el suelo), fuentes artificiales cercanas de

vibraciones ambientales de baja frecuencia (como camiones pesados o maquinaria de obras públicas), parámetros de suavizado inadecuados (el suavizado con un ancho de banda constante puede borrar parcial o totalmente los picos de baja frecuencia) o, finalmente, el uso de un sensor con baja sensibilidad a bajas frecuencias.

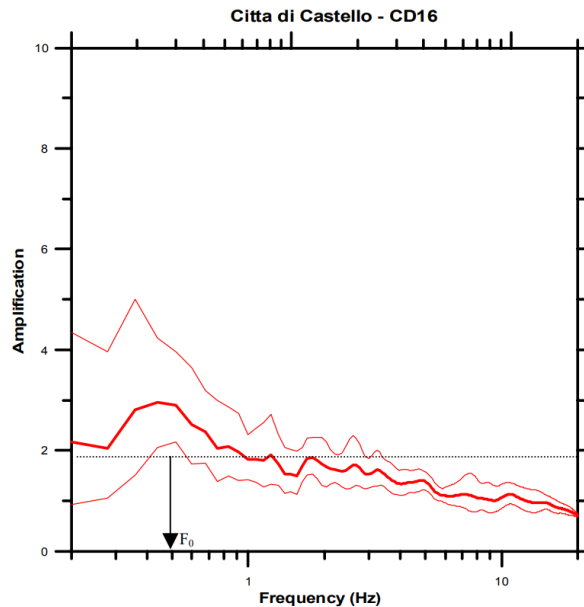


Figura 2.10: Curva HVSR con un pico difuso o amplio en bajas frecuencias. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Curva con múltiples picos

Las curvas con múltiples picos se caracterizan por presentar al menos dos picos frecuenciales que cumplen con los criterios de confiabilidad de la claridad del pico. Aunque es poco común encontrar curvas con más de dos picos confiables, se han documentado casos en los que se observan hasta tres picos frecuenciales confiables (Stolte *et al.*, 2023). Los picos secundarios en estas curvas pueden estar asociados a modos superiores de las frecuencias fundamentales o tener un origen estratigráfico. Sin embargo, los modos superiores no suelen ser comunes en las curvas HVSR (Lermo y Chávez-García, 1993), debido a que la práctica habitual implica aplicar un suavizado de señales mediante el algoritmo de Konno y Ohmachi (1998), el cual está diseñado para suprimir la aparición de picos infinitos, especialmente a frecuencias altas (Molnar *et al.*, 2022). Por lo tanto, es más probable que los picos adicionales a altas frecuencias tengan un origen estratigráfico.

En tales casos, generalmente se identifican al menos dos contrastes de impedancia. Cada pico en la curva representa una amplificación a diferentes profundidades, siendo la frecuencia fundamental f_0 del sitio el pico de menor frecuencia. Esta frecuencia f_0 está asociada con el contraste de impedancia de la interfaz entre la capa superior y el basamento, mientras que los picos a frecuencias superiores suelen relacionarse con contrastes de impedancia entre las capas superiores (Guéguen

et al., 2000; Mihaylov *et al.*, 2016). En la literatura se encuentran diversos ejemplos del análisis de funciones de transferencia HVSR con múltiples picos para describir la estructura interna de los estratos, como se detalla en Thabet (2019); Alonso-Pandavenes *et al.* (2023); Mohamed *et al.* (2020); Nelson y McBride (2019). Además, Issaadi *et al.* (2020) abordan la generación de mapas de zonificación que incorpora las curvas con picos secundarios, y Dal Moro y Panza (2022) se centran en el análisis estadístico para el tratamiento de estas curvas.

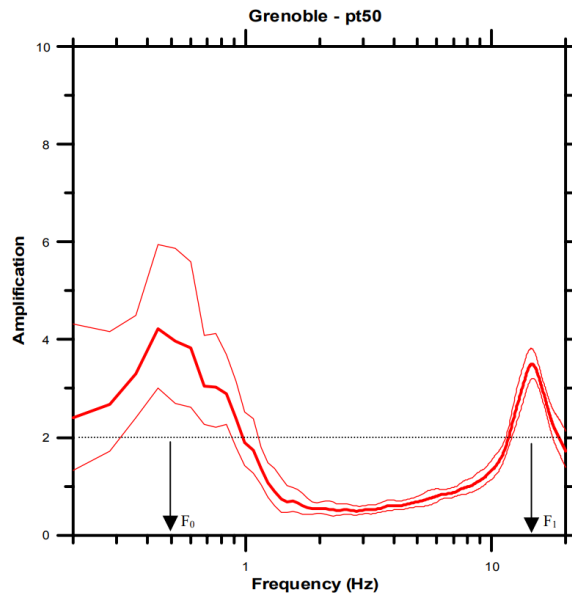


Figura 2.11: Curva HVSR con dos picos claros. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Finalmente, no se puede eliminar la posibilidad de que los picos frecuenciales secundarios se deban a actividad antropogénica, como el tráfico, maquinaria, o las industrias (Parolai *et al.*, 2004). De acuerdo con el proyecto SESAME (Acerra *et al.*, 2004), estos picos suelen aparecer a frecuencias superiores a 1.0 Hz, con amplitudes relativas elevadas y picos prominentes. Antes de realizar cualquier análisis o interpretación de estos picos, es esencial distinguir entre aquellos de origen artificial y los que tienen relación con la estratigrafía, ver subsección 4.4.6.

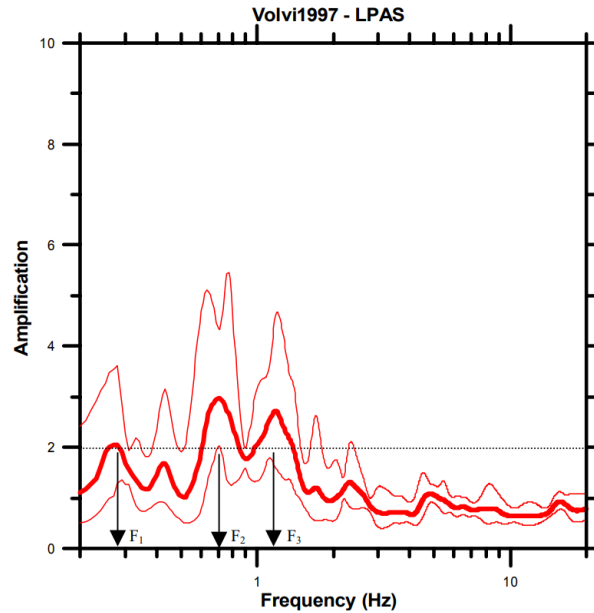


Figura 2.12: Curva HVSR con múltiples picos locales. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Curva plana o atenuada

Las curvas planas se caracterizan por no presentar máximos significativos o por decrecer muy lentamente hacia la derecha e izquierda del supuesto pico frecuencial. Generalmente, los sitios de roca dura poco meteorizada, asociados con afloramientos del basamento, tienden a mostrar curvas sin picos frecuenciales o con forma ancha (Molnar *et al.*, 2022). Las curvas con picos atenuados presentan uno o más picos frecuenciales bien definidos, pero con un factor de amplificación muy reducido, por lo que no cumplen con el tercer criterio de confiabilidad relacionado con la claridad del pico (ver subsección 2.4.4). La determinación del origen de estas curvas resulta más compleja, en algunos casos, estas curvas se encuentran en sitios caracterizados por una capa gruesa de sedimentos. En estos lugares, el basamento está muy profundo y las variaciones de velocidad y densidad de los estratos en la capa superior no suelen ser significativas, lo que impiden que se presenten contrastes de impedancia lo suficientemente grandes como para mostrar amplificaciones representativas (Acerra *et al.*, 2004). Esto no indica que el sitio carezca completamente de amplificación, sino que los contrastes de impedancia son insignificantes.

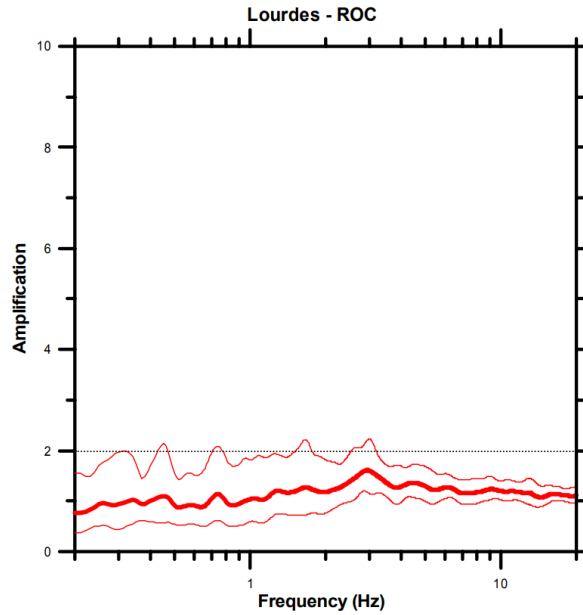


Figura 2.13: Curva HVSR plana en roca. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

En otros casos, las curvas atenuadas aparecen en sitios con una disposición más compleja de los estratos en la capa superior. La estructura del subsuelo más común consiste en un estrato de materiales poco consolidados, generalmente sedimentos, que se encuentran sobre un basamento más consolidado y denso. No obstante, en algunos casos, la capa superior está compuesta por estratos densos y rígidos situados sobre materiales más blandos, lo que provoca inversiones en las velocidades de las ondas de corte y da lugar a la atenuación de los picos frecuenciales (Castellaro y Mulargia, 2009).

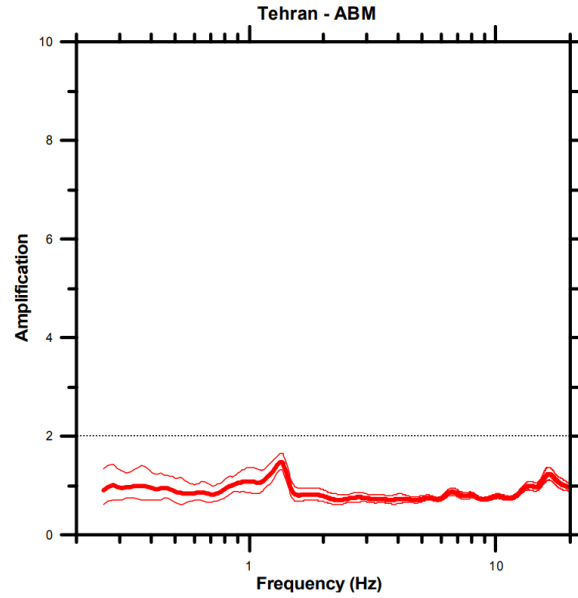


Figura 2.14: Curva HVSR atenuada en sedimentos. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

2.4.6 Parámetros dinámicos

El análisis de los efectos de sitio a través del método de razones espectrales HVSR, propuesto por Nakamura (1989), permite caracterizar el terreno mediante sus parámetros dinámicos: la frecuencia fundamental de resonancia y el factor de amplificación asociado a esta frecuencia. Es importante señalar que estos parámetros están interrelacionados y no deben considerarse de manera independiente.

La frecuencia fundamental de resonancia (f_0) de un sitio se define como la frecuencia a la cual el suelo o sustrato muestra el mayor factor de amplificación de las ondas sísmicas, denotado por A_0 . Esta resonancia resulta de la interacción entre las ondas sísmicas y las propiedades geométricas y mecánicas de la estructura del suelo o del basamento. En el caso de una función de transferencia con un único pico, la frecuencia fundamental f_0 coincide con este pico. Sin embargo, en funciones de transferencia con múltiples picos, la interpretación se vuelve más compleja, debido a que cada pico frecuencial refleja un contraste de impedancia a diferentes profundidades, representando las características de un estrato específico (Molnar *et al.*, 2022).

En la literatura, los estudios que abordan curvas con múltiples picos son relativamente escasos, y es común que los picos secundarios sean excluidos del análisis (Dal Moro y Panza, 2022). La presencia de múltiples picos en una curva plantea desafíos en la identificación precisa de la frecuencia fundamental, lo que conduce a la necesidad de distinguir entre la frecuencia fundamental y la frecuencia dominante. Acerra *et al.* (2004) define la frecuencia fundamental en funciones de transferencia con dos picos como la correspondiente a la menor frecuencia, es decir, $f_0 < f_1$, sin

importar que este no corresponda al pico de mayor amplitud. En contraste, la frecuencia dominante (f_d) en una función de transferencia con al menos un pico es la que presenta el mayor factor de amplificación. En curvas con múltiples picos, la frecuencia dominante tiende a encontrarse en las frecuencias más bajas, coincidiendo con la definición de (Acerra *et al.*, 2004). Como resultado, algunos autores consideran la frecuencia dominante como la frecuencia fundamental (f_0), basándose en la premisa de que esta prevalecerá sobre las demás (Issaadi *et al.*, 2020; Kumar y Mahajan, 2020). No obstante, dado que la mayoría de las funciones de transferencia presentan un único pico frecuencial, y considerando que los picos a frecuencias menores generalmente exhiben mayores factores de amplificación, la metodología propuesta por (Acerra *et al.*, 2004) en el proyecto SESAME es la más ampliamente adoptada.

Para simplificar la interpretación de los picos frecuenciales, tal como se detallará en la metodología, se ha decidido emplear esta definición. La frecuencia fundamental se definirá como el primer pico frecuencial, denotado como f_0 , mientras que los picos a frecuencias superiores se identificarán como f_n , donde $n = 1, 2, 3, \dots, n$. La frecuencia dominante se representará como f_d , y su factor de amplitud correspondiente, como A_d . En el caso de las curvas atenuadas, se emplearán los mismos símbolos, pero se especificará que se refieren a curvas con amplitudes significativamente reducidas.

Capítulo III. Marco geológico y tectónico

3.1 Introducción

En este capítulo se expone el marco geológico y tectónico de la zona de estudio. En lo que respecta al marco geológico, este ha sido desarrollado a partir de los documentos más recientes sobre la geología del Área Metropolitana de San Salvador, destacando particularmente el mapa geológico actualizado por Lexa *et al.* (2022). Por su parte, el marco tectónico aborda las dos principales fuentes generadoras de terremotos en el territorio nacional: la Zona de Falla de El Salvador y la zona de subducción. Asimismo, se incluye un resumen de los eventos sísmicos que han provocado mayor destrucción en la ciudad de San Salvador desde su fundación.

3.2 Marco geológico

El Salvador está constituido casi en su totalidad por rocas volcánicas de los períodos Cenozoico y Cuaternario. El Área Metropolitana de El Salvador, está situada entre el volcán San Salvador y la Caldera de Ilopango, separados entre sí por 22 km, ver figura 3.1.

El Área Metropolitana de San Salvador está ubicada dentro de una extensa depresión denominada como Graben Central. Los bordes norte y sur de este graben están compuestos principalmente por materiales de la *Formación Bálsamo* (Mioceno Tardío al Plioceno), mientras que en el interior de la depresión afloran los materiales de la *Formación Cuscatlán* (Plioceno Superior-Pleistoceno), sobre los cuales se encuentran los materiales volcánicos más recientes de la *Formación San Salvador* (Pleistoceno Superior a Holoceno).

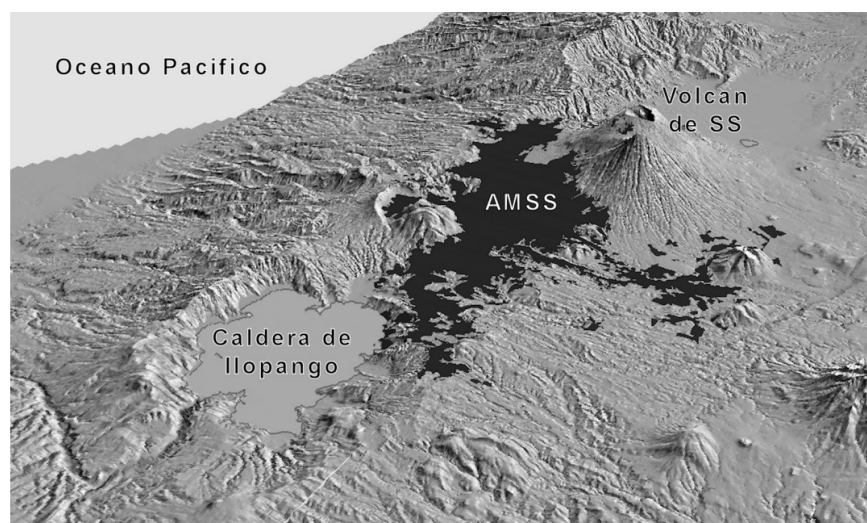


Figura 3.1: Mapa de relieve del AMSS, visto desde ENE. El área urbana está en color negro (OPAMSS, 2008), el AMSS está rodeado por el volcán de San Salvador y Caldera de Ilopango. Extraído de Chávez *et al.* (2012).

3.2.1 Formación Bálsamo

La Formación Bálsamo, la unidad más antigua de la zona investigada, se encuentra en la cordillera del Bálsamo al sur del Graben Central. Los materiales de esta formación afloran sobre la cordillera con espesores de más de 100 m, se compone de productos volcánicos andesíticos, como flujos de lava, brechas volcánicas epiclásticas, conglomerados, areniscas y tobas de pómez esporádicamente retrabajadas, con morfología y depósitos que indican que es un relicto de estrovolcanes del Plioceno.

Al oeste y oriente se encuentran los estratovolcanes Jayaque y Panchimalco, respectivamente, con morfologías primarias parcialmente bien conservadas, mientras que al este se encuentra el estratovolcán Antiguo Ilopango, cubierto por rocas volcánicas más jóvenes de la formación Cuscatlán. Según Lexa *et al.* (2022), los miembros de la Formación Bálsamo no representan sucesiones volcánicas, sino variabilidad facial en la formación. En el suroeste, está cubierta por Ignimbritas Jayaque (Formación Cuscatlán) y por unidades de tefra (Formación San Salvador) en la cordillera del Bálsamo. El relieve de los valles en forma de V indican un levantamiento reciente asociado con la subsidencia del Graben Central. En la zona exterior, la formación está compuesta principalmente por brechas volcánicas epiclásticas y conglomerados, con poca presencia de flujos de lava cerca del cono volcánico.

3.2.2 Formación Cuscatlán

Sus productos se sitúan sobre la Formación Bálsamo y la base de la Formación San Salvador, está caracterizada por vulcanismo ácido asociado con calderas y domos extrusivos. Destacan depósitos de ignimbritas andesíticas/riolíticas, tobas y sedimentos volcánicos epiclásticos, y productos volcánicos basálticos/andesíticos contemporáneos. El límite superior de la formación está definido por tefras dacíticas/riolíticas de la caldera de Coatepeque y tobas de la caldera de Ilopango, incluyendo domos extrusivos y depósitos retransportados al norte de la caldera. Las ignimbritas y tobas más antiguas de Ilopango se extienden por el Graben Central y hacia el norte, pero están cubiertas al noreste del AMSS por las Formaciones Cuscatlán y San Salvador. Los productos explosivos de Ilopango se dividen en tres formaciones: (1) Comalapa (1.8-1.35 Ma); (2) Altavista (960-260 ka); y (3) Tierras Blancas (35-1.59 ka A.P.), siendo esta última parte integral de la Formación San Salvador (Suñe-Puchol *et al.*, 2019).

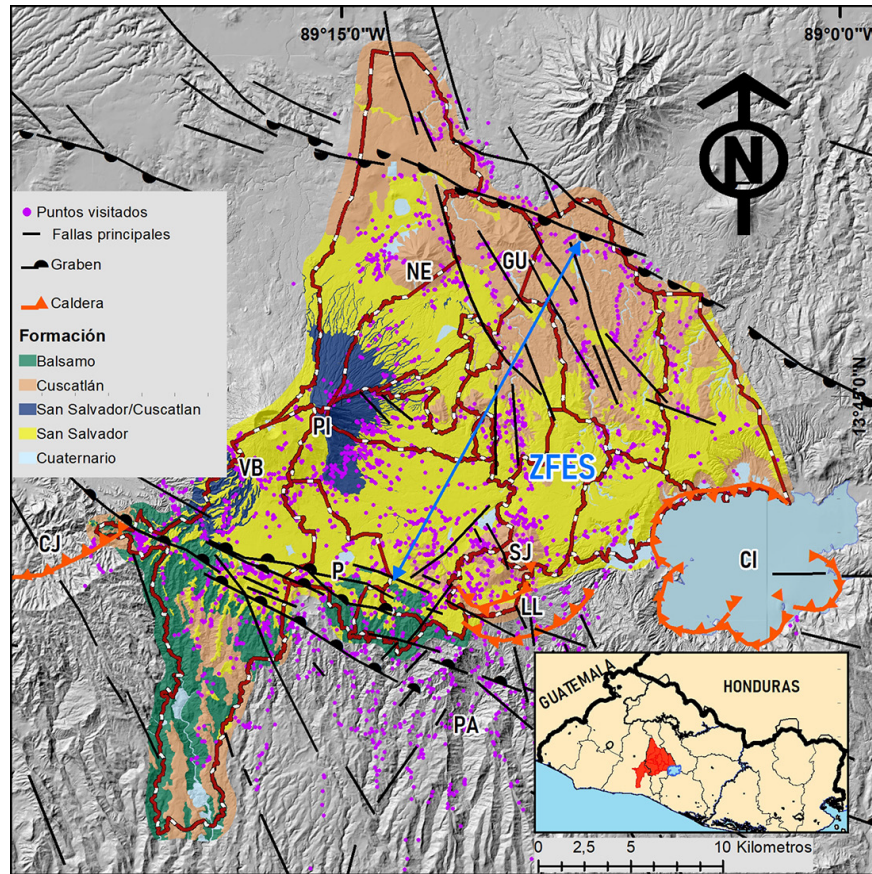


Figura 3.2: Formaciones geológicas presentes en el Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Lexa *et al.* (2022).

Incluye los domos extrusivos dacíticos jóvenes de San Jacinto (~ 350 ka), el cono de escorias/cenizas dacítico San José, los domos Cerro Tepeulo (~ 180 ka), Cerro El Lomo y Loma Cinco Tiros (~ 80 - 60 ka). Los domos de San Jacinto, compuestos principalmente por dacitas con anfíbol y piroxeno, están perturbados por fallas tectónicas (NO-SE). Incluye depósitos de pómez y cenizas alternados con paleosuelos color café, en algunos sitios, los depósitos eólicos y paleosuelos predominan sobre los depósitos de tefra, que descansan sobre lateritas ligeramente meteorizadas en la cresta de la Formación Bálsamo, generando condiciones para la inestabilidad de ladera. También se incluyen volcanes basálticos/andesíticos ubicados en la conjunción de ignimbritas de Cuscatlán, en el límite inferior de la Formación San Salvador. Sobre estos se encuentran los restos de los volcanes Guaycume, Nejapa, Guazapa, El Carmen, Loma Larga, y otras ocurrencias menores de basaltos y andesitas (Lexa *et al.*, 2011). Los volcanes monogenéticos basálticos/andesíticos en la parte norte del AMSS, representados por complejos de flujos de lava, conos de escoria y maares, presentan la misma posición estructural.

3.2.3 Formación Cuscatlán/San Salvador

Corresponde a la parte más antigua del estratovolcán San Salvador. Sus productos se encuentran por debajo de las tobas de Congo y Arce, de la caldera de Coatepeque, y la Tierra Blanca 4 (TB4) de la caldera de Ilopango, indicando su equivalencia con los volcanes basálticos/andesíticos de la Formación Cuscatlán (Lexa *et al.*, 2022). La parte más antigua, el volcán Antiguo San Salvador, cuya evolución se encuentra en la transición entre las formaciones Cuscatlán y San Salvador, es anterior a la tefra TB4. Está representada por los restos del cono volcánico Picacho y depósitos de conos aluviales circundantes, anteriores a la formación de la caldera. En el suroeste (Las Lajas), los productos más antiguos, representados por flujos de lava andesítica espesa (~62 ka), descansan sobre las tefras Arce (~ 72 ka) y Congo (~57 ka). La mayor parte de su evolución ocurrió antes de que se establecieran las tobas de Congo y Arce, únicamente sus productos más jóvenes se produjeron entre Congo, Arce y TB4.

En el sector suroeste, el cono del volcán Antiguo San Salvador está compuesto principalmente por acumulaciones densas de escoria y tobas, con flujos de lava secundarios. Más cerca del centro, se encuentran aglomerados y flujos de lava tipo AA. En la base del cono predominan depósitos alternados de tefra y escoria, junto con material retrabajado subordinado en forma de flujos de lodo, escombros o flujos hiperconcentrados. Las tefras, mayormente de textura fina y gruesa, de color café y variablemente mal clasificadas, están presentes en estratos masivos o laminados, e incluyen horizontes de tobas muy finas y paleosuelos.

3.2.4 Formación San Salvador

Es producto de la actividad volcánica del Pleistoceno Superior y Holoceno vinculada al Graben Central, incluye las unidades más jóvenes del volcán San Salvador, las tefras de las calderas de Coatepeque e Ilopango, los maares Plan de La Laguna y La Tabla, y los conos de escoria El Cerrito y Cerro La Tabla, con flujos de lava relacionados. Los productos más recientes datados son las escorias y tobas del maar Plan de La Laguna (820 a.C.) y la tefra TBJ (430 d.C.). Los productos de esta formación yacen de manera variable sobre lateritas de la Formación Bálsamo, rocas de la Formación Cuscatlán y del volcán Antiguo San Salvador, cuyo espesor varía desde menos de 0.5 m en las afueras del AMSS, a más de 50 m cerca de la caldera de Ilopango, hasta más de 300 m en el cono volcánico de San Salvador, con unidades de tefra separadas por paleosuelos y depósitos de polvo eólico color café.

Durante los últimos 3500 años, el volcán San Salvador ha experimentado 24 erupciones monogenéticas, resultando en la formación de conos de escoria, extensos flujos de lava, con espesores de 2 a 8 m y varios maares. El volcán también ha presentado erupciones en el flanco a lo largo de fallas extensionales en direcciones NNO/SSE y ONO/ESE (Ferrés *et al.*, 2011; Sofield, 2004). Los flujos de lava presentan juntas de lámina o en bloques, y brechas de lava tipo AA superpuestas.

En el cráter central se producen depósitos de escorias y aglomerados intercalados, mientras que en los respiraderos parasitarios de la ladera, las escorias y aglomerados con bombas forman conos de escoria.

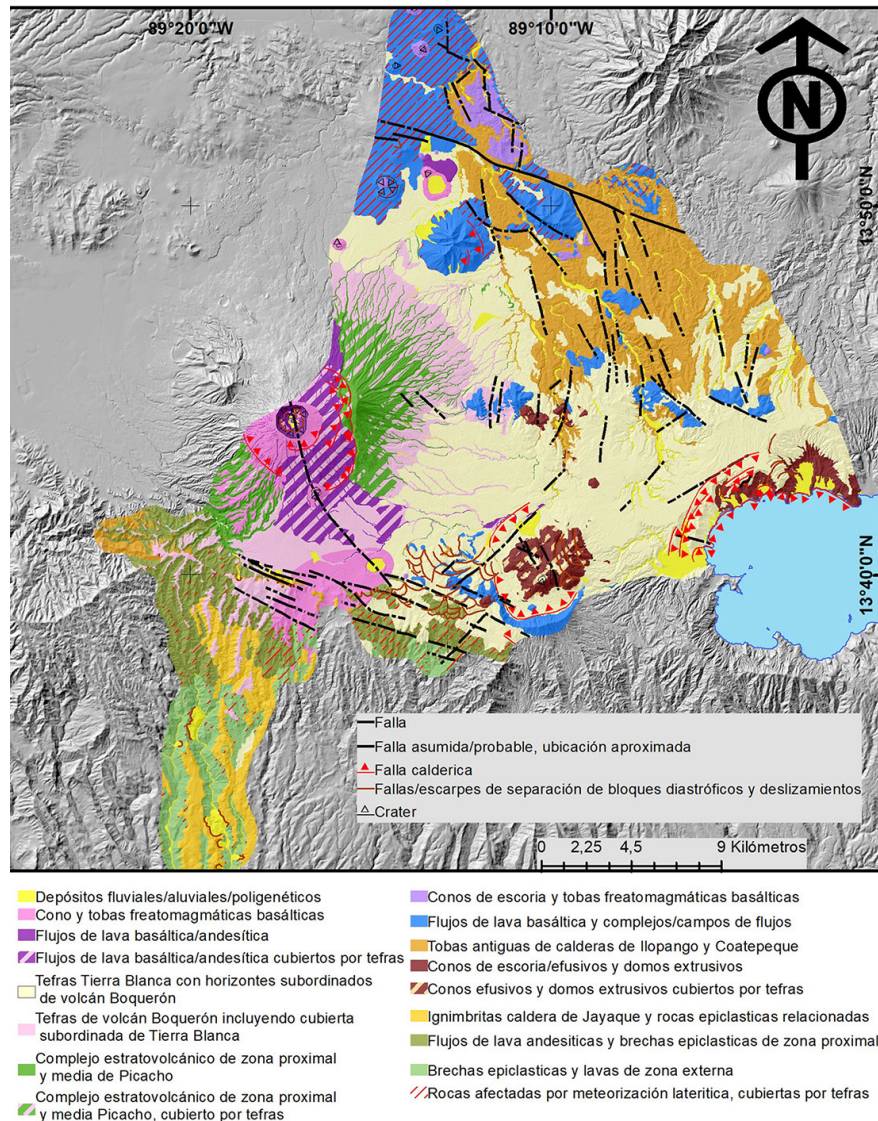


Figura 3.3: Mapa de geología 1:50000 del Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Lexa *et al.* (2022).

Los depósitos de escoria Apopa, G1, G2 y B1, junto con las tobas color café y talpetate, corresponden a las principales erupciones explosivas del volcán San Salvador. El horizonte G1 es el más espeso, se extiende hasta 15 km alrededor del volcán, seguido por G2 y las tobas talpetate (Ferrés, 2014). La secuencia de tefras de Tierra Blanca incluye horizontes de escoria del volcán San Salvador y facies distales del maar Plan de La Laguna. Esta secuencia comienza con las escorias Apopa o tefras TB4, seguidas por escorias más antiguas y tefras del volcán San Salvador (G1), tefras TB3 y TB2, y escorias más recientes del volcán San Salvador (G2), además de tobas y escorias del maar

Plan de Laguna, tobas del maar La Tabla cerca de Nejapa, y finalmente tefras de Tierra Blanca Joven (TBJ). El espesor de la tefra varía desde unos metros en el oeste hasta varias decenas de metros cerca de la caldera de Ilopango. En el área cercana a la caldera de Ilopango, por debajo de las tefras de más de 20 m de espesor se encuentran tefras redepositadas y de pómez de los horizontes más antiguos de Tierra Blanca, que probablemente corresponden al nivel del lago de esa época.

Las tefras no consolidadas de la secuencia de Tierra Blanca son fácilmente erosionables. En áreas con mayor espesor, la erosión retrógrada forma cañones profundos y relieve tipo *Badland* con intensa denudación y numerosas quebradas. Si bien las tefras pueden formar escarpes casi verticales, estos son vulnerables a derrumbes por erosión, terremotos y lluvias. La Tierra Blanca Joven, en particular, es propensa a derrumbes y flujos deslizantes, especialmente sobre lateritas o tobas más antiguas en el sur del Área Metropolitana de San Salvador. Las propiedades físicas de las tefras están documentadas por varios estudios, incluyendo los realizados por Chávez *et al.* (2012, 2013, 2016).

3.3 Marco Tectónico

El Salvador se ubica en el norte de Centroamérica, en el margen del océano Pacífico de la placa del Caribe, ver figura 3.4. La zona sur del país, se encuentra en el fragmento del antearco de la placa del Caribe, mientras que la parte norte pertenece al Bloque de Chortís, un bloque continental compuesto por un basamento paleozoico, sedimentos marinos mesozoicos y material volcánico asociado con la subducción de la placa de Cocos bajo este bloque (Rogers *et al.*, 2002). El Salvador forma parte del arco volcánico de Centroamérica (CAVA, *Central American Volcanic Arc*) que se extiende paralelamente a la fosa Mesoamericana desde el norte de Costa Rica hasta Guatemala. Este arco está asociado con la zona de subducción, donde la placa de Cocos se desplaza por debajo de la placa del Caribe (Dewey y Suárez, 1991). El CAVA finaliza abruptamente al norte, en la falla de Polochic en Guatemala, en una triple unión difusa entre las placas de Cocos, del Caribe y de América del Norte (Canora *et al.*, 2012).

El arco volcánico de Centroamérica se ha dividido en tres zonas principales de acuerdo con su orientación, el estilo de sus estructuras y geomorfología (Álvarez-Gómez, 2009). De sur a norte, las principales estructuras del CAVA son: (1) la Depresión Nicaragüense, la cual se extiende desde el norte de Costa Rica hasta el este del Golfo de Fonseca; (2) la Zona de Falla de El Salvador que se extiende desde el oeste del Golfo de Fonseca hasta la frontera que limita a El Salvador con Guatemala; y (3) la falla de Japaltagua en Guatemala (Alonso-Henar *et al.*, 2014).

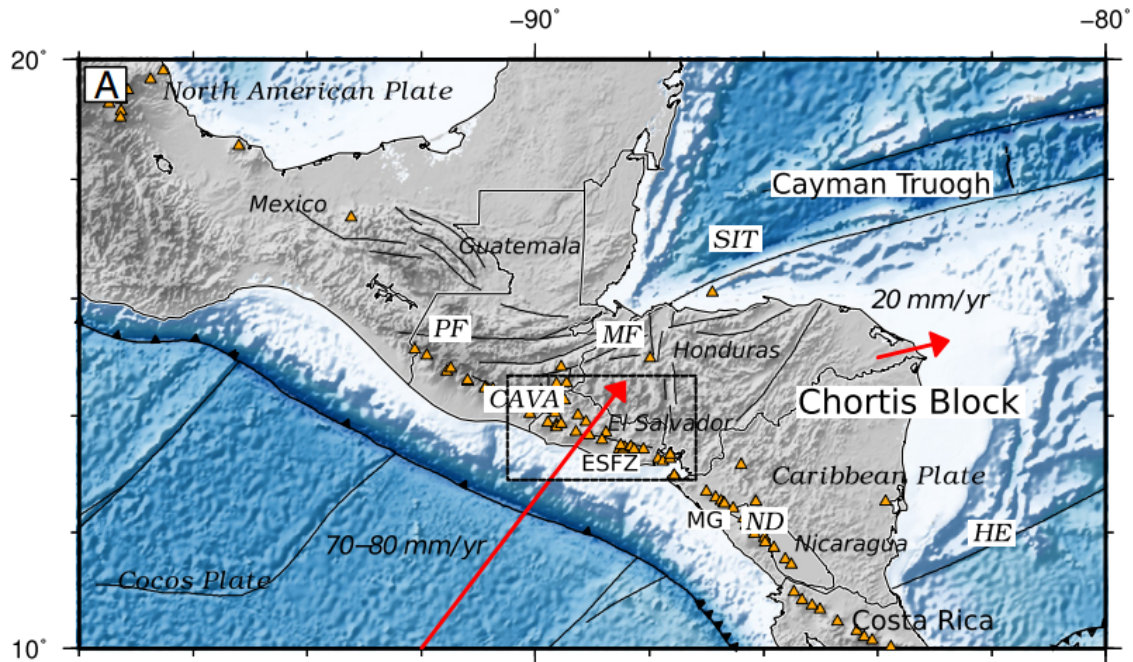


Figura 3.4: Tectónica del norte de América Central. Las flechas rojas indican los desplazamientos relativos y su magnitud. Los triángulos naranjas representan los volcanes del CAVA. Las abreviaturas son: SIT: Transformación de la Isla del Cisne; MF: Falla de Motagua; PF: Falla de Polochic; ND: Depresión Nicaragüense; HE: Escarpe de Hess; CAVA: Arco Volcánico de América Central. Extraído de Alonso-Henar *et al.* (2014).

3.3.1 Zona de Falla de El Salvador

La Zona de Falla de El Salvador (ESFZ, *El Salvador Fault Zone*) es un sitio de deformación de 150 km de largo y 20 km de ancho en el arco volcánico salvadoreño en el CAVA (Martínez-Díaz *et al.*, 2004). Incluye los volcanes Izalco, Santa Ana, Coatepeque, San Salvador, Ilopango, San Vicente y Berlín (Staller *et al.*, 2016). Está compuesta por fallas principales de deslizamiento con orientación N90°-100°E y fallas normales secundarias con orientación N120°E y N170°E. Se extiende hacia el oeste conectándose con la Falla de Jalpatagua, y se disipa en el este en el Golfo de Fonseca, ver figura 3.5 (Alonso-Henar *et al.*, 2014). La ESFZ influye significativamente en la geomorfología, deformando y desplazando depósitos cuaternarios con un desplazamiento lateral derecho en sus segmentos principales (Corti *et al.*, 2005; Martínez-Díaz *et al.*, 2004). También desplaza ignimbritas cuaternarias y flujos piroclásticos de TBJ y de la Formación Cuscatlán. Además, se han identificado desplazamientos horizontales de hasta 200 m en depósitos holocenos y en la red de drenaje (Corti *et al.*, 2005; Canora *et al.*, 2012).

La Zona de Falla de El Salvador se compone por un complejo sistema de trazas que abarca cinco segmentos geométricos de fallas principales, extendiéndose de oeste a este desde la falla de Jalpatagua en Guatemala hasta el Golfo de Fonseca (Canora *et al.*, 2010). Estos segmentos son: (1) el segmento Occidental (donde la Falla de Guaycume es la principal); (2) el segmento de San

Vicente (fuente del terremoto del 13 de febrero de 2001); (3) el segmento de Berlín (donde la Falla El Triunfo es la principal); (4) el segmento Lempa (considerado una zona inter-segmental que conecta dos zonas de deformación bien definidas, los segmentos de San Vicente y Berlín); y (5) el segmento de San Miguel (con la menor expresión geomorfológica) (Alonso-Henar *et al.*, 2022, 2014), ver figura 3.5.

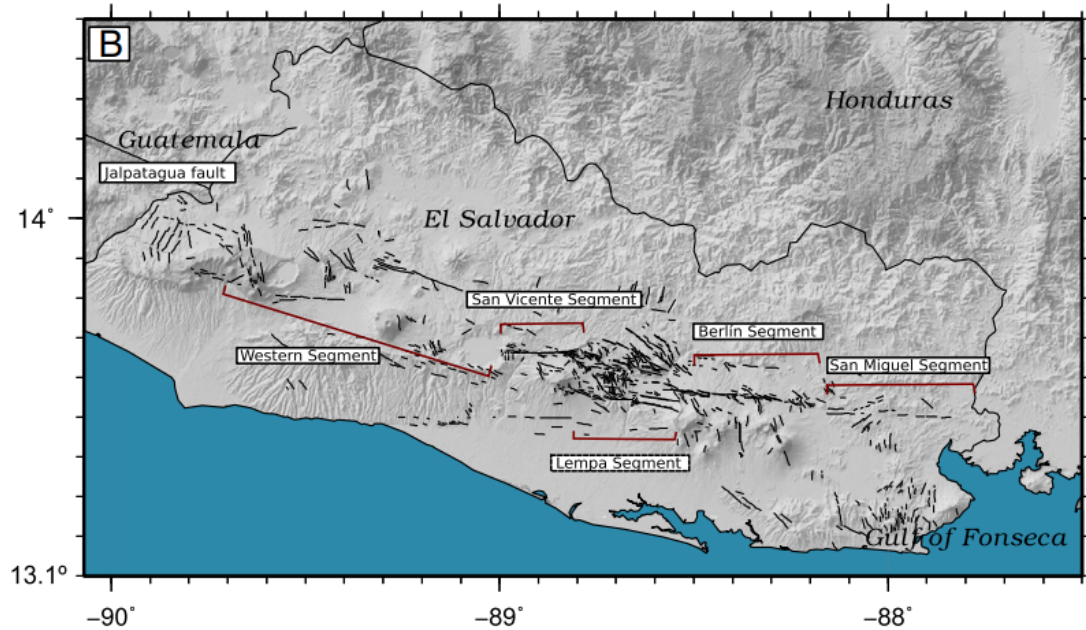


Figura 3.5: Segmento de la Zona de Falla de El Salvador en el CAVA. Las líneas negras representan las fallas primarias y secundarias activas. Extraído de Alonso-Henar *et al.* (2014).

3.3.2 Terremotos históricos en San Salvador

Desde su fundación en 1545, la ciudad de San Salvador ha experimentado numerosos episodios de destrucción debido a terremotos. Sus primeras ruinas sísmicas datan del 2 de junio de 1575, causado por un sismo con epicentro en la zona de Texacuangos (Grases, 1994; Muñoz y Udías, 2006). El 23 de junio de 1576, otro sismo generó deslizamientos en la Sierra Los Texacuangos (Montessus de Ballore, 1889; Bommer *et al.*, 2002). La ciudad ha sido destruida en al menos doce ocasiones por sismos corticales originados en la Zona de Falla de El Salvador y en seis ocasiones por eventos regionales ubicados en la fosa de subducción.

El terremoto cortical de mayor magnitud registrado fue un evento con una magnitud estimada de $6.6 M_s$, comparable al terremoto del 13 de febrero de 2001. Ocurrido en 1854, este evento provocó una destrucción tan extensa en San Salvador que la capital se trasladó a Santa Tecla durante cinco años (Grases, 1994; Bent y Evans, 2004). Por otro lado, el terremoto de 1986, con magnitud de $5.7 M_w$ ($5.4 M_s$), también causó importantes daños a pesar de su menor magnitud, debido a su poca profundidad focal y su ubicación directamente debajo de San Salvador (Bent y Evans,

2004). La frecuencia de estos eventos sísmicos y la vulnerabilidad inherente de la ciudad destacan a San Salvador como una de las ciudades latinoamericanas más afectadas y devastadas por terremotos (Bommer *et al.*, 1998). La tabla 3.1 proporciona un resumen de los sismos que han causado significativas destrucciones en la ciudad San Salvador desde 1700.

| Fecha | Magnitud | Fuente | Referencia |
|------------|-----------|------------------|--|
| 06/03/1719 | 7.2 M_i | Subducción | Grases (1994); Martínez (1978); Harlow <i>et al.</i> (1993) |
| 03/03/1748 | 6.4 M_i | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993) |
| 30/05/1776 | 7.5 M_i | Subducción | Grases (1994); Lardé (1960) |
| 02/02/1798 | 6.2 M_i | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); Martínez (1978); Lardé (1960) |
| 01/10/1839 | 5.9 M_i | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Martínez (1978); Lardé (1960) |
| 16/04/1854 | 6.6 M_i | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); Martínez (1978); Lardé (1960) |
| 08/12/1859 | 7.3 M_i | Subducción | Grases (1994); Martínez (1978); Lardé (1960) |
| 04/03/1873 | 6.4 M_i | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); Martínez (1978); Lardé (1960) |
| 07/09/1915 | 7.7 M_s | Subducción | Grases (1994); Martínez (1978); Lardé (1960); Salazar <i>et al.</i> (1997) |
| 08/06/1917 | 6.7 M_s | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); Martínez (1978); White y Harlow (1993); Salazar <i>et al.</i> (1997) |
| 28/04/1919 | 5.9 M_s | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); Martínez (1978); White y Harlow (1993); Salazar <i>et al.</i> (1997) |
| 03/05/1965 | 6.0 M_s | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); Martínez (1978); White y Harlow (1993); Salazar <i>et al.</i> (1997) |
| 19/06/1982 | 7.3 M_s | Subducción | Ambraseys y Adams (1996); Lara (1983); J. Álvarez (1982); Salazar <i>et al.</i> (1997) |
| 10/10/1986 | 5.7 M_w | Cadena volcánica | Harlow <i>et al.</i> (1993); Grases (1994); White y Harlow (1993); Salazar <i>et al.</i> (1997) |
| 13/01/2001 | 7.7 M_w | Subducción | Benito <i>et al.</i> (2004); Bommer <i>et al.</i> (2002) |
| 13/02/2001 | 6.6 M_w | Cadena volcánica | Benito <i>et al.</i> (2004); Bommer <i>et al.</i> (2002) |

Tabla 3.1: Listado de sismos que han causado destrucción significativa en la ciudad de San Salvador desde 1700.

El terremoto del 3 de mayo de 1965 (6.0 M_s), con epicentro a pocos kilómetros al sureste de San Salvador, causó 110 muertes, 400 heridos y $\sim 30,000$ personas sin hogar. Afectó principalmente a Soyapango, Ciudad Delgado e Ilopango. Las estructuras más afectadas fueron las de adobe y bahareque, mientras que las de concreto reforzado sufrieron pocos daños. El terremoto del 19 de junio de 1982 (7.3 M_s), con epicentro en el océano Pacífico (80 km prof.), fue seguido por 174 réplicas, causó 8 muertes, 96 heridos, y ~ 5000 damnificados, destruyó 300 viviendas, y dañó 1330, mayormente de adobe y bahareque, también provocó deslizamientos de tierra que obstruyeron

carreteras secundarias. El terremoto del 10 de octubre de 1986 ($5.7 M_w$), con epicentro cercano a San Salvador (10 km prof.), causó 1500 muertes, 10,000 heridos y 100,000 damnificados. Destruyó alrededor de 23,000 casas y dañó 30,000, principalmente de adobe y bahareque, además provocó numerosos deslizamientos y asentamientos del terreno que dañaron infraestructuras y carreteras. Se reportaron daños en 75 edificios de tres o más pisos, y el colapso de edificios emblemáticos como el Rubén Darío y el Gran Hotel San Salvador (Bommer *et al.*, 1998).



Figura 3.6: Colapso del edificio Rubén Darío después del terremoto de 1986. Extraído de Bommer (1996).

Terremotos de enero y febrero de 2001

El terremoto de subducción del 13 de enero de 2001, con epicentro a 110 km al sureste de la ciudad de San Salvador (13.0498°N , -88.660°O), y una profundidad focal de 60 km, fue seguido por más de 5000 réplicas durante más de seis semanas. La duración del sismo fue de 50 s, con un período dominante de 0.08 s en las direcciones N-S y E-O. Este sismo concentró su energía en frecuencias altas (~ 13 Hz). El segundo terremoto de 2001, ocurrido el 13 de febrero, fue un evento cortical con epicentro cercano a la ciudad de San Vicente (13.621°N , -88.856°O), a 30 km al este de San Salvador y una profundidad focal de 9 km (López *et al.*, 2004). El sismo principal fue seguido por réplicas que abarcaron un área de 300 km^2 . La duración del sismo fue de 30 s, con un período dominante entre 0.09-0.22 s en las direcciones N-S y E-O.

Los terremotos de 2001 provocaron 844 y 315 muertes, respectivamente, principalmente debido a deslizamientos de tierra, con un impacto significativo en el evento del 13 de enero. Sin embargo, el número de muertes no refleja completamente su impacto, ya que el terremoto de octubre de 1986 ($5.7 M_w$) causó más víctimas. El verdadero impacto de los terremotos se evidencia en la

destrucción de viviendas. Según el Comité de Emergencia Nacional (COEN), 150,000 viviendas fueron destruidas y 185,000 dañadas, dejando a más de un millón de personas sin hogar (Bommer *et al.*, 2002).

La mayoría de las casas dañadas eran de adobe y bahareque, siendo el adobe particularmente susceptible, mientras que las casas de madera y mampostería reforzada resistieron mejor (Bommer *et al.*, 2002). Durante ambos terremotos, San Salvador experimentó efectos de sitio locales debido a la presencia de depósitos sueltos y no consolidados de la unidad cuaternaria de depósitos de Tierra Blanca Joven, que tienen malas características mecánicas y bajas velocidades de onda de corte, lo que probablemente aumentó la amplitud y el contenido de frecuencia de la sacudida sísmica (Bommer *et al.*, 1998).

Capítulo IV. Datos y Métodos

4.1 Introducción

La investigación requirió información preliminar que se obtuvo a través de un exhaustivo trabajo de escritorio, que incluyó la revisión detallada de diversas tesis y artículos científicos, así como la consulta de datos específicos del sitio, tales como la geología superficial, la geomorfología, la distribución de perfiles litológicos a gran profundidad y otra información relevante. A continuación, se describe la metodología empleada para organizar la información preliminar, recolectar los datos, y se especifican los elementos considerados para su procesamiento.

4.2 Trabajo de escritorio

En esta etapa se elaboró la distribución de los puntos de medición tanto para la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador (ZOAMSS) como para el Centro Histórico de San Salvador (CHSS). Para ello, se consideró la información proporcionada por el Consejo de Alcaldes y Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (COAMSS/OPAMSS), la cual incluye un mapa de geología superficial, un mapa de geomorfología, y un mapa de peligrosidad del AMSS a escala 1:50,000. Además, se contó con la distribución de perfiles litológicos de gran profundidad. Con el objetivo de determinar la distribución de las frecuencias fundamentales en ambos sitios de estudio, se seleccionaron 153 puntos de medición, dispuestos de la siguiente manera: (1) 130 para la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador; y (2) 23 para el Centro Histórico de San Salvador.

Considerando el mapa de geología superficial, se buscó que los puntos de medición cubrieran todas las categorías geológicas presentes en el área de estudio. Por tanto, se concentraron más puntos en las áreas con mayores variaciones geológicas, mientras que en las zonas extensas con una geología homogénea se distribuyeron puntos de medición representativos para cada categoría geológica. Este enfoque fue particularmente relevante para la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador debido a su vasta extensión y a la diversidad de categorías geológicas presentes.

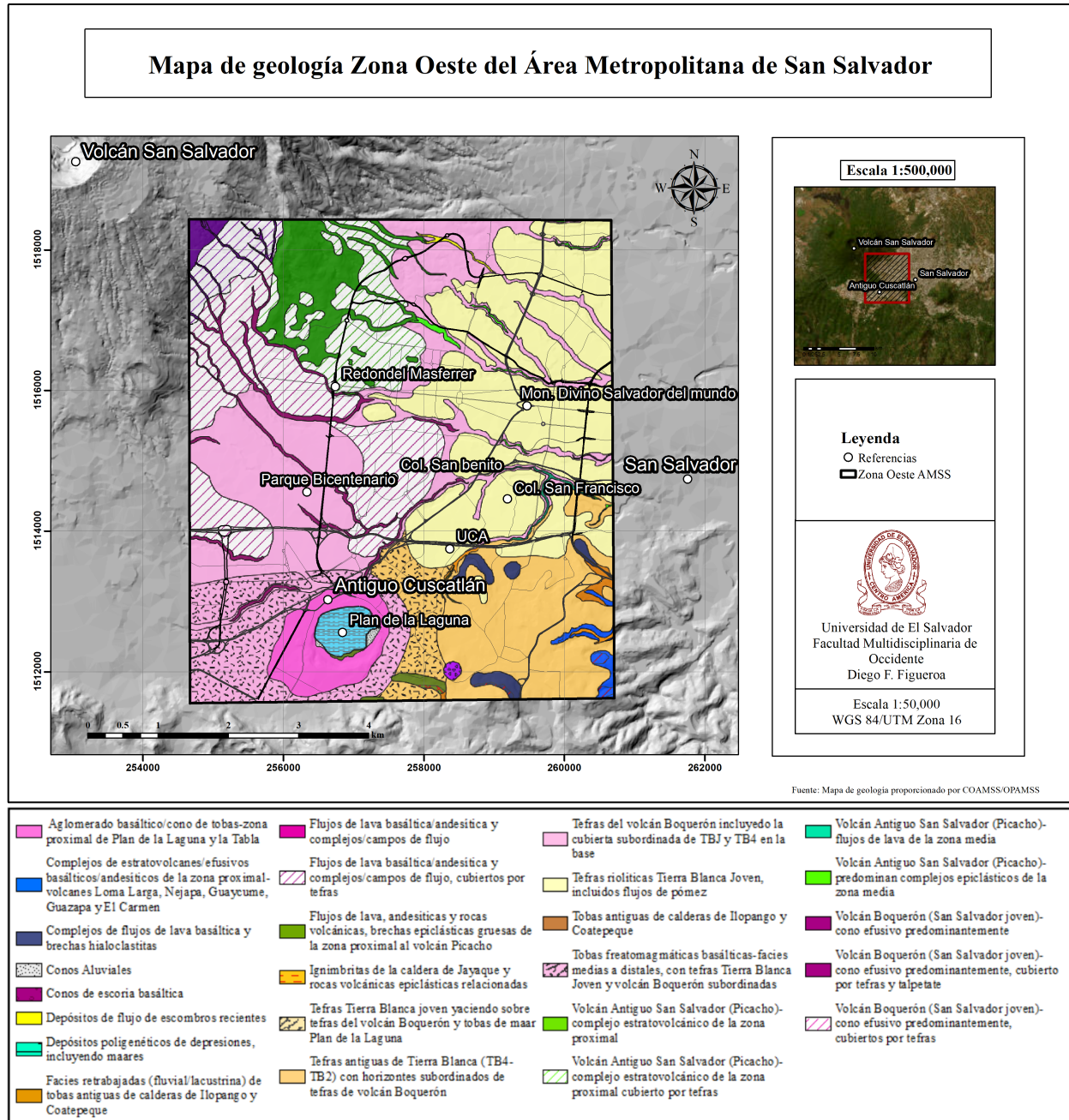


Figura 4.1: Mapa de geología superficial a escala 1:50000 de la Zona Oeste del AMSS.

En contraste, el Centro Histórico de San Salvador se distingue por sus condiciones geológicas más estables, caracterizado principalmente por materiales piroclásticos poco consolidados, como tefras de Tierra Blanca Joven y tobas de color café. La estabilidad de las condiciones geológicas en este sitio solo se ve interrumpida por pequeños flujos de lava que siguen los cursos de quebradas, ríos y riachuelos cercanos.

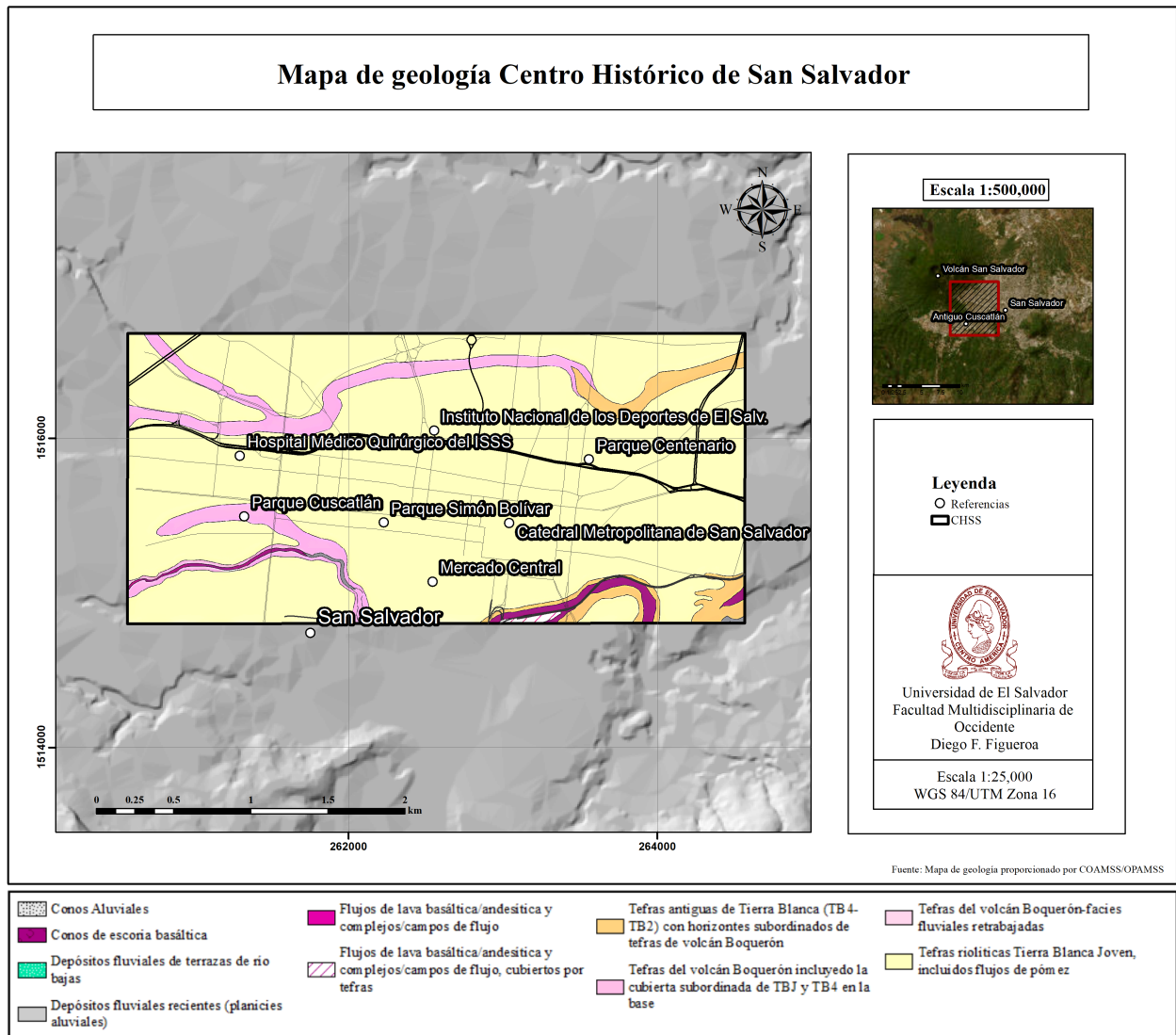


Figura 4.2: Mapa de geología superficial a escala 1:50000 del Centro Histórico de San Salvador.

En relación con el mapa de geomorfología, se prestó especial atención a la inclusión de puntos cercanos a las lavas del noroeste y a la estructura monogenética maar Plan de La Laguna, ubicada al suroeste.

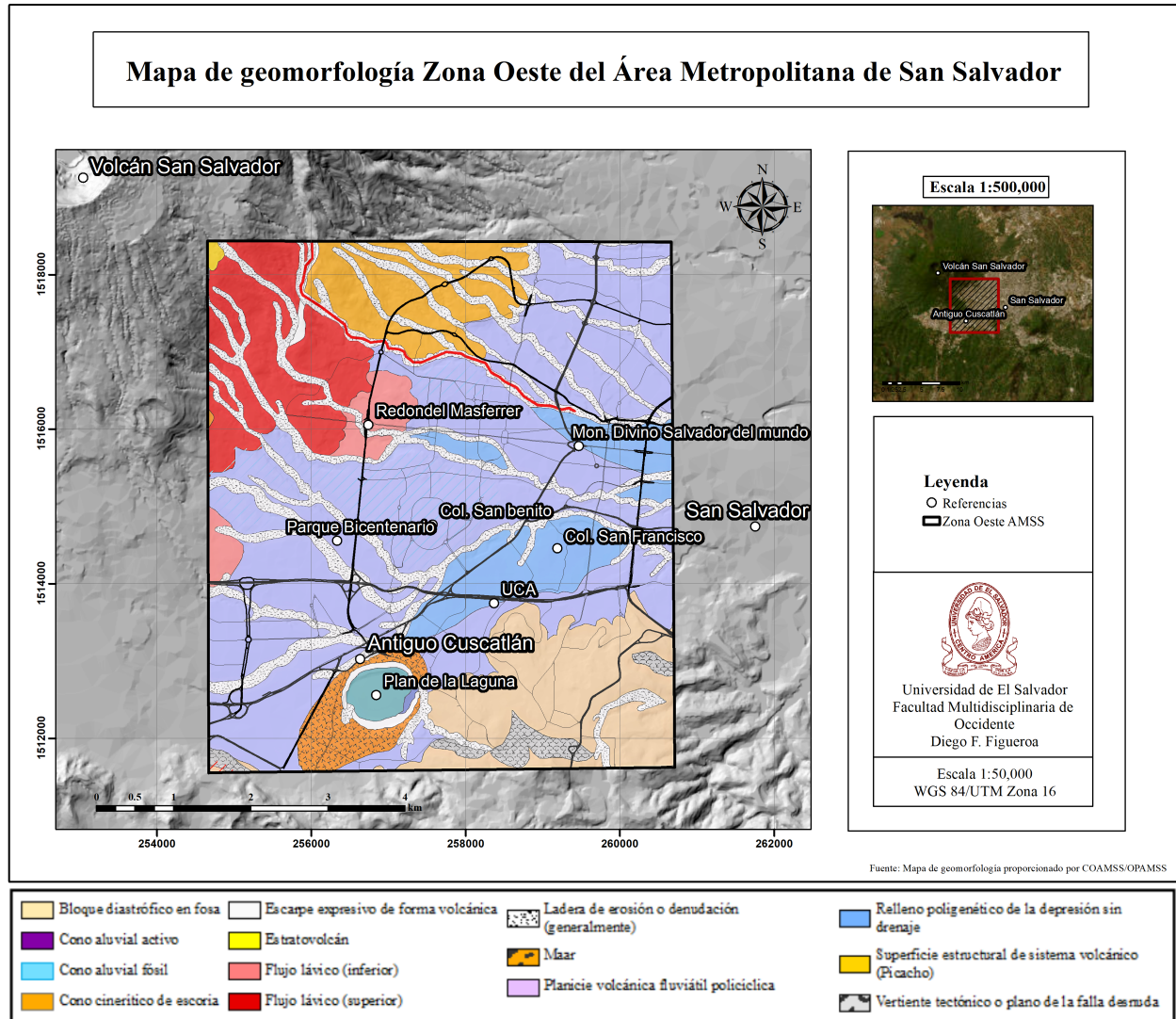


Figura 4.3: Mapa de geomorfología a escala 1:50000 de la Zona Oeste del AMSS.

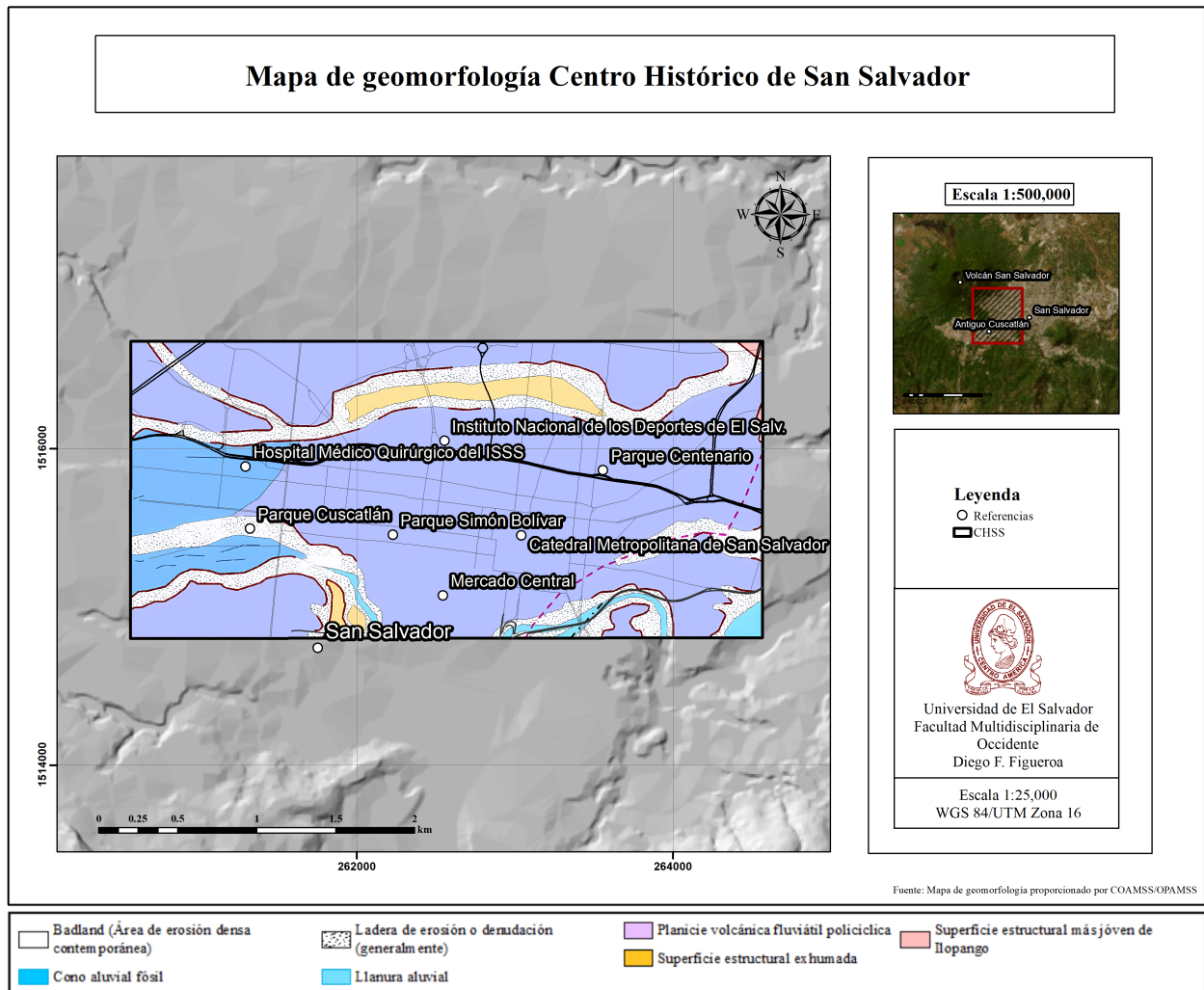


Figura 4.4: Mapa de geomorfología a escala 1:50000 del Centro Histórico de San Salvador.

En cuanto a la información geotécnica, se ha considerado la distribución de cada perfil litológico profundo en la zona. Se ha ubicado al menos un punto de medición a una distancia de entre 10 a 50 m de cada perfil, con el propósito de tener una interpretación litológica que alcance mayores profundidades.

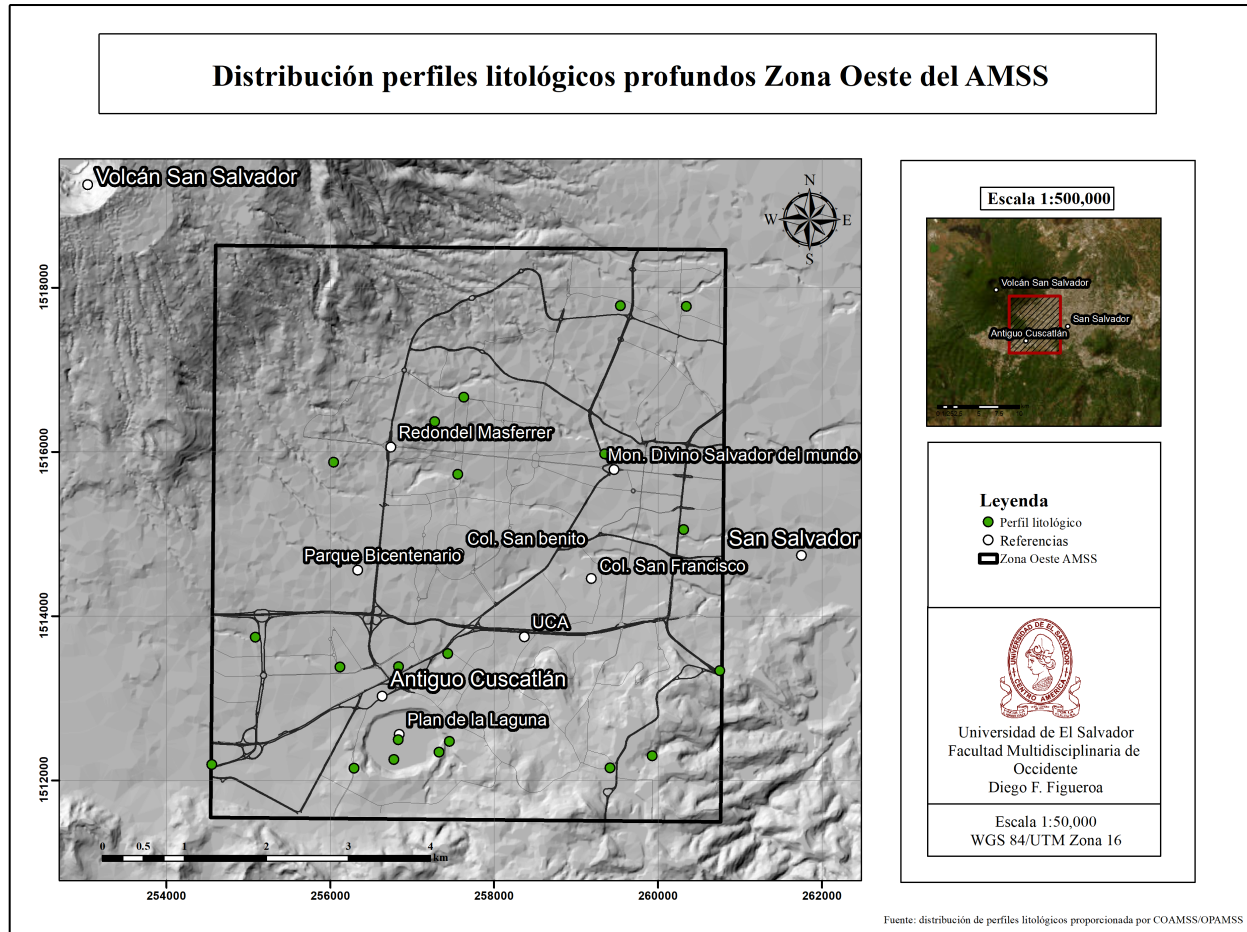


Figura 4.5: Distribución de perfiles litológicos profundos en la Zona Oeste del AMSS.

Finalmente, se realizó la distribución de todos los puntos de medición en ambas zonas, como se muestra en la figura 4.6. La Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador comprende una superficie aproximada de 45 km², abarcando desde el flanco sureste del volcán San Salvador hasta el centro urbano de San Salvador. Por otro lado, el Centro Histórico de San Salvador, tiene un área superficial aproximada de 4 km², cubriendo íntegramente el área del Centro Histórico de San Salvador y sus alrededores.

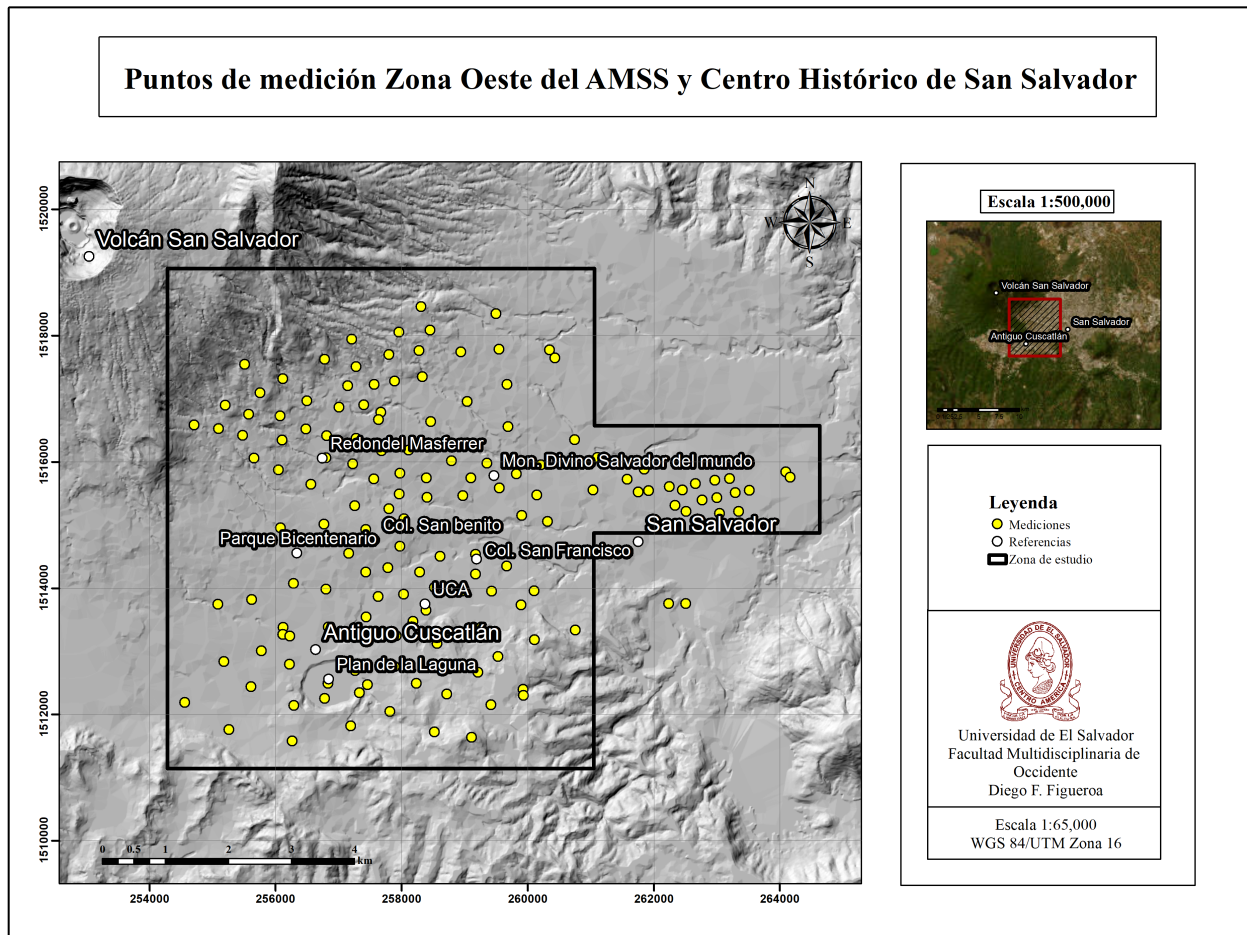


Figura 4.6: Distribución de puntos de medición en la Zona Oeste del AMSS y el Centro Histórico de San Salvador.

En la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador se distribuyeron 130 puntos de medición, con una distancia promedio entre ellos que varía generalmente entre 500 m y 1.5 km. Sin embargo, en áreas específicas donde se cuenta con información de litología profunda (definida como profundidades superiores a 100 m), la distancia entre puntos se redujo a aproximadamente 300 m. Es importante destacar que, en total, en este sitio se realizaron 123 mediciones, debido a que algunos puntos eran de difícil acceso. Los puntos excluidos son: P26, P27, P74, P125, P126, P150 y P151. Dado que el Centro Histórico de San Salvador tiene una superficie significativamente menor, la distancia entre los puntos de medición en esta área varía entre 200 y 300 m. En esta zona, se distribuyeron 23 puntos de medición, sin embargo, también se excluyeron algunos puntos debido a su distancia considerable con respecto al área de estudio. Los puntos excluidos son: P23 y P24.

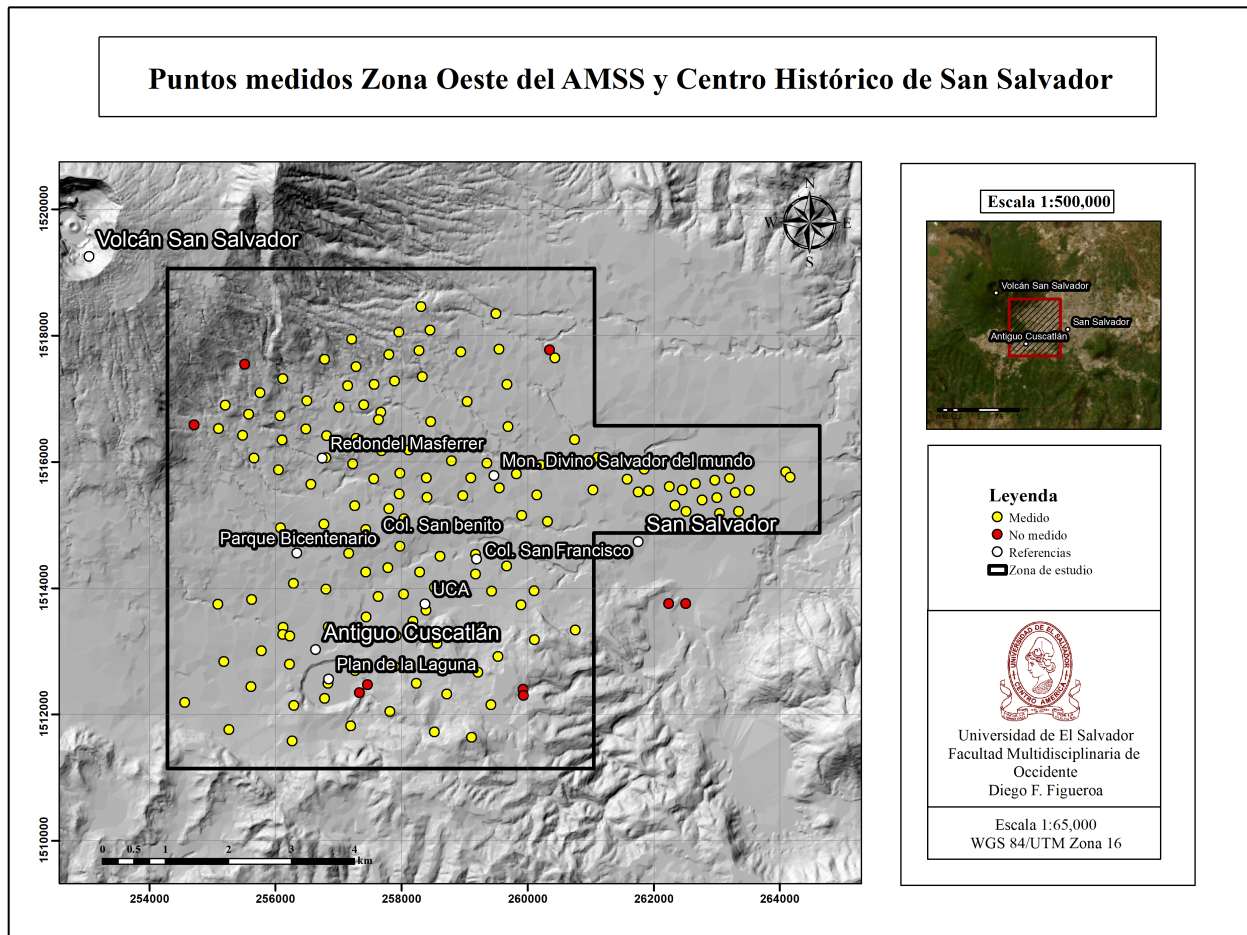


Figura 4.7: Distribución de los puntos medidos (marcados en amarillo) y no medidos (marcados en rojo) en el área de estudio.

4.3 Trabajo de campo

En esta sección se detalla la metodología empleada para la recolección de datos, incluyendo la descripción de los equipos utilizados para la adquisición del registro sísmico y los requisitos mínimos necesarios para llevar a cabo esta tarea. Estas condiciones mínimas se fundamentan en el proyecto SESAME (Acerra *et al.*, 2004), que establece las directrices para la implementación de la técnica de razón espectral HVSR en mediciones de ruido sísmico, así como para el procesamiento de datos y la interpretación de resultados.

4.3.1 Instrumentación

Las mediciones fueron tomadas a través de sismómetros portátiles de fácil instalación. Se emplearon un total de seis equipos de medición, con una combinación de cuatro sismómetros de banda ancha marca Güralp y dos de período corto GeoBox. Los sismómetros de banda ancha fueron

utilizados oficialmente para todas las mediciones durante la campaña, mientras que los de período corto se emplearon para verificar y corroborar las mediciones realizadas por los Güralp. En la figura 4.8 se muestran los puntos medidos con ambos tipos de instrumentos.

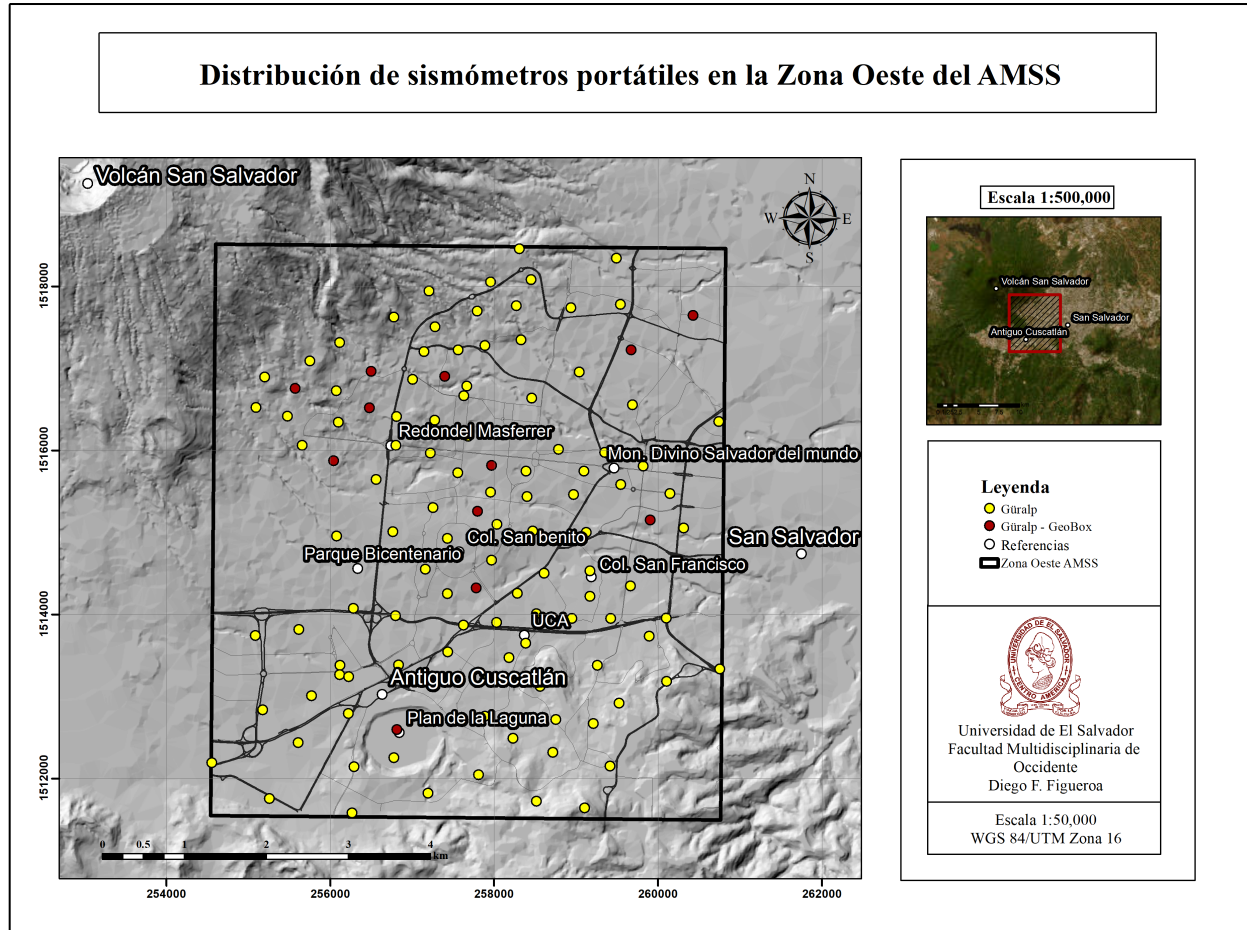


Figura 4.8: Distribución de puntos de medición: puntos medidos solo con sismómetro Güralp (amarillo) y puntos medidos con ambos sismómetros (rojo).

Sismómetro de banda ancha Güralp

El sismómetro triaxial Güralp CMG-6TD está compuesto por tres sensores que miden simultáneamente las componentes norte-sur, este-oeste y vertical del movimiento del suelo. Cada sensor es sensible a las vibraciones del suelo en un amplio rango de frecuencias, que abarca desde 0.033 hasta 50 Hz. El modelo 6TD presenta un diseño robusto e impermeable al agua. Este sismómetro funciona con una fuente de energía (batería) en un rango de voltaje de 10 a 28 V.



Figura 4.9: Sismómetro de banda ancha Güralp CMG-6TD.

El sismómetro Güralp CMG-6TD está equipado con un conector militar de 26 pines, resistente al agua, que permite la transmisión de señales, el control del dispositivo y la provisión de energía. Además, está equipado con un mango con indicación al norte, que facilita tanto su transporte como su correcta orientación. Para la calibración, incorpora una burbuja de nivel y dispone de tres soportes, dos ajustables y uno fijo. El equipo se conecta a través de un cable denominado Breakout Box, cuyo extremo opuesto cuenta con tres conectores destinados al cable de datos, el GPS y la fuente de energía. El cable de datos, con salida serial, puede conectarse con una computadora portátil mediante una entrada serial o un adaptador USB-serial. Las especificaciones técnicas del sismómetro de banda ancha Güralp se presentan en el apéndice.

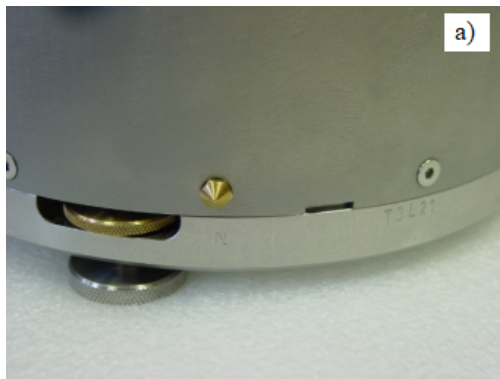
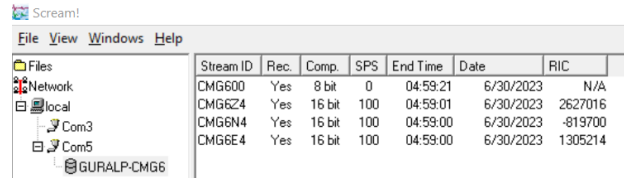


Figura 4.10: Componentes para la calibración del sismómetro. a) Soportes móviles; b) burbuja de calibración.

El sismómetro puede ser operado mediante una computadora portátil utilizando el software Scream! 4.6. En la pantalla principal del software, a la derecha se visualizarán cuatro canales. Los tres primeros corresponderán a cada componente del registro, mientras que el cuarto mostrará la información del equipo. En el ejemplo mostrado en la figura 4.11, los nombres de las componentes

se muestran como CMG6Z4, CMG6N4 y CMG6E4; este nombre puede variar según el equipo, pero siempre tendrán un indicativo de las tres componentes a través de las letras Z, N, y E, que se refieren a Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste respectivamente.



| Stream ID | Rec. | Comp. | SPS | End Time | Date | RIC |
|-----------|------|--------|-----|----------|-----------|---------|
| CMG600 | Yes | 8 bit | 0 | 04:59:21 | 6/30/2023 | N/A |
| CMG6Z4 | Yes | 16 bit | 100 | 04:59:01 | 6/30/2023 | 2627016 |
| CMG6N4 | Yes | 16 bit | 100 | 04:59:00 | 6/30/2023 | -819700 |
| CMG6E4 | Yes | 16 bit | 100 | 04:59:00 | 6/30/2023 | 1305214 |

Figura 4.11: Pantalla principal de Scream! 4.6.

Este software también permite la visualización de las señales sísmicas en tiempo real. Como puede observarse en la figura 4.12.

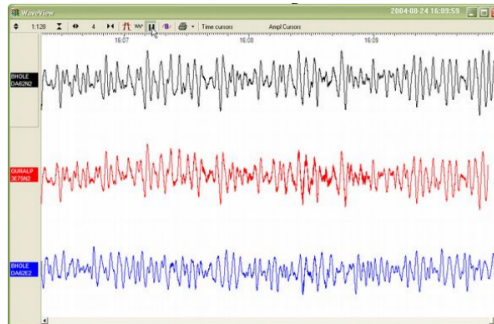


Figura 4.12: Visualización de las 3 componentes del ruido sísmico en tiempo real.

Sismómetro de período corto GeoBox

El dispositivo está diseñado específicamente para el registro de ruido sísmico ambiental, aunque también es capaz de registrar terremotos y vibraciones artificiales. Su rango de frecuencias abarca de 0.1 a 20 Hz. Está equipado con dos puertos seriales: uno para la salida del GPS y otro para la transmisión de datos sísmicos digitales, ambos compatibles con el estándar RS232. Además, incluye un cable USB-RS232 que facilita su conexión a computadoras portátiles. Para su orientación, cuenta con una indicación al norte y una burbuja de calibración que se ajusta mediante tres soportes regulables. Este equipo dispone de una batería interna y un bajo consumo energético, lo que permite su funcionamiento autónomo durante más de 20 horas sin requerir una fuente de alimentación externa. Las especificaciones técnicas del sismómetro de período corto GeoBox se presentan en el apéndice.



Figura 4.13: Sismómetro de período corto GeoBox.

El GeoBox es gestionado mediante el módulo Log-MT del sistema GeoExplorer, el cual permite realizar análisis de vibraciones ambientales, como el cálculo de curvas HVSR. Este proceso puede llevarse a cabo en tiempo real, lo que facilita el monitoreo eficiente de diversas situaciones y garantiza alta fiabilidad en las mediciones, así como la verificación de calidad directamente en el campo. Además, el sistema permite verificar el movimiento de partículas, ofreciendo una visualización del desplazamiento horizontal, que contribuye al control de calidad. También es posible realizar análisis espectral y de bandas de octava en tiempo real. Los datos generados pueden almacenarse en formatos estándar (por ejemplo, SAF / H-V / GSE), lo que asegura la compatibilidad del GeoBox con cualquier software de terceros.

4.3.2 Adquisición de datos

En esta investigación, se ha procurado realizar las mediciones en las condiciones más óptimas posibles. En este contexto, se ha adoptado el enfoque establecido en el proyecto SESAME (Acerra *et al.*, 2004), que define los requisitos mínimos para efectuar las mediciones en condiciones ideales. Este enfoque considera aspectos fundamentales como la duración de los registros según la respuesta de sitio esperada, la influencia de fuentes de ruido antropogénico, la proximidad de estructuras, y la correcta instalación del sismómetro en campo para asegurar la precisión de las mediciones.

Para minimizar los efectos de la actividad humana, tales como el tráfico vehicular, obras de construcción, y el paso de transeúntes, las mediciones se realizaron durante la noche y la madrugada, entre las 8:00 p.m. y las 3:00 a.m. Sin embargo, esta influencia no pudo ser eliminada por completo. Para mitigar el impacto de las construcciones cercanas, se optó por posponer la recolección de datos durante los días de construcción o se cambió la ubicación de los puntos de medición. En los casos restantes, se eliminaron los pulsos transitorios más energéticos de los registros. El tiempo de medición en cada punto varió entre 35 y 45 minutos, superando el umbral mínimo de 30 minutos

necesario para obtener una frecuencia fundamental mínima de 0.2 Hz, como se indica en la tabla 4.1, lo que permitió descartar los datos afectados por la actividad humana.

| f_0 [Hz] | Valor mínimo para l_w [s] | Número mínimo de n_c | Valor mínimo para n_w | Duración mínima útil de la señal [s] | Duración mínima del registro [min] |
|------------|-----------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|
| 0.2 | 50 | 200 | 10 | 1000 | 30 |
| 0.5 | 20 | 200 | 10 | 400 | 20 |
| 1 | 10 | 200 | 10 | 200 | 10 |
| 2 | 5 | 200 | 10 | 100 | 5 |
| 5 | 5 | 200 | 10 | 40 | 3 |
| 10 | 5 | 200 | 10 | 20 | 2 |

Tabla 4.1: Duración del registro recomendada. Adaptado de (Acerra *et al.*, 2004).

Debido al contexto urbano, resultó prácticamente imposible realizar mediciones directamente sobre el suelo, que se considera la condición más estable. En consecuencia, las mediciones se llevaron a cabo principalmente sobre asfalto y, en menor medida, en aceras. Además, se evitó medir cerca de edificios, postes de tendido eléctrico, muros o sobre tuberías. Los primeros pueden generar bajas frecuencias, mientras que las tuberías pueden provocar picos frecuenciales que no representan adecuadamente las características del suelo (Acerra *et al.*, 2004). Asimismo, se evitó realizar mediciones inmediatamente después de lluvias, ya que la saturación del suelo podría afectar la precisión de los resultados. En su lugar, se suspendieron las mediciones cuando las condiciones de saturación del suelo eran considerablemente altas.

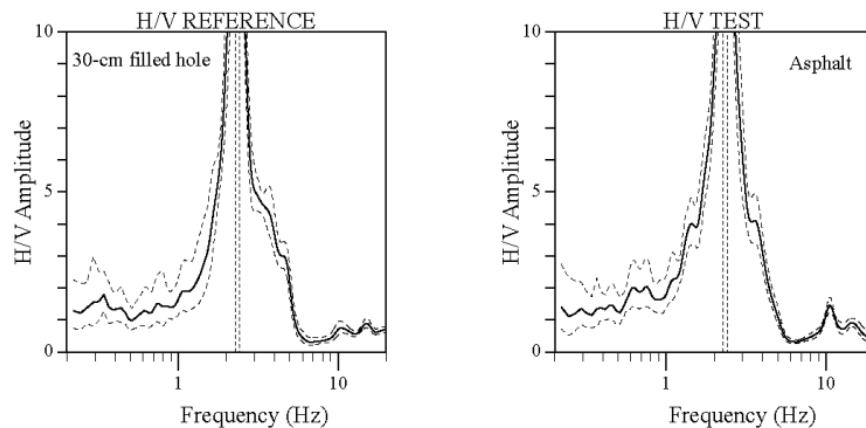


Figura 4.14: Comparación de las curvas HVSR obtenidas a partir de mediciones realizadas en una excavación de 30 cm de profundidad en el suelo (imagen izquierda) y sobre asfalto en el mismo sitio (imagen derecha). Los resultados muestran que la presencia de asfalto no ejerce un efecto significativo. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

4.4 Procesamiento de datos

Los registros sísmicos se extrajeron utilizando el programa GCFXtract, en formato *.gcf (Güralp Compressed Format). No obstante, también es posible extraerlos en otros formatos estándar en el campo de la sismología, tales como *.miniSEED, *.SEED, *.SAC y *.SAF, entre otros. Cada registro sísmico incluye al menos tres archivos correspondientes a las componentes Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical.

| Name | Date modified | Type | Size |
|----------------------------|-------------------|----------|----------|
| 6193-P04-20230927_0300-EHE | 9/26/2023 9:59 PM | GCF File | 1,115 KB |
| 6193-P04-20230927_0300-EHN | 9/26/2023 9:59 PM | GCF File | 1,115 KB |
| 6193-P04-20230927_0300-EHZ | 9/26/2023 9:59 PM | GCF File | 1,115 KB |

Figura 4.15: Registro sísmico en formato *.gcf, cada archivo representa una componente individual.

4.4.1 Filtrado de señales

Los datos fueron analizados utilizando el software libre Geopsy 3.4.2 (www.geopsy.org) (Wathelet *et al.*, 2020). Para el procesamiento de estos datos, las tres componentes de cada registro fueron filtradas y transformadas al dominio de la frecuencia. Dado que el equipo utilizado es de banda ancha¹, con un rango frecuencial de 0.033 Hz a 50.0 Hz, y considerando que la banda de frecuencia de interés es [0.1, 20.0] Hz, se aplicó un filtrado pasa banda Butterworth de orden 4 en el rango de frecuencias especificado.

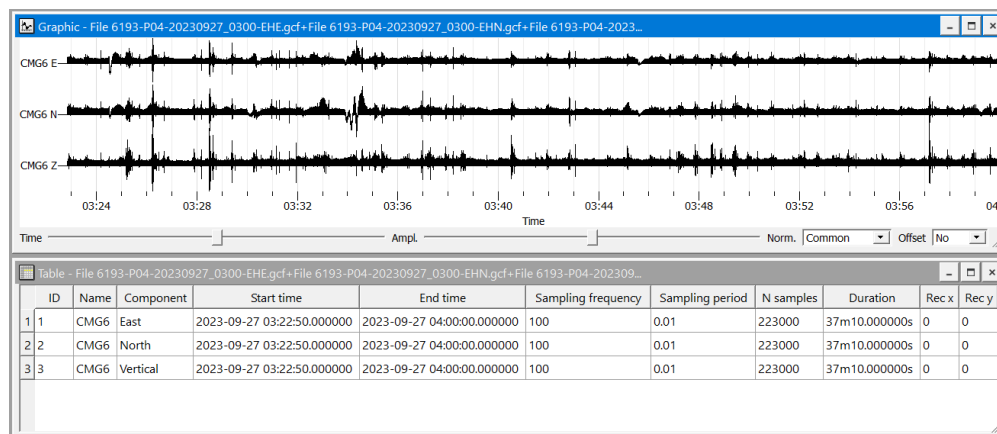


Figura 4.16: Visualización del registro sísmico en Geopsy.

¹Se exceptúan de este paso los datos registrados con los sismómetros de período corto GeoBox.

4.4.2 Selección de ventanas

El análisis en el software Geopsy se continuó utilizando la herramienta de razones espectrales H/V, seleccionando el ancho de ventana l_w apropiado, el cual representa una compensación entre la resolución espectral y la obtención de resultados estadísticamente significativos. De acuerdo con las directrices del proyecto de SESAME (Acerra *et al.*, 2004), cada ventana temporal debe ser al menos diez veces más larga que el período fundamental estimado del sitio. Se seleccionó un ancho de ventana de 40.96 segundos². Para identificar las ventanas más estables y eliminar transitorios, se utilizaron tanto la selección manual de ventanas como la función de anti-triggering, con parámetros variables, que permite la eliminación automática de ventanas. El número mínimo de ventanas necesario para el cálculo de las razones espectrales H/V se determinó utilizando los valores especificados en la tabla 4.1. Además, se tuvo en cuenta el tiempo mínimo de registro efectivo después de la eliminación de ventanas, el cual generalmente se situó entre 30 y 35 minutos.

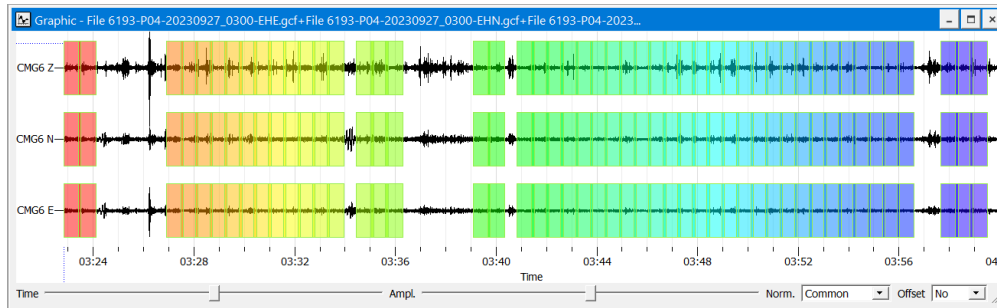


Figura 4.17: Eliminación de los pulsos transitorios a través de la selección de ventanas.

4.4.3 Método de suavizado espectral y aplicación de tapering

Para reducir la varianza, se implementaron procedimientos de suavizado en los espectros individuales. Konno y Ohmachi (1998) desarrollaron una función de suavizado basada en un muestreo logarítmico de frecuencia para reducir los sesgos en la amplitud del pico, independientemente de la frecuencia. Cada espectro de Fourier fue suavizado utilizando el algoritmo de Konno-Ohmachi, con una constante de suavizado b de 40, lo que proporciona una precisión del 20 %. El suavizado Konno-Ohmachi se define de la siguiente manera:

$$\frac{\sin\left(\log_{10}\frac{f}{f_c}\right)^b}{\left(\log_{10}\frac{f}{f_c}\right)^b} \quad (4.1)$$

donde f es la frecuencia; f_c es la frecuencia central en la que se aplica el suavizado; y b es el coeficiente del ancho de banda. En una escala logarítmica, el ancho de banda de la función de

²Este ancho de ventana permite calcular una frecuencia fundamental mínima de ~ 0.24 Hz.

suavizado se mantiene constante. Un valor pequeño de b produce un suavizado intenso, mientras que un valor grande de b resulta en un menor suavizado de los espectros de Fourier. El valor predeterminado y comúnmente utilizado para b es 40. No se recomienda omitir el uso de una función de suavizado en los espectros de Fourier, debido a la posible aparición de una multiplicidad infinita de la frecuencia fundamental en la curva HVSR (Molnar *et al.*, 2022).

Para minimizar los efectos de borde y mejorar la resolución espectral de cada ventana, se aplicó un taper de tipo coseno Tukey con un valor del 5%. Este taper utiliza una función de ventana para asegurar que los extremos de las señales se reduzcan a cero. La aplicación del taper es necesaria porque la Transformada de Fourier se aplica únicamente a señales periódicas, mientras que las señales reales no lo son. Para simular la periodicidad, se extiende la ventana original de manera infinita, tanto antes como después de la señal. Además, dado que las señales reales son finitas en el tiempo, si el valor al final de la señal no coincide con el valor al inicio, pueden introducirse sesgos en la transformación.



Figura 4.18: Función taper de tipo coseno Tukey con un ancho del 20% en el dominio del tiempo.

4.4.4 Combinación de las componentes horizontales

Para la combinación de las componentes horizontales, se utilizó la media geométrica, conforme a lo recomendado por el proyecto SESAME (Acerra *et al.*, 2004) y Molnar *et al.* (2022).

$$H(f) = \sqrt{H_N(f) \cdot H_E(f)} \quad (4.2)$$

Como se indicó en la subsección 2.4.1, es posible emplear otros métodos de combinación de las componentes horizontales de manera equivalente.

4.4.5 Cálculo de la función de transferencia HVSR

Finalmente, se calcula la razón espectral H/V para cada ventana individual del registro sísmico y se obtiene un valor promedio de estas razones espectrales. Adicionalmente, se calculan las desviaciones estándar de cada ventana y sus valores promedios. En la figura 4.19 se muestra una función de transferencia HVSR calculada en Geopsy, con frecuencias en el eje horizontal y la amplitud (adimensional) de la razón espectral en el eje vertical. La línea continua representa el valor promedio de la razón espectral para todas las ventanas seleccionadas, mientras que las curvas de colores

ilustran las razones espectrales de las ventanas individuales. Las líneas discontinuas corresponden a las curvas de confianza, obtenidas de la desviación estándar de la amplitud. El área achurada en la parte izquierda de la figura indica la región donde la frecuencia fundamental f_0 no puede ser calculada, debido a la condición $f_0 > 10/l_w$ impuesta para la longitud de la ventana.

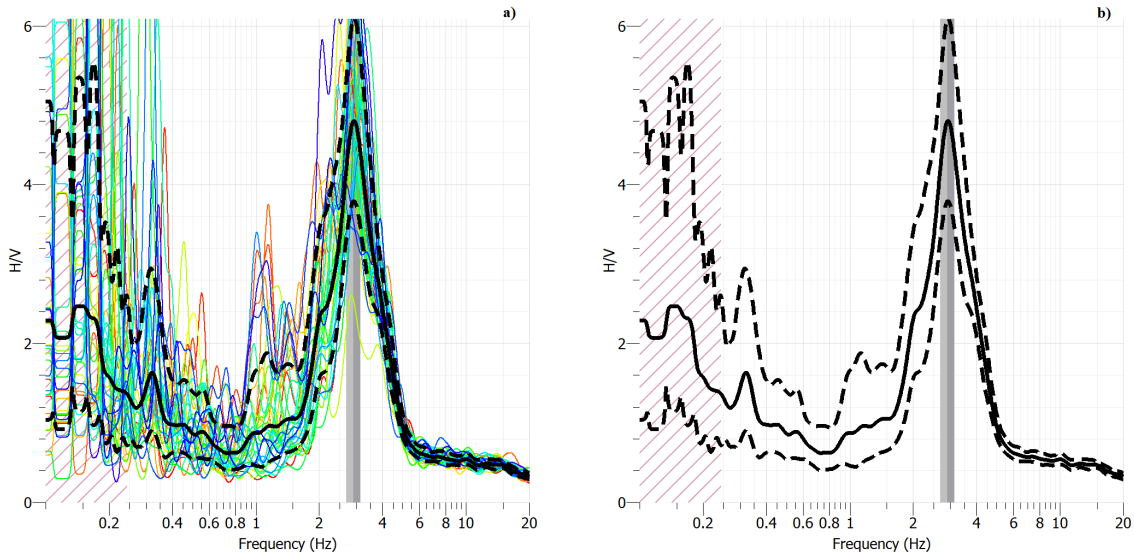


Figura 4.19: Función de transferencia HVSR. a) Las razones espectrales H/V correspondientes a cada ventana individual se representan mediante las curvas de colores; b) valor promedio de la razón espectral H/V (línea continua) y sus desviaciones estándar (líneas discontinuas).

La frecuencia dominante f_d se identifica como el punto más alto en la curva, señalado por la barra gris. Esta barra presenta tres valores: el valor central corresponde a la frecuencia dominante, mientras que los valores a la izquierda y derecha se obtienen restando y sumando una desviación estándar a f_d , respectivamente. La gráfica también permite visualizar otras estadísticas, como la amplitud relativa asociada a la frecuencia dominante y sus desviaciones estándar, tanto multiplicadas como divididas. Aunque la frecuencia fundamental f_0 suele coincidir con la frecuencia dominante, en ocasiones esta puede tener una menor amplitud que f_d , como se indicó en la subsección 2.4.6.

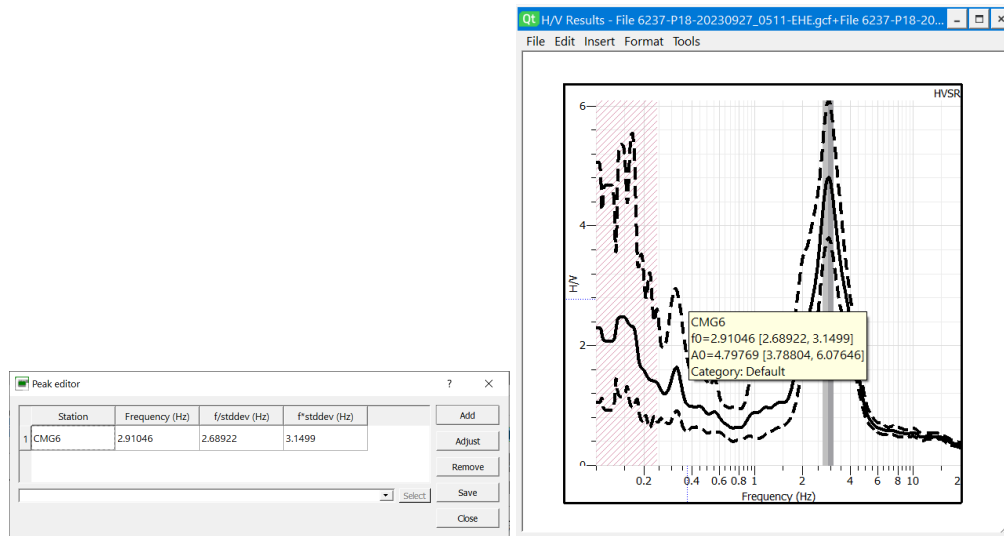


Figura 4.20: Estadísticas adicionales de la función de transferencia HVSR.

Cuando se dispone de una función de transferencia con múltiples picos frecuenciales, los picos adicionales pueden ser identificados mediante la pestaña de selección *edit peaks*. Para ello, se debe añadir manualmente la banda frecuencial en la que aparece cada pico. Los resultados se mostrarán en la tabla con todas las estadísticas correspondientes y en la gráfica mediante una barra adicional.

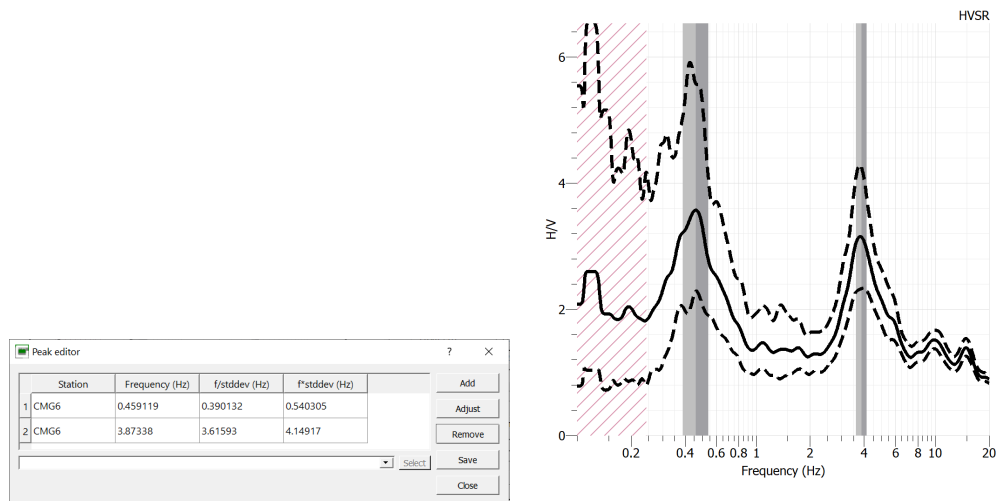


Figura 4.21: Función de transferencia HVSR con múltiples picos.

Finalmente, los resultados obtenidos con el software Geopsy se exportan en tres archivos distintos. El primero, con la extensión *.log, proporciona información detallada sobre el número y el ancho de las ventanas seleccionadas durante el procesamiento, lo que facilita la repetición del análisis con

los mismos parámetros. El segundo archivo, con la extensión *.hv, contiene datos cuantitativos, incluyendo la frecuencia, la amplitud del valor promedio HVSR, y las amplitudes de las curvas de confianza superior e inferior. Este archivo es compatible con Microsoft Excel para su posterior manipulación. El tercero es un archivo en formato de imagen (disponible en varios formatos) que contiene el gráfico generado.

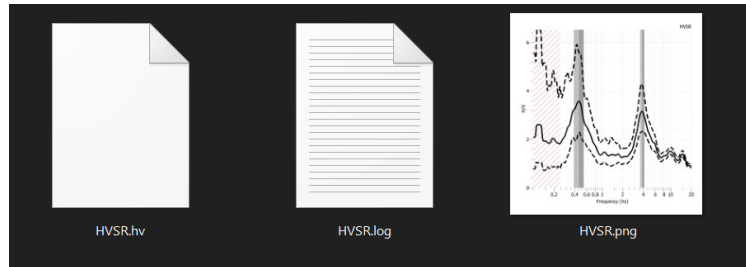


Figura 4.22: Archivos exportados con el software Geopsy.

4.4.6 Identificación de picos de origen industrial

Como fue indicado al final de la subsección 2.4.4 un factor de amplitud muy elevado podría indicar un mal funcionamiento del sensor o la presencia de ruido artificial. En esta subsección nos enfocaremos en este último aspecto. Como fue reportado por Acerra *et al.* (2004), un pico de origen industrial muestra un aspecto muy estrecho y un factor de amplitud elevado, ver figura 4.23.

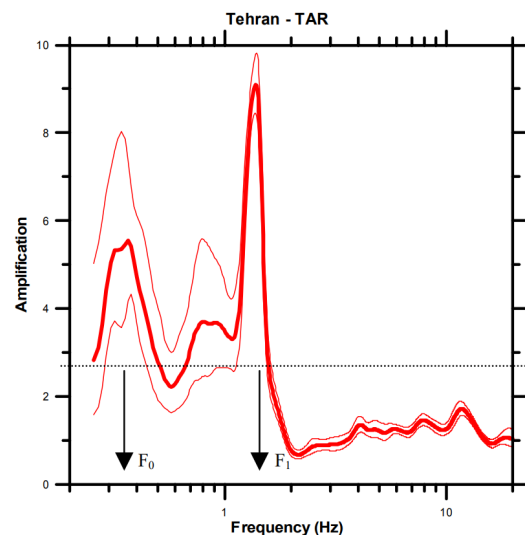


Figura 4.23: Curva HVSR con múltiples picos, siendo el segundo de origen industrial. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Un enfoque para identificar los picos frecuenciales de origen industrial implica el reprocesamiento del registro con distintos parámetros de suavizado. La figura 4.24 muestra que, al incrementar la

constante b del algoritmo Konno-Ohmachi, el pico se vuelve considerablemente más estrecho y su amplitud aumenta.

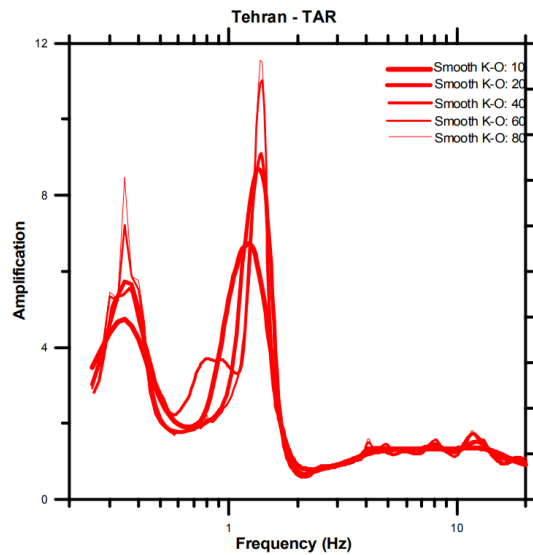


Figura 4.24: Identificación de picos de origen industrial mediante el algoritmo Konno-Ohmachi. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Otra manera de confirmar que el pico es de origen industrial se basa en la observación de que este pico estrecho aparece en la misma frecuencia en los espectros de Fourier de las tres componentes.

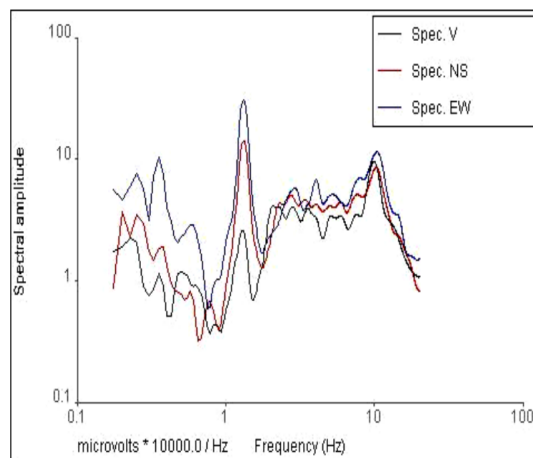


Figura 4.25: Identificación de picos de origen industrial mediante la visualización de los espectros de Fourier. Extraído de Acerra *et al.* (2004).

Los picos frecuenciales de origen industrial deben ser completamente descartados en cualquier interpretación relacionada con las características de sitio.

4.4.7 Curva con múltiples picos locales

Este tipo de curvas se caracteriza por presentar al menos dos picos consecutivos en bandas frecuenciales muy próximas, como se muestra en la figura 2.12. En general, estas curvas no cumplen con los dos primeros criterios de confiabilidad relacionados con la claridad del pico frecuencial. La interpretación de estos picos es posible únicamente si se cuenta con información adicional sobre la geología, geotecnia o geofísica del área.

No obstante, muchos de estos picos múltiples, cuando aparecen junto a un pico de mayor amplitud y más ancho, pueden ser eliminados mediante el reprocesamiento. Esto puede lograrse al incrementar el suavizado, por ejemplo, utilizando el algoritmo de Konno-Ohmachi (Acerra *et al.*, 2004).

4.5 Clasificación de funciones de transferencia

En esta sección se aborda la clasificación de las funciones de transferencia. Inicialmente, se presenta una distribución basada en la forma de la curva y la ubicación de la frecuencia fundamental, excluyendo los picos secundarios en frecuencias superiores. Posteriormente, se expone una segunda distribución que incorpora también los picos secundarios.

4.5.1 Familias espectrales

Las funciones de transferencia se pueden organizar de diversas maneras. Una opción es clasificarlas según el depósito geológico al que pertenecen; sin embargo, esta clasificación a menudo carece de utilidad práctica, ya que los puntos de medición dentro de una misma categoría geológica pueden presentar formas espectrales y comportamientos dinámicos distintos (Limaymanta-Mendoza, 2009).

En cambio, las funciones de transferencia han sido agrupadas por medio de *familias espectrales*. Esta es una alternativa que consiste en agrupar las funciones de transferencia de acuerdo con el efecto de sitio del terreno, es decir, considerando las características dinámicas del lugar. Esta metodología, agrupa las funciones de transferencia que exhiben comportamientos similares en cuanto a la forma y la distribución de las frecuencias fundamentales (Limaymanta-Mendoza, 2009). El principal objetivo de esta clasificación es identificar curvas con factores de amplificación bajos o planas, que indican efectos de sitio mínimos o la ausencia de amplificaciones del terreno³. Lermo y Limaymanta (2007) recomiendan el uso de las familias espectrales debido a la importancia de la geometría espectral, que constituye una característica fundamental del movimiento sísmico en el

³Una discusión más extensa sobre las implicaciones de este tipo de funciones de transferencia se encuentra en la subsección 2.4.5.

terreno y está fuertemente influenciada por el efecto local. De este modo, cada microzona se define según su efecto de sitio. Por tanto, las familias espectrales se organizan en función de intervalos de frecuencias fundamentales, destacando los sitios sin amplificación mediante las funciones de transferencia planas y atenuadas.

4.5.2 Funciones de transferencia con múltiples picos

La organización de las funciones de transferencia mediante familias espectrales considera únicamente la forma de la curva y la distribución de las frecuencias fundamentales, sin distinguir entre funciones de transferencia con múltiples picos. Para clasificar este tipo de curvas, se han establecido ciertas directrices.

En esta categoría se incluyen únicamente las funciones de transferencia que presentan al menos dos picos frecuenciales claros y que cumplen con todos los criterios de confiabilidad descritos en la subsección 2.4.4. En consecuencia, se han separado las funciones de transferencia con al menos dos picos frecuenciales. Los picos secundarios, que aparecen exclusivamente en frecuencias altas, se agrupan en una única clase denominada *secundarios*. Por consiguiente, no se realizará una clasificación adicional para las curvas que exhiben tres o cuatro picos frecuenciales. De este modo, las funciones de transferencia con múltiples picos se organizan según la ubicación de la frecuencia fundamental y del segundo pico frecuencial. Así, las microzonas asociadas a estas funciones de transferencia se identifican de acuerdo con la probabilidad de exhibir efectos de sitio en ambas bandas frecuenciales.

4.6 Creación del mapa de microzonificación

En esta investigación se han elaborado dos mapas de microzonificación para ambos sitios de estudio. El primero considera exclusivamente la frecuencia fundamental, basándose en la distribución de las familias espectrales. Este mapa describe las microzonas en función del efecto de sitio y la frecuencia fundamental a la que ocurre, destacando principalmente las áreas sin amplificaciones significativas. El segundo mapa amplía esta microzonificación al incluir también los picos a frecuencias superiores. En este mapa, los picos secundarios se representan mediante áreas achuradas. En este caso, los sitios con un pico secundario se destacan porque el movimiento sísmico puede amplificarse en ambas bandas frecuenciales.

Ambos mapas también se han generado en el dominio de los períodos. Es importante considerar que la frecuencia fundamental f_0 se corresponde con el período natural de vibración del sitio T_s . En la elaboración del mapa de microzonificación que incluye picos secundarios en el dominio de los períodos, se ha tenido en cuenta que los picos frecuenciales secundarios corresponden a los primeros picos observados en el dominio de los períodos.

Capítulo V. Resultados

5.1 Introducción

En este capítulo se presentan los resultados de la investigación. En primer lugar, se describen los tipos de funciones de transferencia identificadas para cada sitio de estudio, que incluyen la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y el Centro Histórico de San Salvador. A continuación, se clasifican dichas funciones de transferencia en familias espectrales. Finalmente, a partir de esta clasificación, se elaboran los mapas de microzonificación sísmica para ambos sitios.

5.2 Tipos de curvas

De forma general, se han identificado tres tipos de funciones de transferencia HVSR tanto para la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador como para el Centro Histórico de San Salvador: (1) curvas planas sin picos frecuenciales determinables o con picos atenuados; (2) curvas con un pico bien definido; y (3) curvas con múltiples picos.

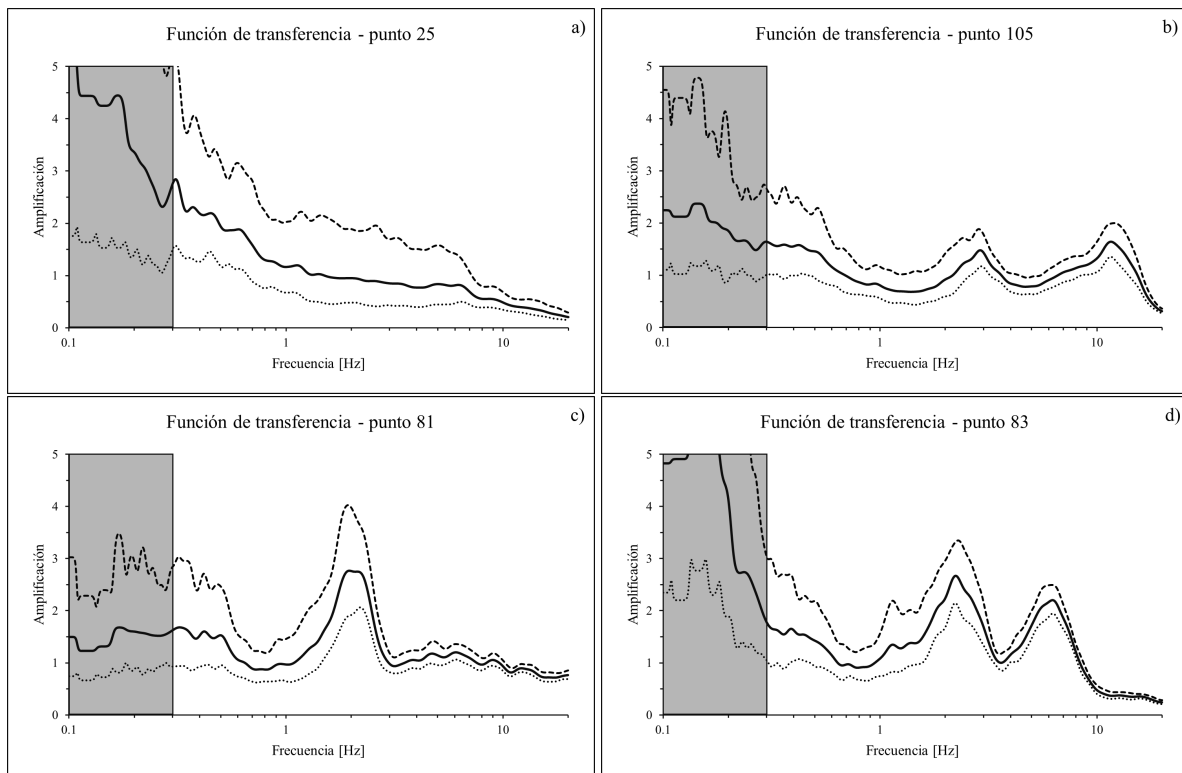


Figura 5.1: Cuatro funciones de transferencia HVSR que representan cada tipo de curva encontrada. En cada gráfico se muestra el valor promedio de la razón espectral H/V, así como la desviación estándar superior e inferior asociada. a) Curva plana correspondiente al punto P25; b) curva con múltiples picos atenuados correspondiente al punto P105; c) curva de un único pico correspondiente al punto P81; y d) curva con múltiples picos correspondiente al punto P83.

Las curvas planas carecen de picos frecuenciales determinables, mientras que las atenuadas presentan al menos un pico identificable, pero con una amplitud que no supera el valor umbral establecido. En contraste, los otros dos tipos de funciones de transferencia cumplen con todos los criterios de confiabilidad discutidos en la subsección 2.4.4.

Es importante destacar que la mayoría de las funciones de transferencia tienden a experimentar un aumento significativo en su amplitud en frecuencias bajas, sin mostrar ningún pico frecuencial claramente identificable en estos valores. Este comportamiento puede atribuirse a la influencia de fuentes naturales de baja frecuencia, como el oleaje oceánico (en el rango de 0.1 – 0.3 Hz), o un basamento muy profundo, así como a fuentes artificiales de frecuencias bajas, entre otras. Estas fuentes impactan de manera considerable las mediciones y provocan la atenuación de las frecuencias más altas. Por lo tanto, se ha establecido que no es posible identificar ningún pico frecuencial confiable dentro del rango [0.1, 0.3] Hz¹.

En este contexto, se observan múltiples funciones de transferencia con amplitudes muy elevadas en frecuencias bajas, seguidas de picos con factores de amplificación reducidos en frecuencias superiores a 1.0 Hz. En particular, la mayoría de las funciones de transferencia con picos atenuados se encuentran dentro de este grupo.

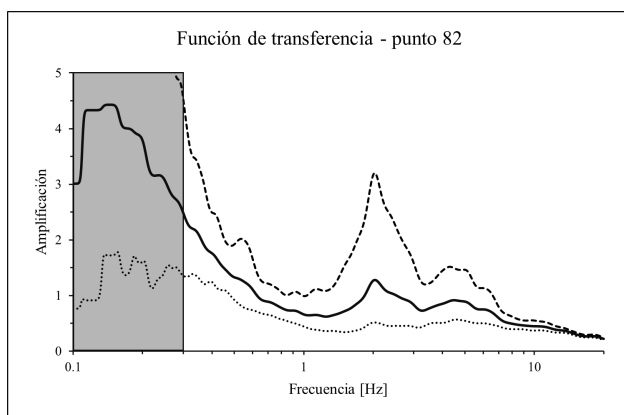


Figura 5.2: Curva con pico atenuado que muestra un incremento considerable en su amplitud en bajas frecuencias correspondiente al punto P82.

Las funciones de transferencia planas también presentan un comportamiento similar, caracterizado, en la mayoría de los casos, por un notable incremento en la amplitud a bajas frecuencias. No obstante, a frecuencias altas, sus factores de amplificación se mantienen siempre por debajo del valor umbral y no presentan picos claramente identificables en ninguna banda de frecuencias, ver punto P25 en figura 5.1 y figura 5.3.

¹Es importante destacar que, debido al ancho de ventana seleccionado $l_w = 40.96$ s, no es posible calcular picos frecuenciales en valores inferiores a 0.24 Hz.

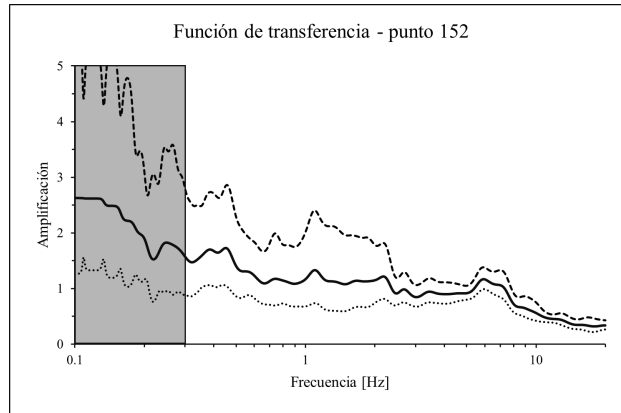


Figura 5.3: Curva plana sin picos identificables que muestra un incremento considerable en su amplitud en bajas frecuencias correspondiente al punto P152.

Las curvas con múltiples picos generalmente presentan solo dos picos frecuenciales que cumplen con los criterios de claridad. Sin embargo, mediante inspección visual, se observa que varias de estas curvas parecen exhibir hasta tres o incluso cuatro picos frecuenciales, siendo los picos a partir del tercero considerablemente atenuados. Un caso particular es la función de transferencia del punto P89, la cual muestra hasta cuatro picos frecuenciales bien definidos.

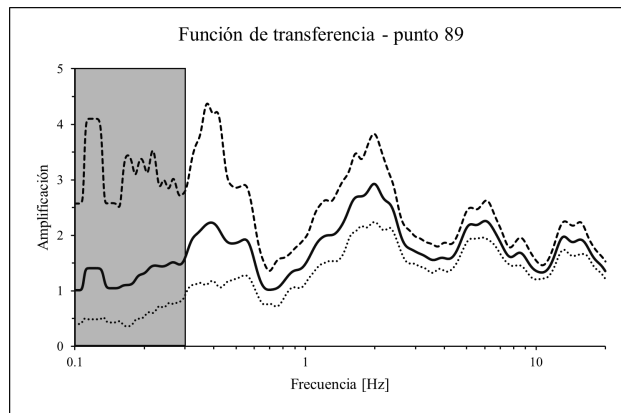


Figura 5.4: Curva con múltiples picos frecuenciales correspondiente al punto P89.

Por otro lado, algunas funciones de transferencia exhiben picos secundarios que cumplen con los criterios de claridad, pero se encuentran fuera del rango de frecuencias de muestreo. Un ejemplo de esto es el punto P28, que muestra un segundo pico frecuenciale en el intervalo de $[15, 25]$ Hz.

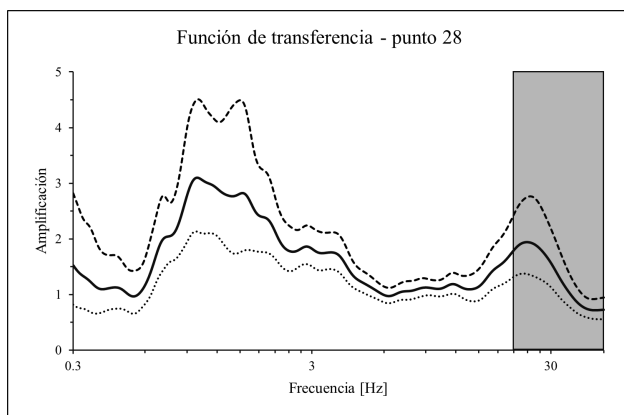


Figura 5.5: Curva con múltiples picos frecuenciales con el segundo pico por fuera del rango de frecuencias de muestreo (sombreado a la derecha) correspondiente al punto P28.

En la siguiente tabla, se presentan las estadísticas de los tipos de funciones de transferencia para ambas zonas. Es importante señalar que la clasificación de las curvas se llevó a cabo de acuerdo con los criterios de confiabilidad de la claridad del pico. En este contexto, el número de picos claros de una función de transferencia se determinó en función del cumplimiento de estos criterios, y no meramente por inspección visual.

| Zona | Plana/atenuada | Un pico | Múltiples picos |
|--------|----------------|--------------|-----------------|
| ZOAMSS | 18 (14.6 %) | 62 (50.41 %) | 43 (34.96 %) |
| CHSS | 2 (9.52 %) | 7 (33.33 %) | 12 (57.14 %) |

Tabla 5.1: Estadísticas de los tipos de funciones de transferencia HVSR encontradas en la ZOAMSS y CHSS.

Como se puede observar en la tabla 5.1, la mayoría de las funciones de transferencia en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y en el Centro Histórico de San Salvador presentan al menos un pico frecuencial. No obstante, se aprecia una variación significativa en la proporción de curvas con un solo pico en comparación con aquellas que exhiben múltiples picos. En particular, en la Zona Oeste del AMSS, predominan las curvas con un único pico definible, mientras que las curvas con dos o más picos constituyen el segundo grupo más relevante. En contraste, en el Centro Histórico de San Salvador, la mayoría de las funciones de transferencia presentan múltiples picos. Además, es importante destacar que la proporción de funciones de transferencia planas o atenuadas es significativa en la Zona Oeste del AMSS, representando un 14.6 % (18 curvas) del total, mientras que en el Centro Histórico de San Salvador apenas se registran dos curvas atenuadas.

5.3 Familias espectrales

Las funciones de transferencia HVSR se agrupan de manera que estas representen un comportamiento similar en su forma espectral y distribución de los picos frecuenciales. La clasificación en familias espectrales se realiza considerando únicamente la frecuencia fundamental f_0 y la amplificación correspondiente. En consecuencia, para las funciones de transferencia con múltiples picos², los picos a frecuencias superiores son omitidos. En la sección 6.5 se presenta un tratamiento especial para las funciones de transferencia que exhiben picos secundarios. Como resultado, se han identificado cuatro familias espectrales bien diferenciadas, las cuales son:

- **Familia N:** curva plana o atenuada.
- **Familia I:** frecuencia fundamental en el rango [0.1, 2.0] Hz.
- **Familia II:** frecuencia fundamental en el rango [2.0, 4.0] Hz.
- **Familia III:** frecuencia fundamental en el rango [4.0, 20.0] Hz.

Las familias espectrales se presentan en la figura 5.6, mientras que en la figura 5.8 se muestran los promedios correspondientes a cada familia espectral. Cabe destacar que en estas representaciones se incluyen exclusivamente los valores promedio de las razones espectrales H/V para cada función de transferencia individual, sin mostrar las desviaciones estándar. Como se puede observar en la figura 5.6, las funciones de transferencia tienden a mostrar un incremento en la amplitud en frecuencias bajas. Este comportamiento es aún más evidente al examinar el promedio de todas las funciones de transferencia para cada familia espectral, como se muestra en la figura 5.8. Para indicar que una f_0 es incalculable en este intervalo de frecuencias, se ha utilizado un sombreado en el rango de [0.1, 0.3] Hz.

Si bien no es posible calcular picos frecuenciales dentro de esta banda de frecuencias, esto no implica que no pueda existir un pico en dicho intervalo. No obstante, para identificar un pico representativo, serían necesarios registros más largos, con duraciones de entre dos a cuatro horas (Lermo y Sanchez-Sesma, 2010; Molnar *et al.*, 2022). Además, el ancho de ventanas en el que se divide el registro debería ser significativamente mayor. Es decir, se necesitarían ventanas de 60 s, 80 s o incluso 100 s. Sin embargo, debido a las limitaciones en la duración de los datos disponibles para este estudio, las frecuencias fundamentales f_0 más bajas calculadas se encuentran por encima de 0.3 Hz³.

²Se define como curva con múltiples picos a aquella que presenta al menos dos picos que satisfacen todos los criterios de claridad.

³En este estudio, la longitud de las ventanas es de 40.96 s, para un registro con duración de 40 a 60 min.

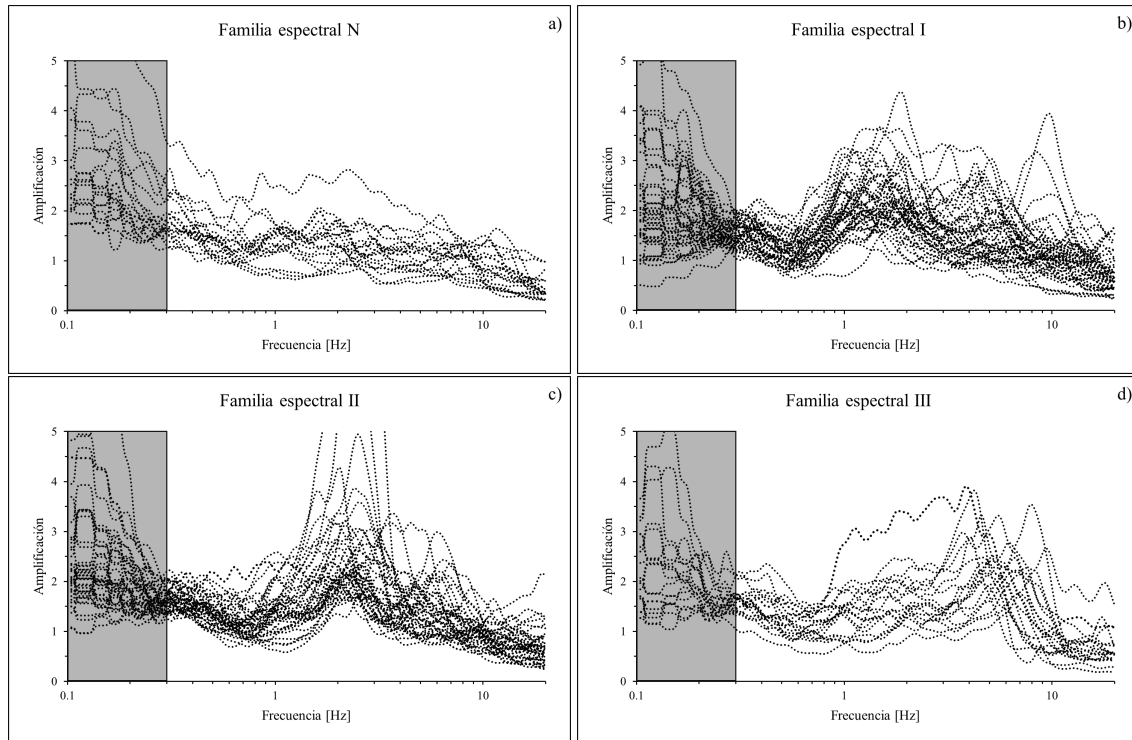


Figura 5.6: Clasificación de todas las funciones de transferencia HVSR en cuatro familias espectrales. a) Familia N: curvas planas o atenuadas; b) familia I: frecuencias bajas; c) familia II: frecuencias intermedias; d) familia III: frecuencias altas. La barra gris en el intervalo $[0.1, 0.3]$ Hz indica la banda frecuencial en la cual no es posible calcular picos frecuenciales coherentes.

La familia espectral N comprende funciones de transferencia planas, sin picos frecuenciales identificables, y aquellas con uno o varios picos cuyo factor de amplificación no excede el valor umbral $A_n \geq 1.8$. Estas funciones suelen encontrarse en sitios con afloramientos de roca firme o con diferencias de impedancia mínimas entre estratos, lo que reduce la susceptibilidad a efectos de sitio y los clasifica como suelos competentes.

No obstante, es importante prestar atención a las frecuencias fundamentales de las funciones de transferencia atenuadas, ya que estas curvas pueden aparecer en sitios caracterizados por estratos de sedimentos que no generan grandes contrastes de impedancia, donde no se puede descartar la posibilidad que ocurra alguna amplificación del movimiento sísmico, especialmente durante terremotos fuertes. Por tanto, los edificios con frecuencias fundamentales similares aún pueden sufrir el efecto de resonancia. En la siguiente figura se muestran ejemplos de funciones de transferencia planas, sin picos determinables, punto P101 y de picos atenuados, punto P105.

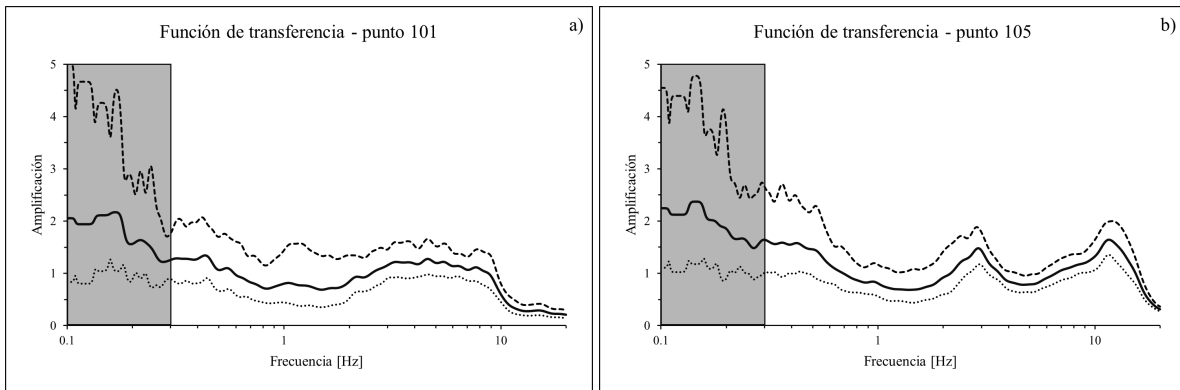


Figura 5.7: a) Función de transferencia plana sin picos determinables correspondiente al punto P101; b) Curva con múltiples picos atenuados correspondiente al punto P105.

Las funciones de transferencia con f_0 entre $[0.1, 2.0]$ Hz se agrupan en la familia espectral I, cuando presentan un único pico frecuencial suelen asociarse a sitios de roca suave y poco consolidada de gran espesor, que sobreyacen a un basamento profundo. En el caso de curvas con múltiples picos, la f_0 se asocia a un basamento profundo, mientras que los picos secundarios están vinculados a contrastes de impedancia adicionales en el estrato superior. La familia II incluye curvas con frecuencias fundamentales entre $[2.0, 4.0]$ Hz, estas se asocian con sitios de roca suave a rígida. Por último, la familia III corresponde a los sitios con f_0 entre $[4.0, 20.0]$ Hz, estas frecuencias altas suelen encontrarse en sitios con rocas rígidas, donde existe evidencia de una significativa meteorización superficial o en sitios con afloramientos del basamento, cubiertos por delgadas capas de sedimentos y otros materiales poco consolidados.

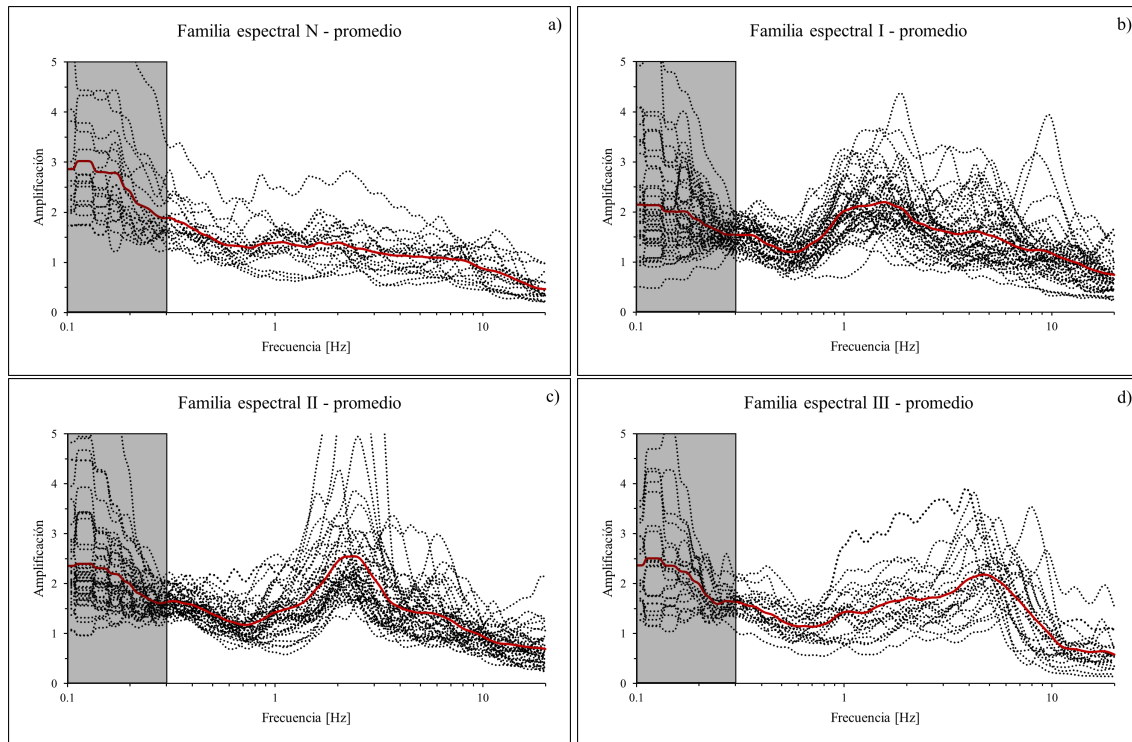


Figura 5.8: Valores promedio de las funciones de transferencia individuales agrupadas por familias espectrales (línea roja continua), mostrando su comportamiento general. a) Familia N: con curvas prácticamente planas en frecuencias superiores a 1.0 Hz; b) familia I: muestra un rápido decaimiento en altas frecuencias; c) familia II: los picos frecuenciales individuales se localizan después de los 2.0 Hz, esta muestra un comportamiento más estrecho; d) familia III: los picos frecuenciales se encuentran concentrados en frecuencias altas.

5.4 Mapa de microzonificación sísmica

El mapa de microzonificación sísmica para ambas zonas de estudio se desarrolló mediante la representación de las familias espectrales en un espacio tridimensional, con la frecuencia como la tercera dimensión. Este enfoque facilita una comprensión más precisa de la distribución espacial de las familias espectrales.

5.4.1 Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador

En la figura 5.9 se presenta el mapa de microzonificación sísmica de la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador. En este mapa se han delineado zonas homogéneas que corresponden a cada una de las cuatro familias espectrales discutidas en la sección anterior, denominadas N, I, II, y III, en concordancia con las familias espectrales.

La zona N presenta dos concentraciones principales, la más extensa se ubica al suroeste, en la frontera entre los distritos de Antiguo Cuscatlán y Santa Tecla, en el departamento de La Libertad.

La segunda concentración es más dispersa, con pequeñas áreas al noroeste, en la parte sureste del volcán San Salvador. Además, se observan apariciones menores al este del área de estudio.

Las funciones de transferencia de la zona I se localizan principalmente al noroeste, en la parte sureste del volcán San Salvador, este sitio presenta una topografía pronunciada con lavas a poca profundidad. En esta área existe una presión significativa por desarrollos constructivos futuros. La segunda concentración más relevante de frecuencias fundamentales bajas se encuentra hacia el sureste, en una zona caracterizada por planicies, con una topografía notablemente diferente a la del noroeste.

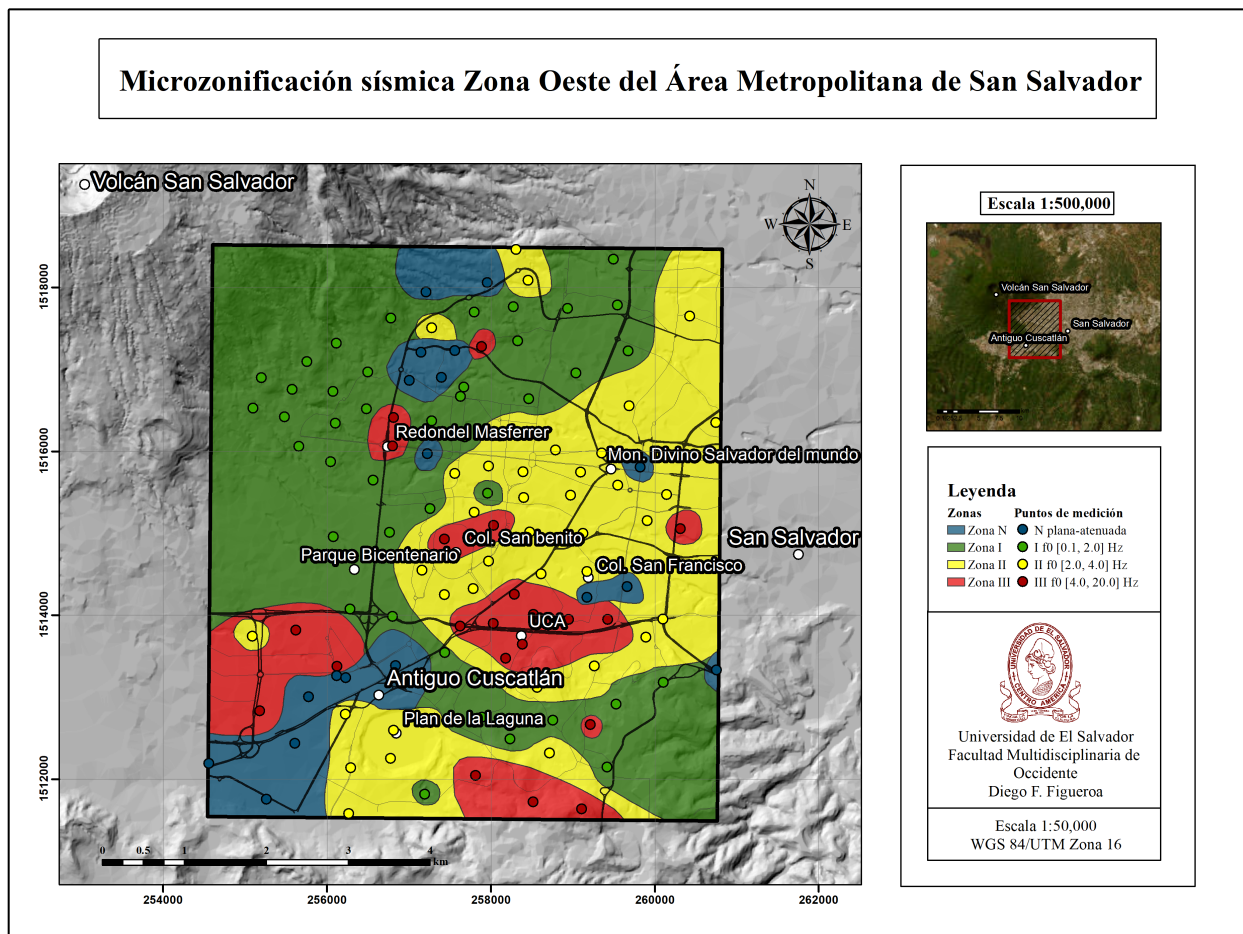


Figura 5.9: Mapa de microzonificación sísmica basado en las frecuencias fundamentales en la Zona Oeste del AMSS.

La zona II es la segunda más extensa después de la zona I, se ubica principalmente en el centro y este del área de estudio. Otra concentración importante de estas funciones de transferencia se encuentra al sur del sitio de estudio, alrededor del maar Plan de La Laguna. Es relevante señalar que las dos principales concentraciones de funciones de transferencia de esta zona están separadas en el sur por las curvas de frecuencias bajas (I), en el límite entre San Salvador y Antiguo Cuscatlán.

Las funciones de transferencia de la zona III caracterizadas por frecuencias altas se concentran en

grupos más reducidos en comparación con las zonas I y II, y generalmente están rodeadas por la zona II. La principal concentración de estas funciones se localiza al sur del área de estudio, donde se identifican tres subgrupos principales: el primero al oeste del maar Plan de La Laguna, cerca del Parque Bicentenario; el segundo se encuentra al sureste, al pie de la cordillera del Bálsamo; y el tercero, más al centro de la zona de estudio, en las inmediaciones de la Universidad Centroamericana José Simeón Cañas (UCA) y el Hospital de El Salvador. Adicionalmente, se observan concentraciones menores hacia el norte, compuestos por una o dos funciones de transferencia, desde aquí denominados como: (1) Redondel Masferrer; (2) Colonia San Benito; y (3) concentración este.

5.4.2 Centro Histórico de San Salvador

En el Centro Histórico de San Salvador, la mayoría de las funciones de transferencia presentan frecuencias fundamentales bajas, correspondientes a la familia I, y en menor medida frecuencias intermedias y altas de las familias II y III. Además, únicamente se encuentran dos funciones de transferencia de la familia N.

Como se puede observar en la figura 5.10, las curvas correspondientes a la familia I se distribuyen a lo largo de toda el área de estudio. En contraste, las curvas de la familia III se localizan cerca de las de la familia N. Este patrón es significativo, ya que sugiere la posibilidad de un basamento poco profundo cubierto por una capa delgada de sedimentos. Además, la escasa cantidad de funciones de transferencia de la familia N confiere un interés particular al sitio, dado que se anticipa la presencia de efectos de sitio en diversas frecuencias.

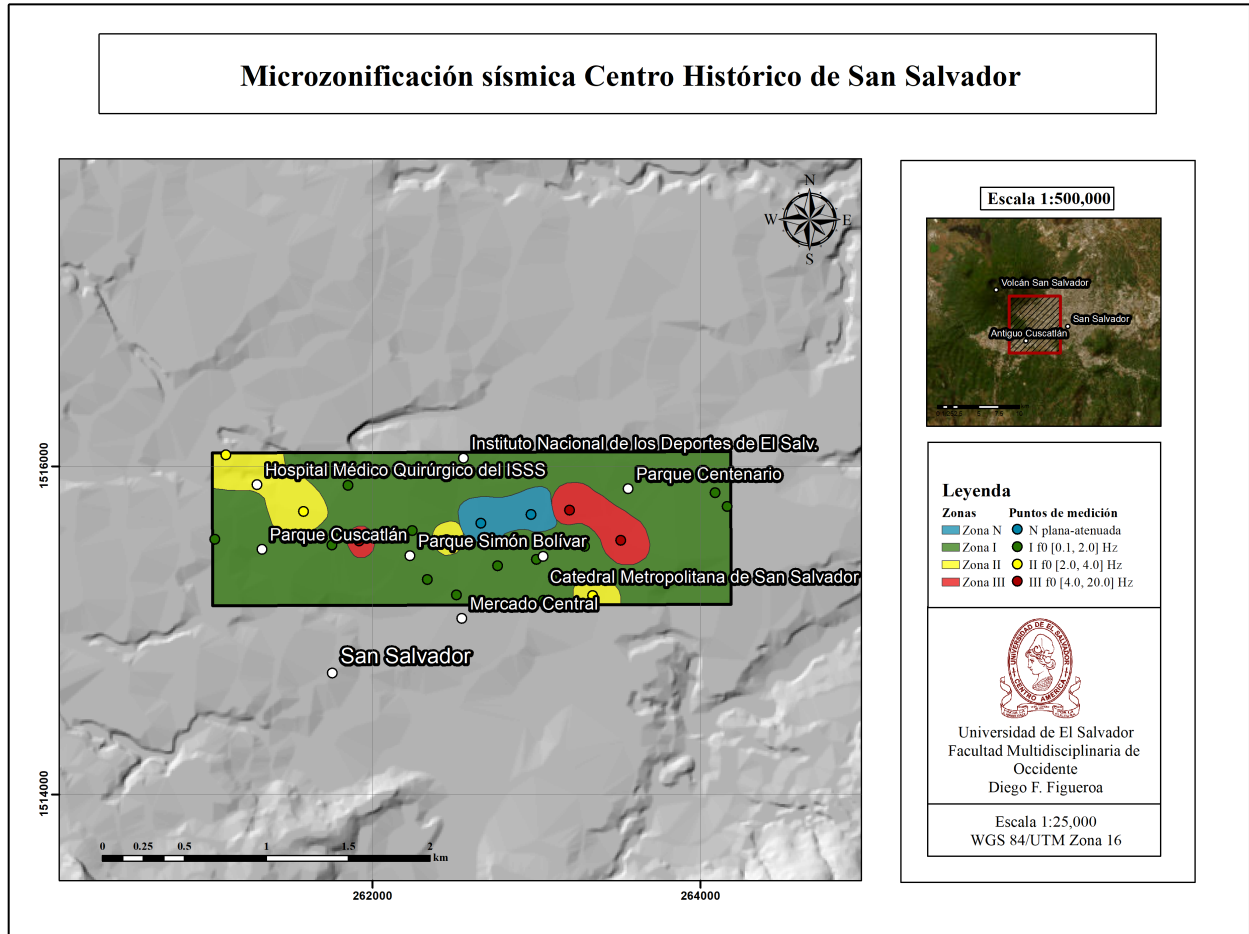


Figura 5.10: Mapa de microzonificación sísmica basado en las frecuencias fundamentales en el Centro Histórico de San Salvador.

Capítulo VI. Discusión de resultados

6.1 Introducción

En este capítulo se presenta la discusión de los resultados. En primer lugar, se realiza una comparación entre los resultados obtenidos con sismómetros de banda ancha y período corto en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador. A continuación, se describe la correlación entre la distribución de las frecuencias fundamentales y la geología superficial del sitio, así como la geomorfología. Posteriormente, se analizan las funciones de transferencia con múltiples picos y se actualizan los mapas de microzonificación sísmica basados en las familias espectrales para incluir los picos secundarios. Con base en esta nueva distribución de los picos frecuenciales, se examina la correlación con la litología a profundidad, utilizando secciones litológicas que atraviesan toda el área de estudio, describiéndose en esta sección la influencia de la intercalación de estratos rígidos en los niveles más superficiales. Seguidamente, se aborda todo el análisis anterior desde la perspectiva de los períodos, elaborando mapas de microzonificación sísmica que incorporan la superposición de los picos secundarios expresados en términos de períodos. Finalmente, se evalúa la resonancia sísmica suelo-estructura, identificando cada zona según su período natural y determinando el tipo de edificaciones que son más propensas a experimentar resonancia durante un evento sísmico.

6.2 Comparación de resultados obtenidos con ambos sismómetros

Como se indicó en la subsección 4.3.1, los sismómetros de banda ancha Güralp fueron los equipos utilizados de manera oficial para la adquisición de todos los datos en ambos sitios de estudio. No obstante, en la Zona Oeste del AMSS también se emplearon sismómetros de período corto GeoBox, con el fin de comparar y corroborar los resultados obtenidos.

En total, se realizaron 15 mediciones simultáneas utilizando los sismómetros GeoBox y Güralp en este sitio, lo que representa un 12.20 % del total de las mediciones. La ubicación de estos puntos de medición se muestra en la figura 4.8. Los datos obtenidos fueron procesados utilizando los mismos parámetros empleados para los registros realizados con los sismómetros Güralp, con la única diferencia de que a estos no se les aplicó ningún filtro, tal como se detalló en la sección 4.4. En la siguiente figura se presentan las funciones de transferencia de cuatro puntos registrados con el GeoBox. Los resultados de los otros puntos se encuentran en los apéndices.

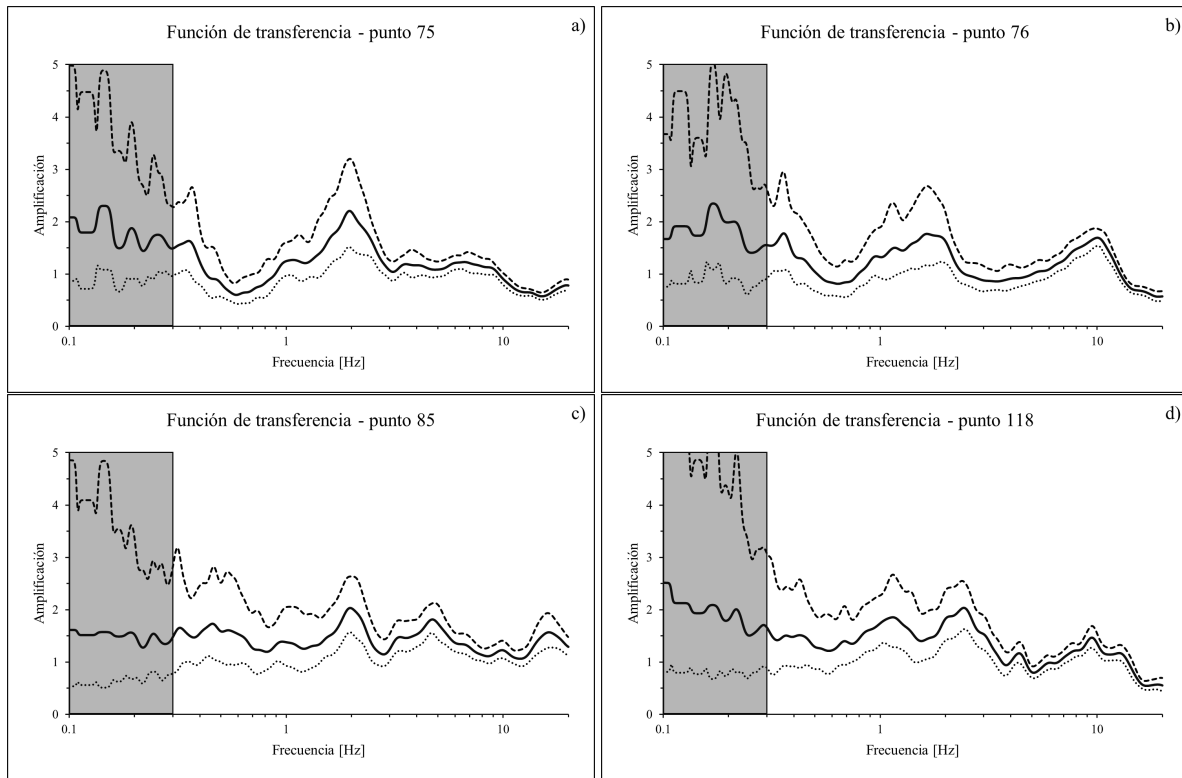


Figura 6.1: Funciones de transferencia HVSR obtenidas a partir de registros con el sismómetro GeoBox. Las curvas HVSR correspondientes a estos puntos, obtenidas con el sismómetro Güralp, se encuentran en los apéndices.

En general, las funciones de transferencia obtenidas a partir de los registros con el sismómetro GeoBox son prácticamente idénticas a las obtenidas con el Güralp. Las frecuencias fundamentales y el aspecto general de las curvas son similares; además, estas mediciones también muestran un incremento en la amplitud en frecuencias bajas, en el rango de $[0.1, 0.3]$ Hz. No obstante, el aspecto más destacado de esta comparación es que algunas funciones de transferencia derivadas de los registros realizados con el GeoBox presentan picos frecuenciales con factores de amplificación más reducidos en comparación con los obtenidos con el Güralp.

Este aspecto es particularmente relevante para las curvas que presentan picos frecuenciales con amplitudes reducidas que apenas superan el valor umbral, ya que estos picos podrían ser descartados en el proceso de comparación. Un punto de especial interés para realizar esta comparación es el punto P89. Como se indicó anteriormente, la función de transferencia de este punto se caracteriza por tener al menos cuatro picos frecuenciales claramente definibles.

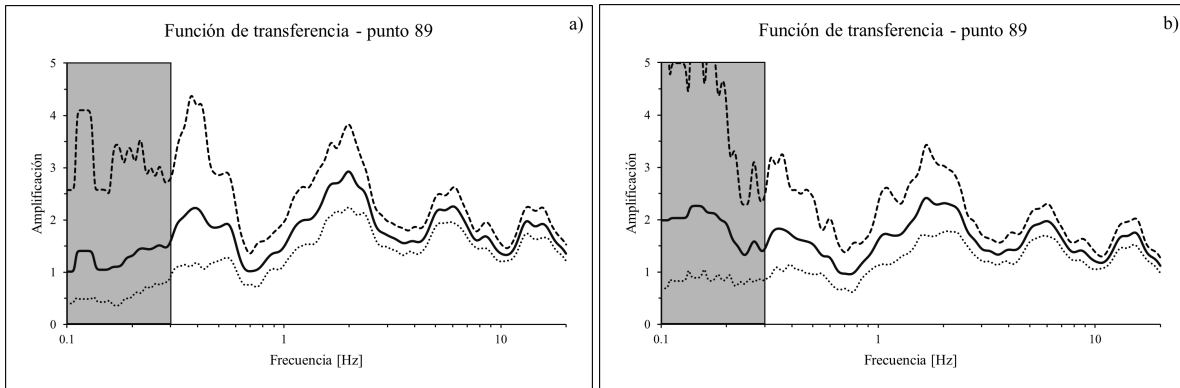


Figura 6.2: a) Función de transferencia HVSR obtenida a partir del registro realizado con el sismómetro Güralp; b) función de transferencia HVSR obtenida a partir del registro realizado con el sismómetro GeoBox.

Como se observa en la figura 6.2, ambas funciones de transferencia HVSR presentan una forma espectral similar y, en general, la misma ubicación de los picos frecuenciales. Sin embargo, en la medición realizada con el GeoBox, el primer pico frecuencial se encuentra considerablemente atenuado y no supera el valor umbral. Como se discutirá en la sección 6.8, en la Zona Oeste del AMSS, solo los puntos P89 y P95 presentan picos frecuenciales en el rango de $[0.2, 0.5]$ Hz. Estos picos son de gran importancia, ya que corresponden a un rango de períodos de $[2.0, 5.0]$ s, el cual suele coincidir con los períodos naturales de vibración T_s de edificios muy altos, de más de 20 pisos.

Este aspecto es especialmente relevante, dado que, como se mencionó previamente en la subsección 2.4.4 para que un pico sea considerado claro, este debe ser estable y reproducible bajo distintas elecciones de parámetros de procesamiento o con registros obtenidos mediante diferentes equipos. Sin embargo, como se puede observar, en el punto P89 esto no se cumple en el caso del pico en muy bajas frecuencias, correspondiente al rango de $[0.2, 0.5]$ Hz. Este resultado sugiere que, para determinar si dicho pico frecuencial es realmente definible, será necesario hacer mediciones con una mayor duración del registro en este sitio.

6.3 Geología superficial

La geología superficial de la zona estudiada es predominantemente de origen volcánico, dominada por los centros volcánicos del volcán San Salvador y Antiguo San Salvador al noroeste, el cráter monogenético maar Plan de La Laguna al suroeste, y la laguna cratérica del lago de Ilopango al este. Además, al sur de la zona de estudio, en la región de Antiguo Cuscatlán, se encuentra la cordillera del Bálsamo, una serie de montañas antiguas de origen volcánico, que incluye afloramientos de lavas y rocas volcánicas.

6.3.1 Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador

La Zona Oeste del AMSS es la más extensa de las dos áreas de estudio, además es la que representa la mayor diversidad de las condiciones geológicas. En esta discusión se evaluará cada zona de forma individual.

Zona N: curvas planas o atenuadas

La geología superficial de la concentración suroeste se caracteriza por la presencia de tobas volcánicas superficiales que cubren toda la zona oeste del maar Plan de La Laguna, junto con depósitos de escorias y lavas basálticas/andesíticas. Además, se observan apariciones de estratos delgados de tefras TBJ y tefras subordinadas del volcán San Salvador. Por lo tanto, esta área puede describirse como un entorno de roca dura o suelos rígidos, con una influencia mínima de efectos de sitio. La concentración noroeste, se distingue por lavas basálticas/andesíticas a poca profundidad, cubiertas por tefras del volcán San Salvador y de TBJ. La presencia de lavas superficiales junto con curvas de la familia N, sugiere que este sitio también puede clasificarse como competente.

Zona I: frecuencias bajas

En el nor-noroeste, la geología está dominada por flujos de lavas basálticas/andesíticas de poco espesor (2-8 m) provenientes del volcán San Salvador, cubiertos por tefras del mismo volcán y de TBJ. Aunque la presencia de las lavas superficiales podría sugerir la existencia de frecuencias fundamentales altas, y un suelo de roca rígida caracterizado por un basamento somero, esto no necesariamente se cumple. Según Faccioli *et al.* (1988), la presencia de lavas superficiales no implica necesariamente la existencia de una capa rocosa subyacente, ya que el subsuelo puede estar constituido por secuencias irregulares de lava y material piroclástico menos consolidado, sobre un basamento profundo. De hecho, en este sitio las funciones de transferencia presentan f_0 en frecuencias bajas¹ (I). El resto de las funciones de transferencia, más hacia el noreste, se encuentran en un sitio dominado por tefras TBJ, configurando un suelo blando caracterizado por frecuencias bajas.

La concentración sureste separa las curvas de la familia II del centro-este y sur del área de estudio. Estas funciones de transferencia se ubican en las faldas de la cordillera del Bálsamo, sobre remanentes de antiguos volcanes. En este sitio, la capa más superficial está dominada por tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2), que reposan sobre horizontes subordinados de tefras del volcán San Salvador y tobas del maar Plan de La Laguna, sobre un basamento profundo consolidado de la formación Bálsamo (Lexa *et al.*, 2011).

¹La influencia de las lavas superficiales en las funciones de transferencia será examinada en la sección 6.7.

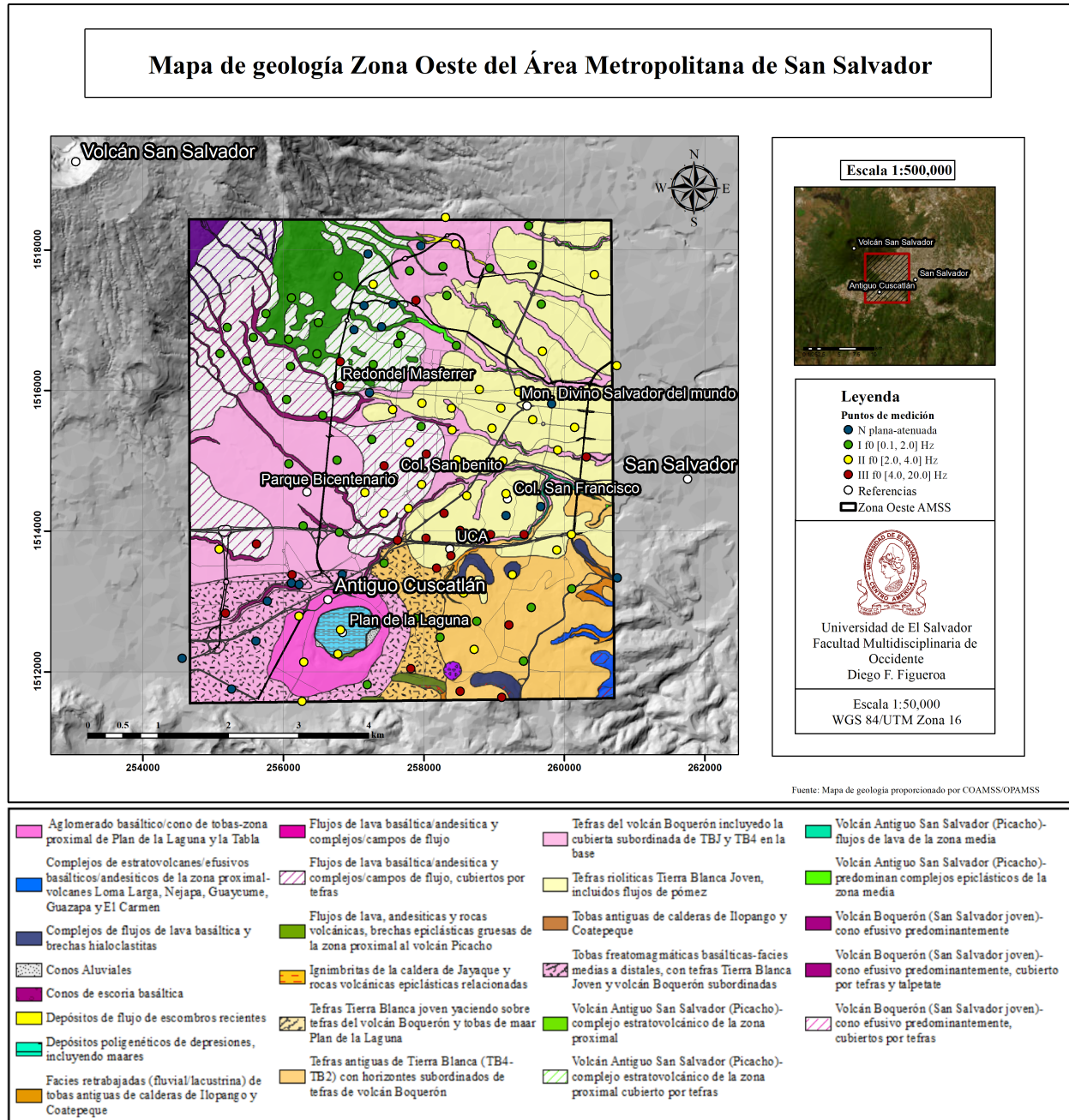


Figura 6.3: Relación de la geología superficial con las frecuencias fundamentales en la Zona Oeste del AMSS.

Zona II: frecuencias intermedias

En la región centro-este, el estrato superficial está dominado por tefras poco consolidadas de TBJ, seguidas por tobas y lavas que constituyen el basamento a mayor profundidad. Aunque la mayoría de las curvas en esta área se encuentran sobre tefras TBJ, estas se extienden hacia el oeste sobre flujos de lava superficiales provenientes del volcán San Salvador, donde se mezclan con curvas de

frecuencias bajas (I) y un grupo menor de la familia de frecuencias altas (III). Por otro lado, la concentración sur se encuentra sobre el cráter monogenético maar Plan de La Laguna, este sitio está dominado por tobas y escorias del maar, cubiertas por una delgada capa de tefras antiguas de Tierra Blanca (TB2-TB4) y de TBJ, así como por tefras subordinadas del volcán San Salvador en el oeste. En general, las áreas con predominancia de estratos superficiales de tefras (suelos blandos) se distinguen por frecuencias fundamentales intermedias (II).

Zona III: frecuencias altas

La concentración en el suroeste, próxima a las curvas planas y con picos atenuados (zona N), sugiere la presencia de una capa delgada de materiales poco consolidados sobre un basamento somero de roca dura. Esta área se caracteriza por la presencia de lavas superficiales basálticas/andesíticas del volcán San Salvador, cubiertas por una delgada capa de tefras. Además, se encuentran tobas freatomagmáticas del maar, superpuestas a horizontes de tefras en la misma región. Los suelos de este sitio se clasificarán como de roca rígida, con apariciones de capas delgadas de materiales poco consolidados.

En el sureste, se localizan al pie de la cordillera del Bálsamo, esta área está caracterizada por una topografía irregular, con tefras de TBJ y estratos más antiguos (TB4 y TB2), junto con tefras del volcán San Salvador que cubren antiguos volcanes. Estas frecuencias altas coinciden con afloramientos de rocas antiguas, como brechas hialoclastitas y remanentes de lavas andesíticas del estratovolcán Loma Larga.

El subgrupo de la Universidad José Simeón Cañas (UCA) pertenece a la concentración centro-este de la zona II. Este sitio, caracterizado por la presencia de tefras de TBJ y flujos de lava, exhibe una deposición compleja de los distintos estratos (ver sección 6.7). Por otro lado, las concentraciones situadas al norte del área de estudio coinciden con zonas de lavas superficiales. En general, la zona III se asocia con afloramientos de roca dura.

6.3.2 Centro Histórico de San Salvador

En este sitio, la mayoría de las curvas exhiben frecuencias fundamentales bajas de la familia I, con algunas mostrando frecuencias intermedias (II) y altas (III), y en menor medida curvas atenuadas de la familia N. La ausencia de demasiadas frecuencias fundamentales altas es consistente con las condiciones geológicas del sitio, donde el estrato más superficial está constituido por tefras de TBJ, que reposan sobre estratos más densos de tobas y lavas basálticas/andesíticas que constituyen un basamento consolidado a mayor profundidad.

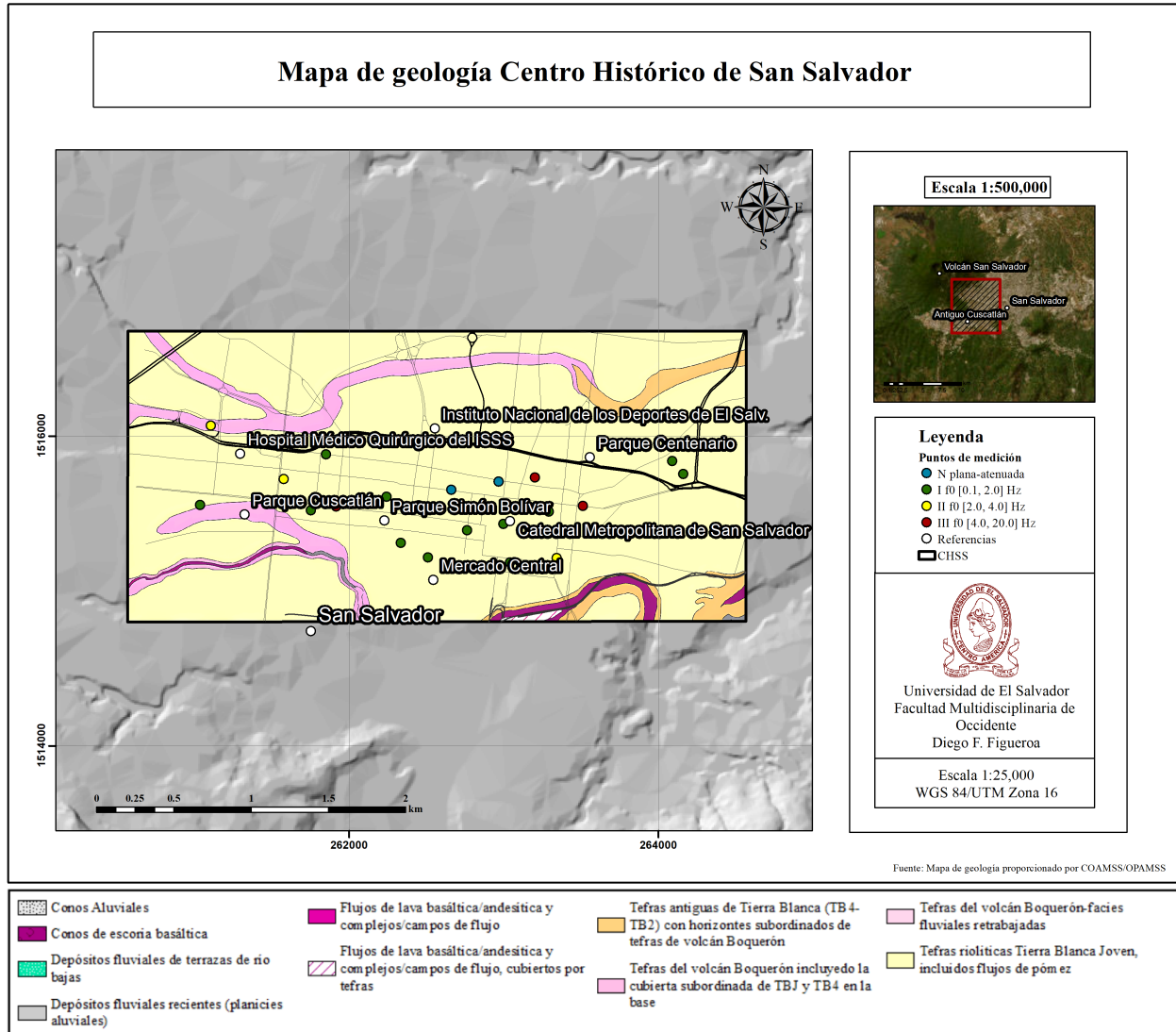


Figura 6.4: Relación de la geología superficial con las frecuencias fundamentales en el Centro Histórico de San Salvador.

La concentración de las funciones de transferencia con frecuencias fundamentales intermedias y altas parece coincidir con flujos de lava superficiales cubiertos por tefras del volcán San Salvador.

6.3.3 Influencia de la tefra de Tierra Blanca Joven (TBJ)

Un aspecto relevante de este sitio es la distribución de los suelos rígidos y las unidades de tefras de Tierra Blanca Joven (TBJ) que los recubren. En general, los suelos de San Salvador presentan una delgada capa de tefras de TBJ poco consolidada, que influye en la configuración de los movimientos sísmicos. Este fenómeno ha sido señalado por diversos autores; en particular, Schmidt-Thomé (1975) delineó la distribución de las rocas duras en San Salvador tras analizar los resultados del

terremoto del 3 de mayo de 1965, de magnitud 6.0 M_s , y de estudios geológicos complementarios. Según Schmidt-Thomé (1975), las áreas más afectadas corresponden a aquellas con gruesas capas de piroclásticos poco consolidados y depósitos epiclásticos de la Formación San Salvador. Por otro lado, las zonas caracterizadas por capas muy delgadas de sedimentos suaves, que reposan sobre basamentos compuestos por rocas consolidadas de las Formaciones Bálsamo y Cuscatlán, y en menor medida, sobre los flujos de lava del volcán San Salvador, se consideran zonas de rocas duras, como se muestra en la siguiente figura.

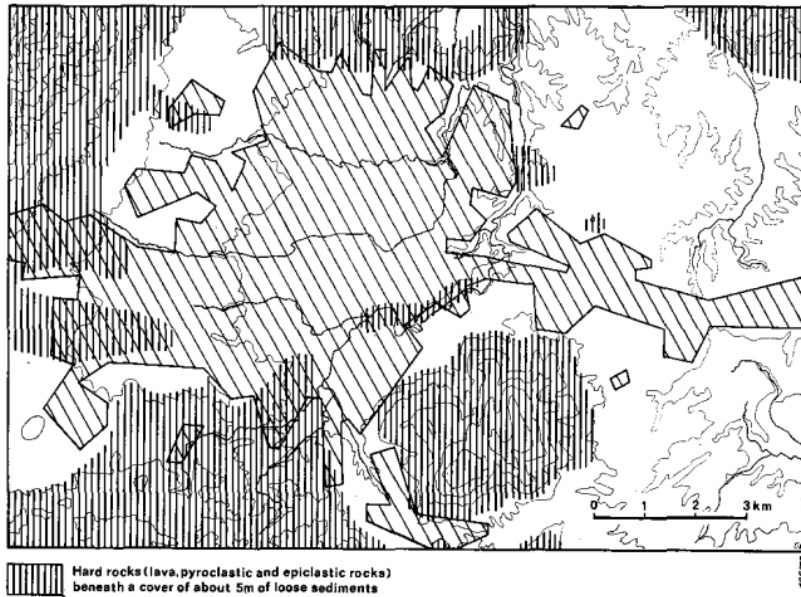


Figura 6.5: Distribución de rocas rígidas en el Área Metropolitana de San Salvador. Extraído de Schmidt-Thomé (1975).

Como se puede observar en la figura 6.5, la zona suroeste de este sitio se caracteriza por la presencia de rocas rígidas. Los mapas actualizados sobre la disposición de las tefras de TBJ, como se muestra en la figura 6.6, revelan que esta zona tiene una capa muy delgada de tefras o la usencia de las mismas.

En general, los resultados de esta investigación indican que los sitios con capas gruesas de tefras de TBJ suelen coincidir con frecuencias intermedias (en el este), mientras que los sitios con capas más delgadas se corresponden con funciones de transferencia planas o atenuadas (al suroeste), o frecuencias altas (III). Además, como se detallará en la sección 6.5, los sitios al noroeste caracterizados por delgadas capas de tefras de TBJ que cubren a las lavas superficiales presentan picos secundarios.

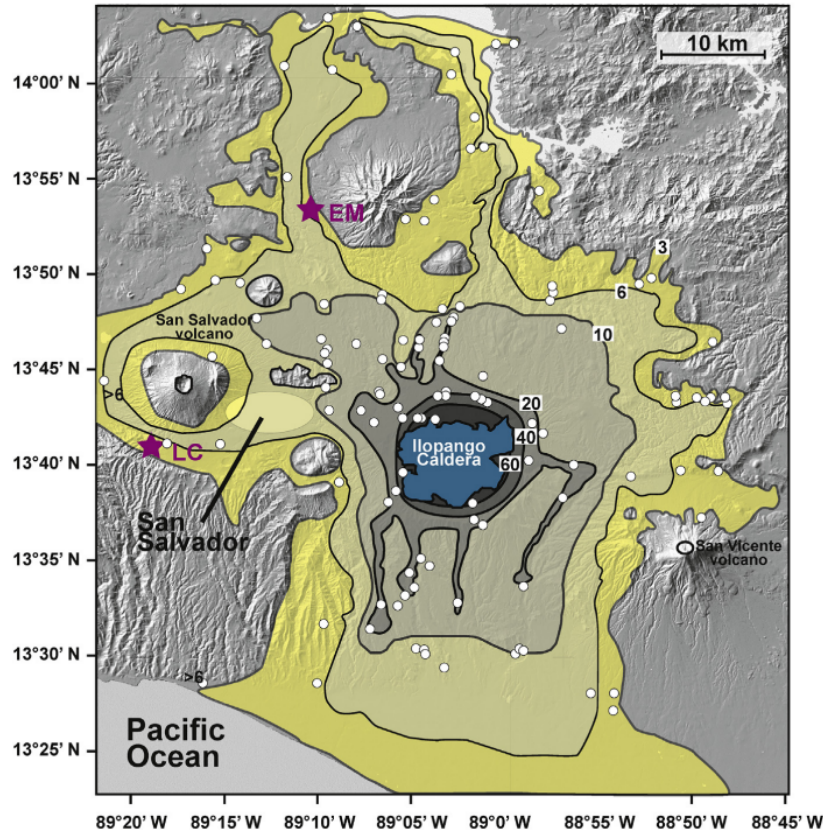


Figura 6.6: Mapa de la distribución de los depósitos de Tierra Blanca Joven. Extraído de Dull *et al.* (2019)

6.4 Geomorfología

La geomorfología de la zona noroeste del área de estudio se caracteriza por flujos de lava superficiales provenientes de los volcanes San Salvador y Antiguo San Salvador. A pesar de que la presencia de estas lavas podría sugerir frecuencias fundamentales altas, la distribución de f_0 revela que en esta área predominan las frecuencias bajas. No obstante, como se detallará en la sección 6.5, las funciones de transferencia en este sitio exhiben al menos dos picos frecuenciales claros, lo que podría explicar la discrepancia observada.

Por otro lado, en el suroeste, las funciones de transferencia dentro del maar Plan de La Laguna presentan frecuencias intermedias, mientras que en el sureste se observan curvas con frecuencias bajas sobre bloques diastróficos. No obstante, estas coincidencias no permiten extraer conclusiones significativas sobre la relación entre los picos frecuenciales y las estructuras, como maares o bloques diastróficos.

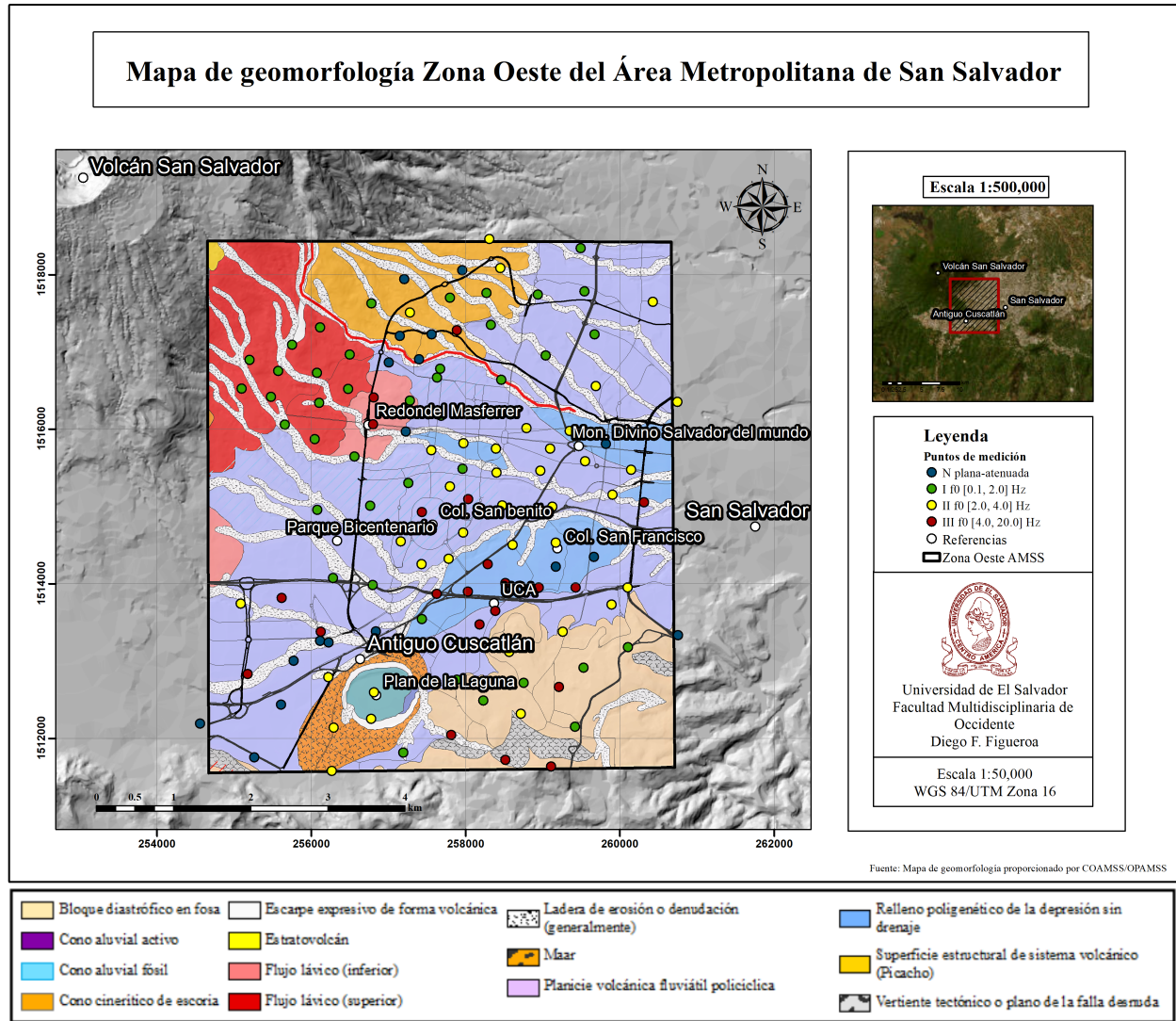


Figura 6.7: Relación de la geomorfología con las frecuencias fundamentales en la Zona Oeste del AMSS.

Desde el punto de vista topográfico, se observa que las funciones de transferencia con frecuencias fundamentales bajas (I) se encuentran en áreas de mayor altitud y pendientes pronunciadas, como en la zona noreste y sureste del área de estudio. Además, como se analizará en la sección 6.5, en estos sitios las funciones de transferencia presentan múltiples picos. En contraste, en las zonas con topografía más estable, como el sector centro-este del área de estudio, predominan las funciones de transferencia con f_0 intermedias (II).

El Centro Histórico de San Salvador se encuentra en una planicie volcánica fluvio-aluvial policíclica, rodeada por laderas de erosión o denudación. En términos generales, esta configuración le confiere una topografía más estable en comparación con la Zona Oeste del AMSS.

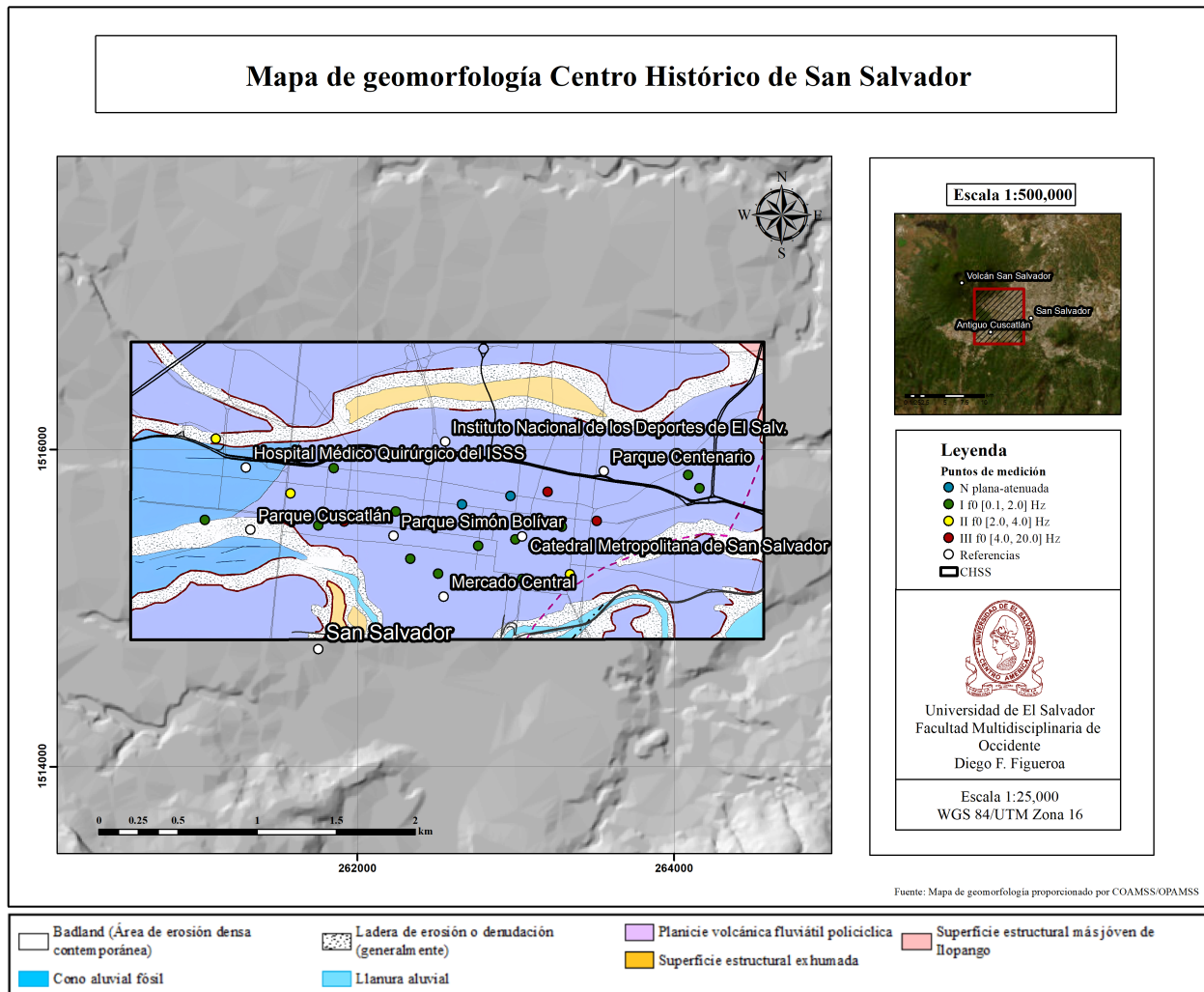


Figura 6.8: Relación de la geomorfología con las frecuencias fundamentales en el Centro Histórico de San Salvador.

6.5 Funciones de transferencia con múltiples picos

Como se indicó previamente, la mayoría de las funciones de transferencia presentan múltiples picos. Sin embargo, los picos que no cumplen con los criterios de claridad establecidos no requieren un análisis detallado, ya que son demasiado atenuados y se espera que no generen efectos de sitio en esas frecuencias. En consecuencia, se procederá a reducir la clasificación de las curvas con múltiples picos, enfocándose únicamente en aquellas cuyos picos cumplen con todos los criterios de claridad.

Para la mayoría de las funciones de transferencia con múltiples picos, únicamente los primeros dos picos cumplen con los criterios de claridad. En consecuencia, denominaremos a estas funciones de transferencia como *curvas doble pico*. Generalmente, el primer pico frecuencial se encuentra en el rango de [0.3, 3.0] Hz, mientras que el segundo se ubica principalmente en frecuencias altas [4.0,

20.0] Hz, y en menor medida en frecuencias intermedias [3.0, 4.0] Hz. Este patrón se observa tanto en la Zona Oeste del AMSS como en el Centro Histórico de San Salvador. Este último resultado también ha sido documentado por Castillo Rivas y Urrutia Manzano (2017) en su estudio sobre la microzonificación del Centro Histórico de San Salvador, donde el primer pico se encuentra alrededor de 0.4 Hz y el segundo en el rango de [3.0, 6.0] Hz.

La banda de frecuencias correspondiente a los picos secundarios se designará desde [3.0, 20] Hz. Un aspecto adicional para destacar es que la frecuencia dominante de estas curvas generalmente coincide con f_0 , aunque en casos menos comunes, el pico en altas frecuencias puede ser el predominante, como en el punto P40, ver apéndice. La siguiente figura muestra las ubicaciones de las curvas doble pico en la Zona Oeste del AMSS y Centro Histórico de San Salvador.

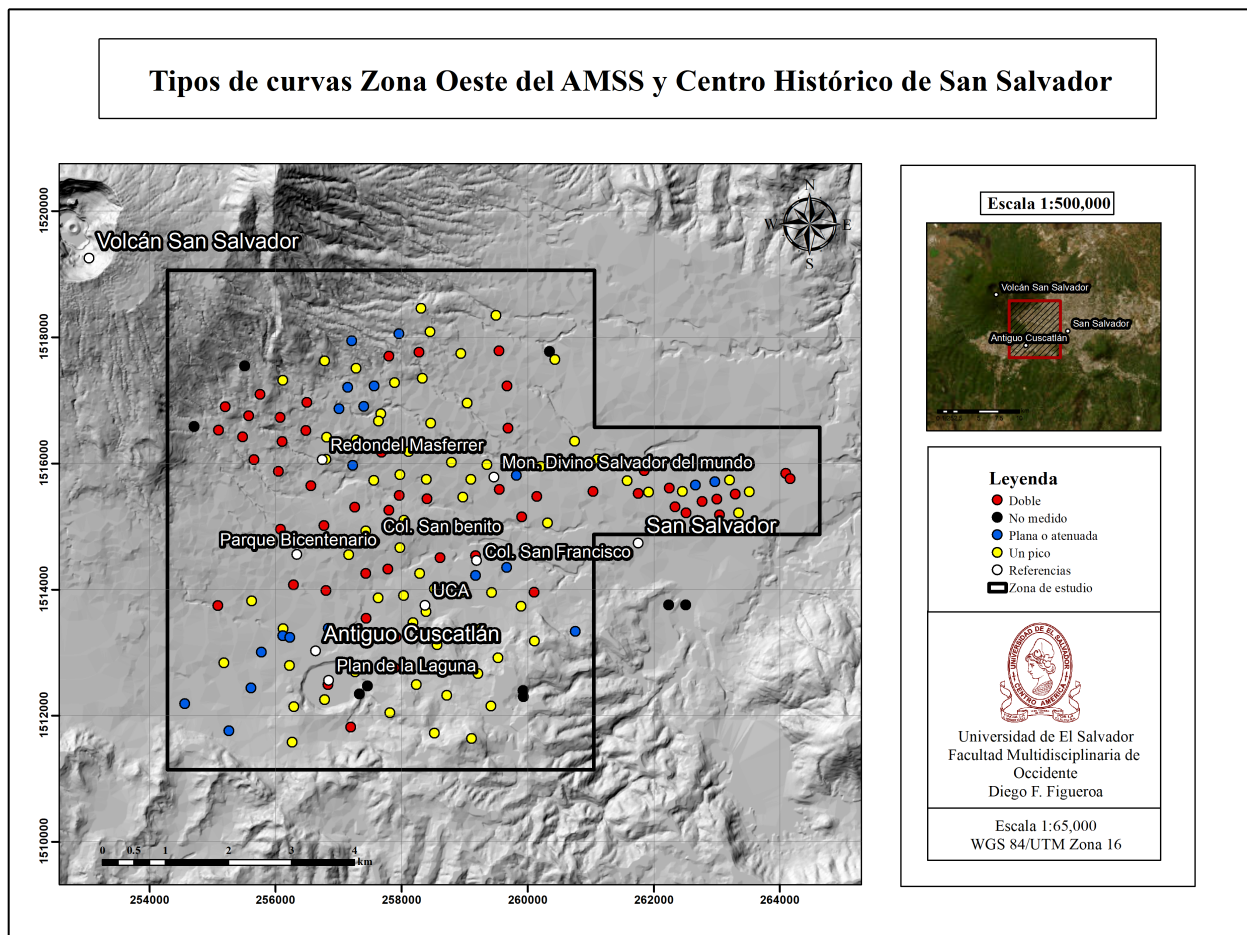


Figura 6.9: Distribución de los tipos de funciones de transferencia en el área de estudio.

De la figura 6.9 se deduce que la mayoría de las funciones de transferencia en la zona noroeste del área de estudio corresponden a curvas doble pico. Este resultado refleja la influencia de las lavas superficiales, que inducen contrastes de impedancia significativos en los estratos superiores. Además, este patrón se extiende hacia el este, en una región donde predominan las frecuencias

fundamentales intermedias. En esta área, la geología superficial está caracterizada por tefras de TBJ y tobas, con una disposición igualmente compleja de los estratos de lavas en el subsuelo, como se detallará en la sección 6.7.

6.6 Mapa de microzonificación con picos secundarios

Con base en la distribución de las curvas doble pico, se han actualizado los mapas de microzonificación presentados en la sección 5.4, los cuales fueron originalmente elaborados a partir de la frecuencia fundamental. En los nuevos mapas, se han incorporado microzonas correspondientes a los picos secundarios. Estas microzonas están representadas mediante áreas sombreadas.

6.6.1 Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador

Para evaluar estas funciones de transferencia doble pico, las dividiremos en tres grupos: el primero se denomina *Zona norte*, con concentraciones principales en el noroeste y remanentes menores al noreste; el segundo, la zona *Centro-este*, se extiende desde el centro del área de estudio hasta el Monumento al Divino Salvador del Mundo; y el tercero, *Zona Sur*, con la mayor concentración colindando con las curvas de frecuencias altas de la zona de la Universidad Centroamericana José Simeón Cañas (UCA), y la segunda apareciendo al zona sur del área de estudio. Las bandas frecuenciales en las que aparecen las f_0 se encuentran principalmente en el rango de frecuencias bajas (I), y en menor medida, en frecuencias intermedias (II). En cuanto al segundo pico, este generalmente aparece en frecuencias altas (III), y en menor proporción, en frecuencias intermedias (II).

Zona norte

La concentración noroeste se ubica en la parte sureste del volcán San Salvador. En esta área, las curvas doble pico presentan una f_0 en el rango de frecuencias bajas (I). Esta zona está dominada por lavas basálticas/andesíticas superficiales de poco espesor, seguidas por estratos menos consolidados de tefras y tobas. Los picos secundarios parecen corresponder a los contrastes de impedancia generados por estos estratos rígidos de poco espesor, mientras que la f_0 se relaciona con un basamento rígido ubicado a mayor profundidad. Los remanentes menores del noreste también muestran el mismo patrón, coincidiendo con las lavas superficiales que bajan desde el volcán San Salvador.

Zona Centro-este

Extendiéndose desde el centro hasta el este del área de estudio, esta región se caracteriza por frecuencias fundamentales en valores intermedios (II). La geología de esta zona está dominada

por estratos superficiales de tefras de TBJ, seguidos por intercalaciones de tobas y lavas basálticas/andesíticas, con apariciones menores de flujos de lava de poco espesor que siguen los cursos de ríos y quebradas. La presencia de las curvas doble pico puede atribuirse a estratos de lavas a poca profundidad, que generan las frecuencias altas.

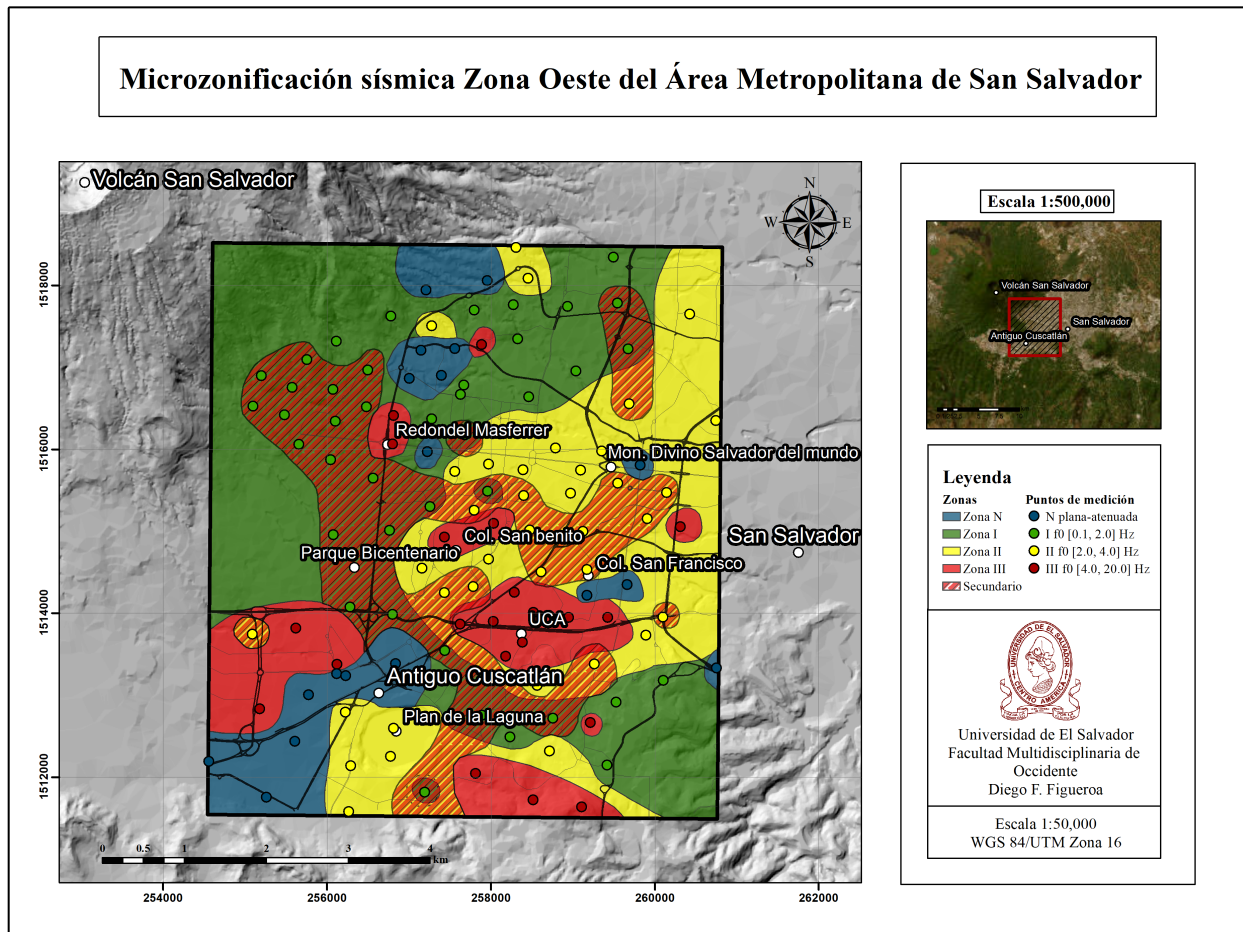


Figura 6.10: Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en la Zona Oeste del AMSS.

Zona Sur

Esta zona se caracteriza por un comportamiento más complejo, donde algunas curvas presentan una f_0 en valores intermedios (II) y otras en frecuencias bajas (I). Las concentraciones principales en esta área exhiben picos secundarios que parecen correlacionarse con las f_0 en frecuencias altas de las curvas con un único pico en la UCA. Además, estos picos secundarios conectan los sitios de frecuencias altas en este sector con los ubicados al sur, al pie de la cordillera del Bálsamo, es decir, con las concentraciones del sureste de la zona III.

La geología superficial de las concentraciones principales es igualmente compleja. El grupo más al oeste se encuentra principalmente sobre las lavas superficiales del volcán San Salvador, mostrado

una f_0 predominantemente en valores bajos y, en menor medida, en valores intermedios (II), exhibiendo un comportamiento similar al de las curvas del noroeste. En contraste, la concentración al este está ubicada en una región dominada por tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) y TBJ. Las curvas doble pico en esta zona parecen correlacionarse con los afloramientos de lavas antiguas de volcanes extintos que conforman la cordillera del Bálsamo. Las ocurrencias menores restantes, cada una representada por una única curva, se caracterizan en su mayoría por encontrarse en sitios donde predominan las lavas superficiales.

6.6.2 Centro Histórico de San Salvador

Las funciones de transferencia doble pico se ubican principalmente al centro del área de estudio, con ocurrencias menores en el este y oeste. Estas curvas tienen una frecuencia fundamental baja, perteneciente a la familia (I).

Un aspecto relevante a considerar es que la mayoría de las funciones de transferencia son curvas doble pico, que abarcan prácticamente todo el centro del área de estudio y tienden a aparecer en proximidad a las curvas de frecuencias intermedias (II) y altas (III). No obstante, hacia el este, en la región que separa las curvas de frecuencias altas y aquellas con picos secundarios, no es posible determinar si el sitio está compuesto predominantemente por funciones de transferencia con picos en frecuencias altas o por curvas doble pico, debido a que no se dispone de un número suficiente de mediciones. Sin embargo, los puntos P21 y P22, situados muy cerca uno del otro, indican que en la región más externa se observan curvas doble pico, véase la figura 6.11.

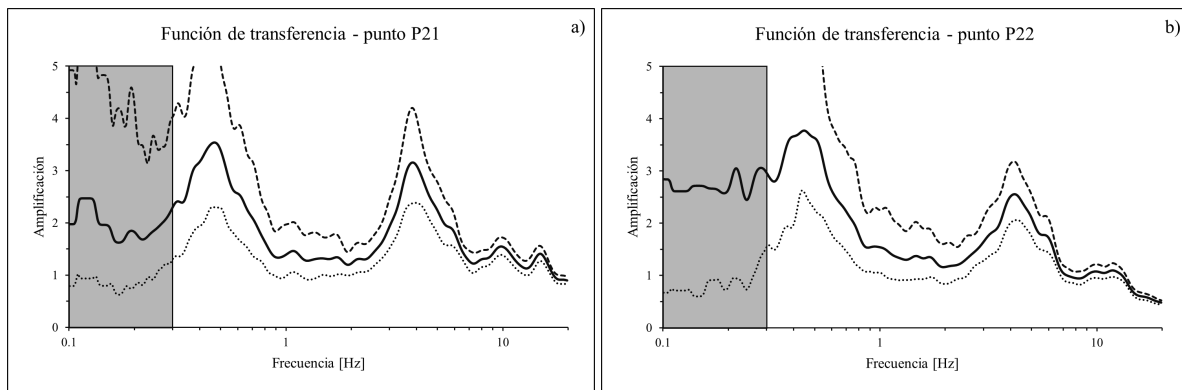


Figura 6.11: Curvas doble pico con el segundo pico en frecuencias altas (III). a) Punto P21; b) punto P22.

La geología superficial de esta área está dominada por tefras de Tierra Blanca Joven (TBJ), con flujos de lava que rodean toda el área de estudio. En general, los picos secundarios podrían estar asociados a estratos de lava a poca profundidad, los cuales se intercalan con estratos menos consolidados de piroclásticos y tobas.

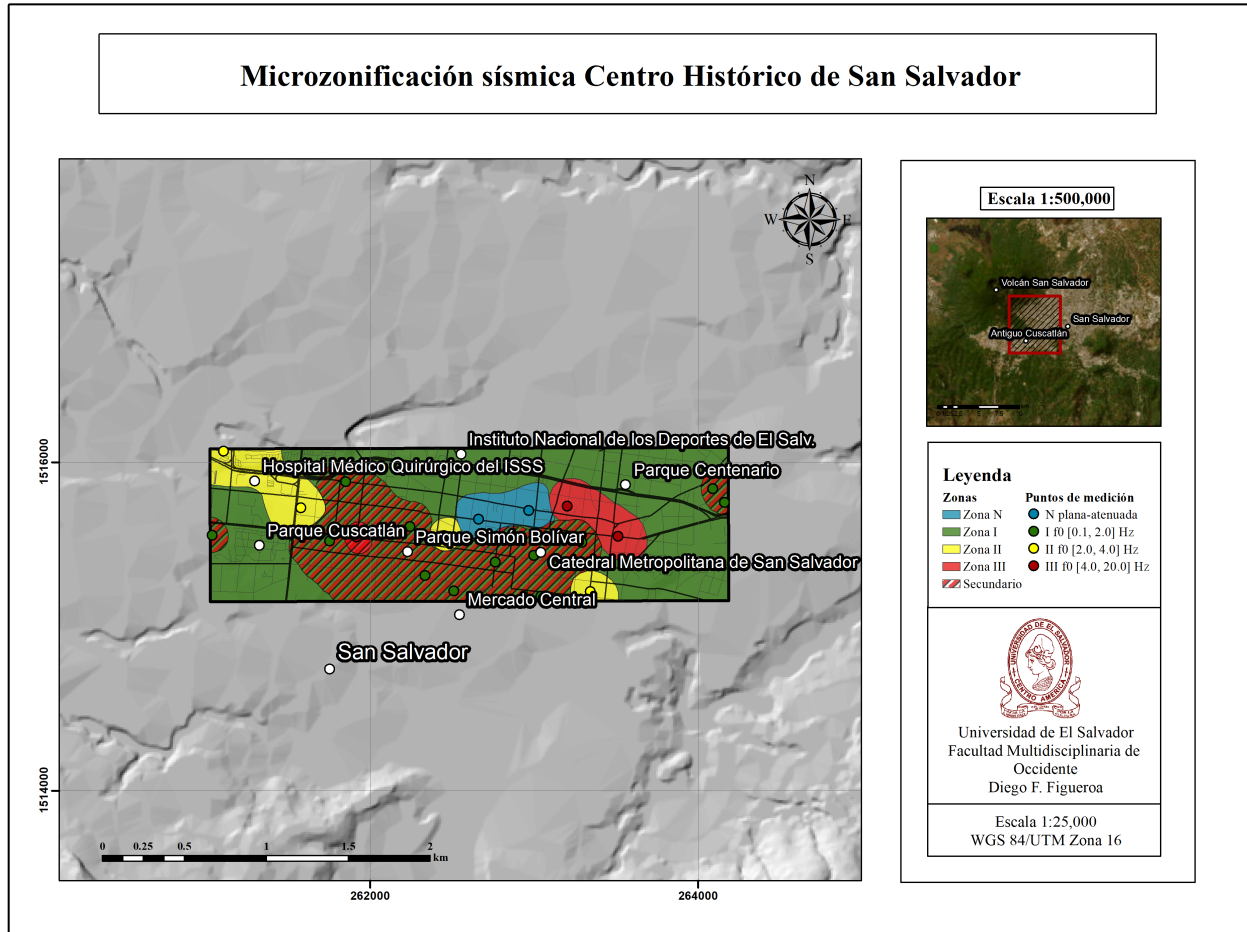


Figura 6.12: Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en el Centro Histórico de San Salvador.

6.7 Correlación con la litología

En esta sección se muestra la correlación entre las frecuencias fundamentales y picos secundarios con la litología del sitio de estudio. En la zona se tienen una serie de pozos profundos que permiten identificar las principales unidades litológicas presentes. Estos pozos han sido construidos en su mayoría para la extracción de recursos hídricos, y tienen profundidades que varían desde los 150 m hasta los 300 m. Los perfiles litológicos han sido compartidos por el Consejo de Alcaldes y Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (COAMSS/OPAMSS). Algunos de estos pueden ser verificados desde el portal de SIHI, en su sitio web (<https://srt.snet.gob.sv/sihi/public>).

Las principales unidades litológicas presentes en la zona de estudio son de origen volcánico, y en menor medida de origen sedimentario. Entre las de origen volcánico se encuentran *piroclásticos*, que incluyen las tefras del cráter de Ilopango y las del volcán San Salvador, *tobas freatomagmáticas basálticas*, y *lavas basálticas/andesíticas*. Entre las unidades sedimentarias se incluyen los *sedimentos aluviales* y *sedimentos deluviales*, así como también los *paleosuelos rojos* y *arcillas*.

Las columnas litológicas disponibles en el área de estudio revelan una disposición poco uniforme de las unidades litológicas entre ellas. Sin embargo, en general, presentan una capa superficial de piroclásticos poco consolidados, principalmente de TBJ o tefras del volcán San Salvador, seguidas por tobas volcánicas o lavas basálticas/andesíticas. Cabe destacar que, en muchas ocasiones, las tobas están ausentes en algunas columnas, y es común que capas de materiales rígidos como lavas o tobas sean seguidas por piroclastos más densos y consolidados que las tefras de TBJ, aunque menos rígidos que las lavas y tobas. La compleja disposición de las unidades litológicas en el sitio estudiado dificulta la interpretación de los picos frecuenciales y la asignación de un pico a una unidad específica.

A partir de la información de los perfiles litológicos individuales, se han elaborado secciones litológicas que permiten describir la litología en profundidad de una región considerablemente extensa. Estas secciones constituyen una representación aproximada de las condiciones locales del sitio. Como se observa en las secciones A-A' y B-B', presentadas en las figuras 6.13 y 6.21, respectivamente, las interpolaciones resultan poco realistas. Esto se debe a la influencia de las distancias entre los perfiles litológicos, que oscilan entre 500 m y más de 2.0 km, así como a la complejidad en la disposición de los estratos en todos los perfiles. En consecuencia, en algunos casos se interpolan unidades litológicas en perfiles que originalmente no las contienen. Por lo tanto, el análisis de estas secciones debe realizarse cuidadosamente.

6.7.1 Sección litológica A-A'

La figura 6.13 presenta la sección litológica A-A' y su correspondiente ubicación en el mapa de microzonificación con picos secundarios superpuestos. Las frecuencias fundamentales y los picos secundarios coinciden bien con esta sección. A lo largo de la sección A-A', que se extiende desde el suroeste hacia el noreste, las funciones de transferencia siguen el siguiente orden: (1) curvas planas o atenuadas; (2) curvas con picos secundarios; (3) curvas con picos secundarios intercaladas con curvas con frecuencias fundamentales altas; y (4) curvas con frecuencias fundamentales intermedias, que predominan la zona noreste del área de estudio.

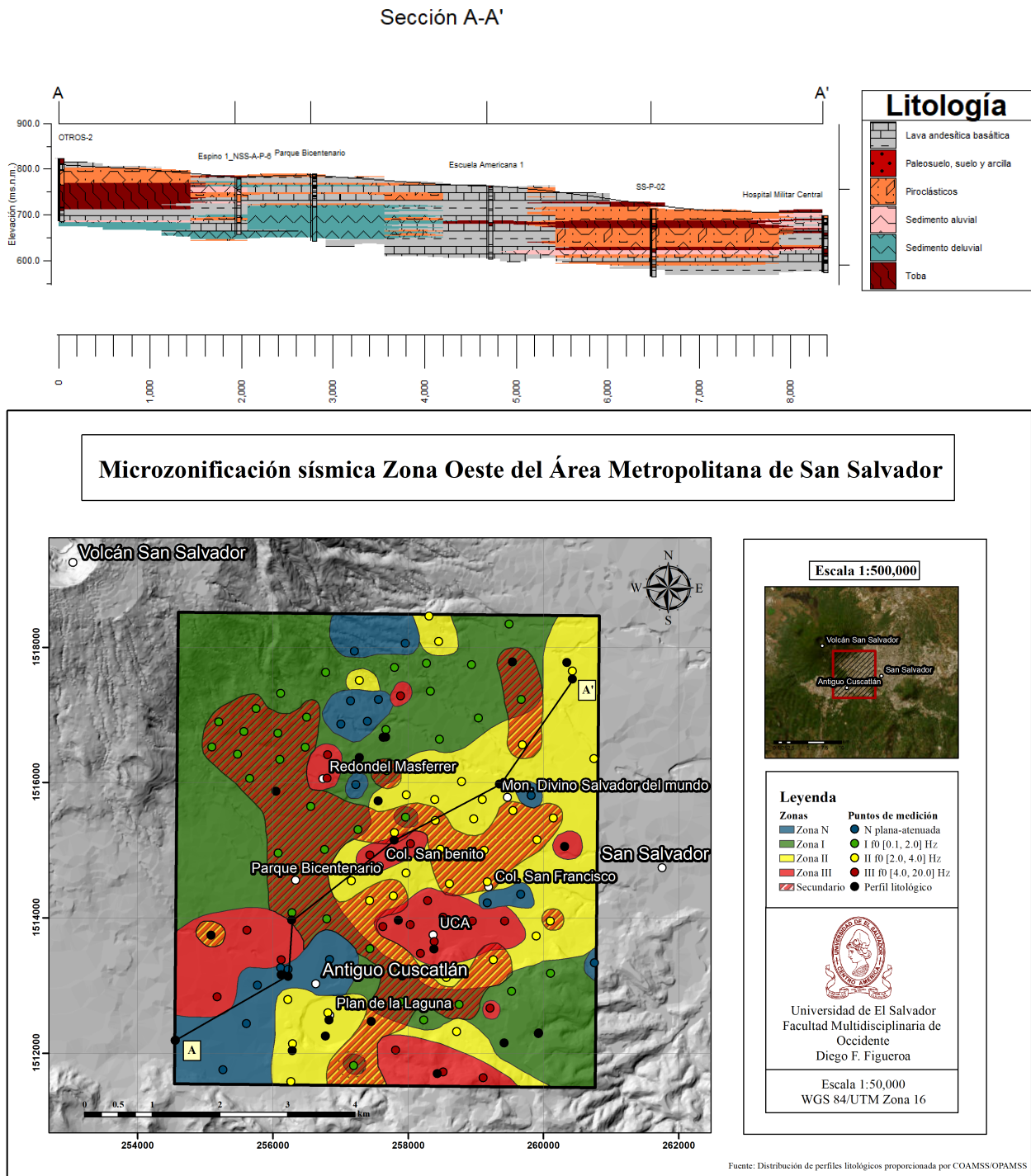


Figura 6.13: Sección litológica A-A' (imagen superior); ubicación de la sección A-A' en el mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en la Zona Oeste del AMSS (imagen inferior).

La sección litológica A a A' comienza con capas de tobas y lavas superficiales hasta una profundidad de 30 m, seguidas por piroclásticos y tobas hasta los 120 m, y un basamento profundo compuesto por lavas. Hacia el noreste, se encuentran sedimentos aluviales de escaso espesor, se-

guidos por lavas, piroclásticos y tobas, con un basamento más somero, compuesto por lavas, que se extiende desde una profundidad de ~ 45 m. Las funciones de transferencia en estos sitios presentan picos frecuenciales atenuados en valores intermedios o altos (II-III), o bien, son curvas planas sin un pico frecuencial identificable. Un ejemplo de este tipo de curvas es el punto P105, ver siguiente figura.

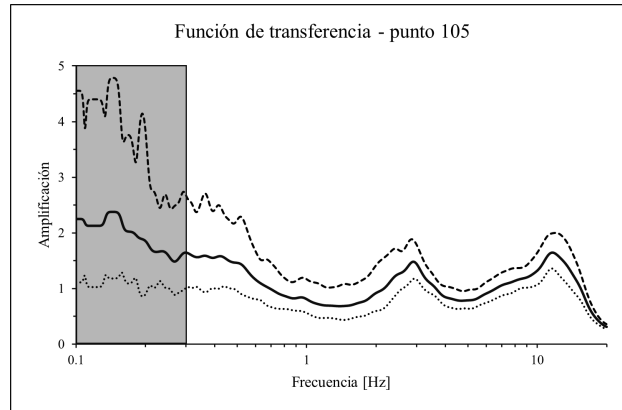


Figura 6.14: Función de transferencia con múltiples picos atenuados correspondiente al punto P105.

Las funciones de transferencia en el *Parque Bicentenario* son de tipo doble pico, con f_0 en frecuencias bajas (I). El perfil litológico del sitio está compuesto por capas de piroclásticos hasta unos 15 m de profundidad, seguidas por lavas someras intercaladas con materiales más blandos, sobre un basamento profundo de lavas, ver punto P109.

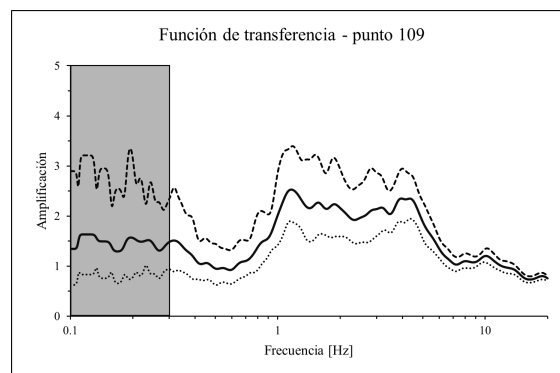


Figura 6.15: Función de transferencia con múltiples picos correspondiente al punto P109.

En el sitio cercano a la *Escuela Americana*, se encuentra una delgada capa de paleosuelos o arcillas de ~ 5 m de espesor, que sobreyace a varias capas de lavas de distinto grosor, las cuales se extienden hasta unos 100 m de profundidad. Estas lavas están interrumpidas por un estrato muy delgado de tobas, con un espesor de ~ 10 m. El basamento se localiza por debajo de este estrato de tobas. Las funciones de transferencia de este sitio incluyen curvas con múltiples picos, con f_0 en frecuencias

bajas (I), así como curvas con un único pico, caracterizadas por frecuencias fundamentales altas. Los puntos P89 y P92 son ejemplos de las curvas de este sitio.

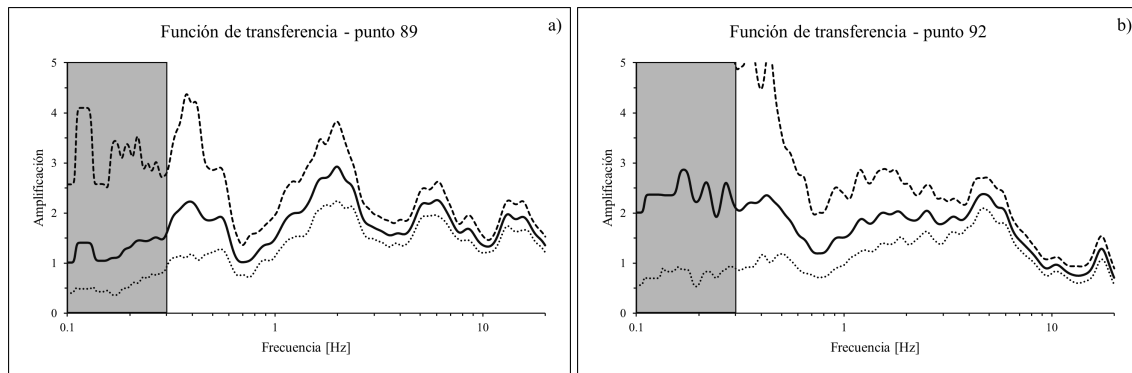


Figura 6.16: a) Función de transferencia con múltiples picos correspondiente al punto P89; b) función de transferencia con frecuencia fundamental alta correspondiente al punto P92.

Avanzando hacia el este, se encuentra un sitio caracterizado por capas muy gruesas de piroclásticos y materiales poco consolidados que alcanzan ~ 40 m de profundidad. Estas capas se intercalan con tobas, y el basamento se compone de lavas a gran profundidad. Las funciones de transferencia en este sitio suelen tener frecuencias fundamentales intermedias (II) y presentan un único pico claro, ver punto P78.

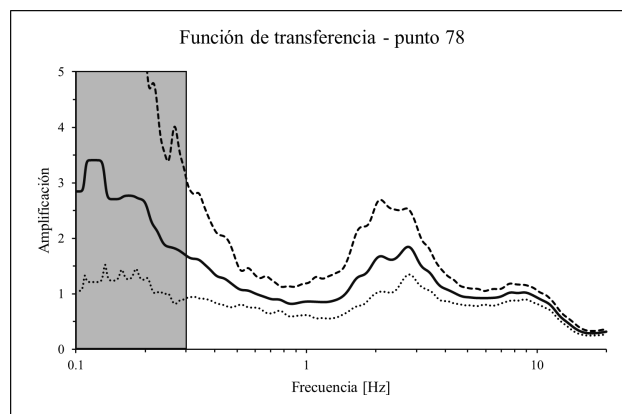


Figura 6.17: Función de transferencia con frecuencia fundamental intermedia correspondiente al punto P78.

El sitio cercano al *Hospital Militar* se caracteriza por la presencia de lavas superficiales y tobas en la capa más superficial. Las funciones de transferencia de la zona no parecen reflejar las condiciones del sitio. No obstante, la única función de transferencia cercana corresponde al punto P75, la cual presenta una f_0 en valores intermedios (II), con un factor de amplificación bajo. Además, esta curva muestra evidencia de un pico adicional en una frecuencia muy alta, dentro del rango de [25.0, 100.0] Hz, que sobrepasa el límite de la banda de frecuencias estudiada. Esto podría indicar

la presencia de un estrato delgado de roca muy dura a poca profundidad, donde la influencia predominante proviene del basamento profundo, responsable de las frecuencias intermedias observadas.

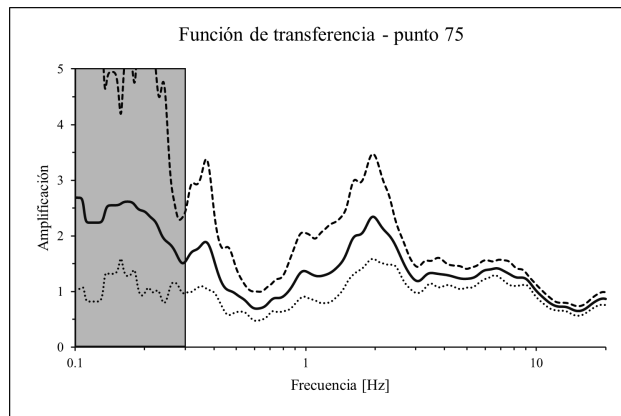


Figura 6.18: Función de transferencia con frecuencia fundamental intermedia correspondiente al punto P75.

6.7.2 Sección litológica B-B'

En la figura 6.21 se presenta la sección litológica B-B', la cual se extiende de norte a sur del área de estudio. Las frecuencias fundamentales y los picos secundarios exhiben bastante concordancia con esta sección litológica. A lo largo del perfil B-B', las funciones de transferencia siguen el siguiente orden: (1) curvas con frecuencias fundamentales bajas; (2) curvas con frecuencias fundamentales intermedias; (3) curvas con picos secundarios intercaladas con curvas con frecuencias fundamentales altas; (4) curvas con frecuencias fundamentales altas; (5) curvas con picos secundarios; y (6) curvas con frecuencias fundamentales altas.

Desde el norte, en las proximidades del *Hotel Hilton San Salvador*², la sección litológica B-B' comienza con una delgada capa de piroclásticos que se extiende hasta unos 15 m de profundidad. Esta capa es seguida por una gruesa secuencia de lavas superficiales que alcanzan una profundidad de ~60 m. A continuación, se presentan estratos de tobas y piroclásticos, cada uno con un espesor de al menos 20 m, culminando con un basamento profundo compuesto por lavas que se extiende a partir de unos 100 m. Las funciones de transferencia en este sitio muestran un único pico claro, con evidencia de picos secundarios en altas frecuencias, aunque con amplitudes muy reducidas, ver figura 6.19.

²Anteriormente conocido como *Hotel Crown Plaza*.

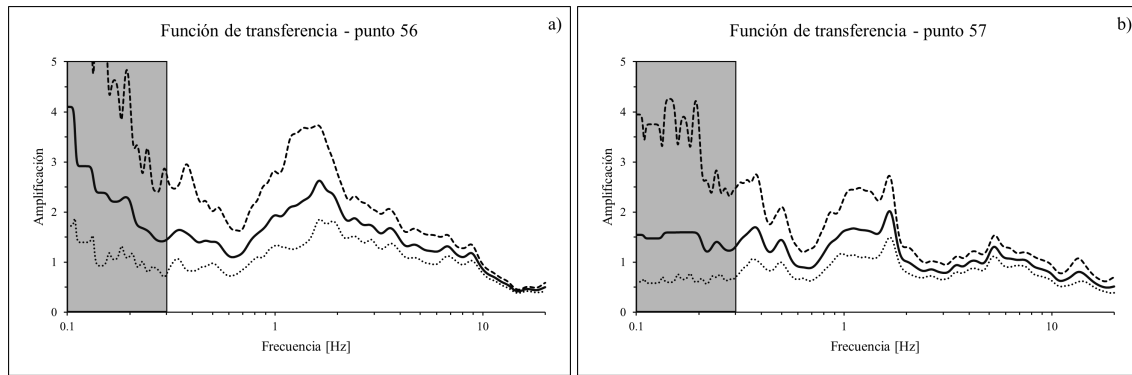


Figura 6.19: Funciones de transferencia con frecuencias fundamentales bajas. a) Punto P56; b) punto P57.

Recorriendo hacia el sur, se encuentra una gruesa capa de piroclásticos que se extiende hasta ~ 40 m, seguida por una capa de tobas de similar espesor. Posteriormente, esta secuencia está intercalada por varias capas de lavas, piroclásticos y tobas de poco espesor, que se extienden hasta ~ 150 m de profundidad. Debajo de esta secuencia, se ubica un basamento profundo compuesto por lavas. Las funciones de transferencia de este sitio presentan un único pico con f_0 en frecuencias intermedias (II), como se observa en la figura 6.20.

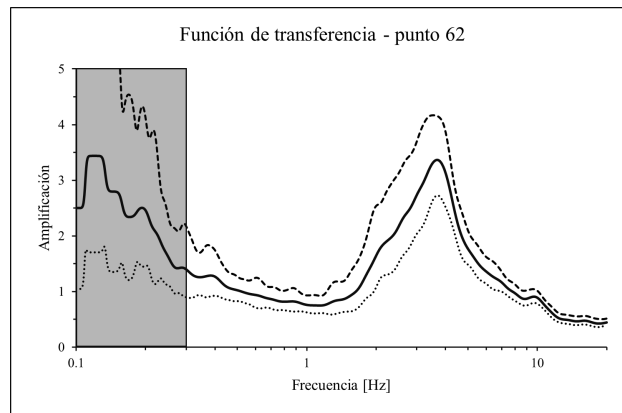
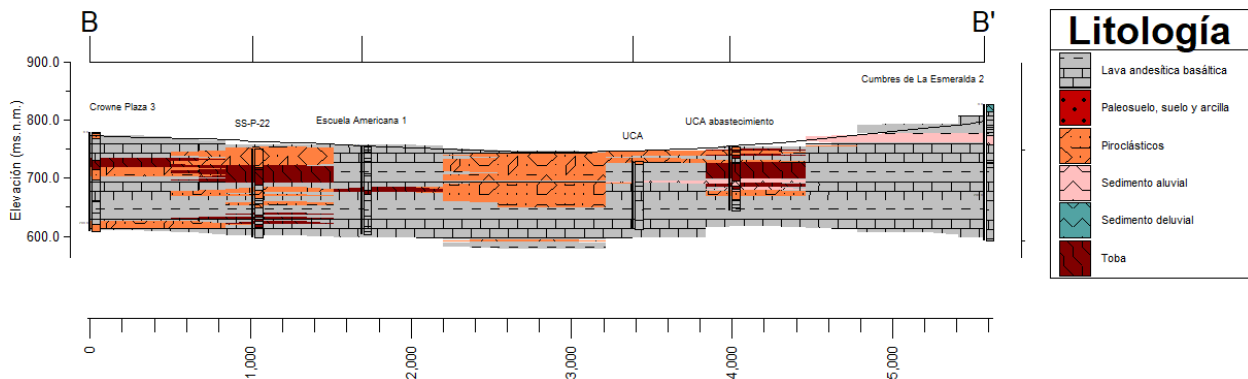


Figura 6.20: Función de transferencia con frecuencia fundamental intermedia correspondiente al punto P62.

La sección B-B' se extiende hacia el sitio cercano a la *Escuela Americana*, este está caracterizado por una delgada capa de materiales poco consolidados en la superficie, seguida por capas gruesas de lavas a poca profundidad, las funciones de transferencia de este sitio son curvas doble pico, con la frecuencia fundamental en valores bajos (I), o bien, con un único pico en frecuencias altas (III). Los puntos P89 y P92 son ejemplos representativos de estas curvas, como se puede observar en la figura 6.16.

Sección B-B'



Microzonificación sísmica Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador

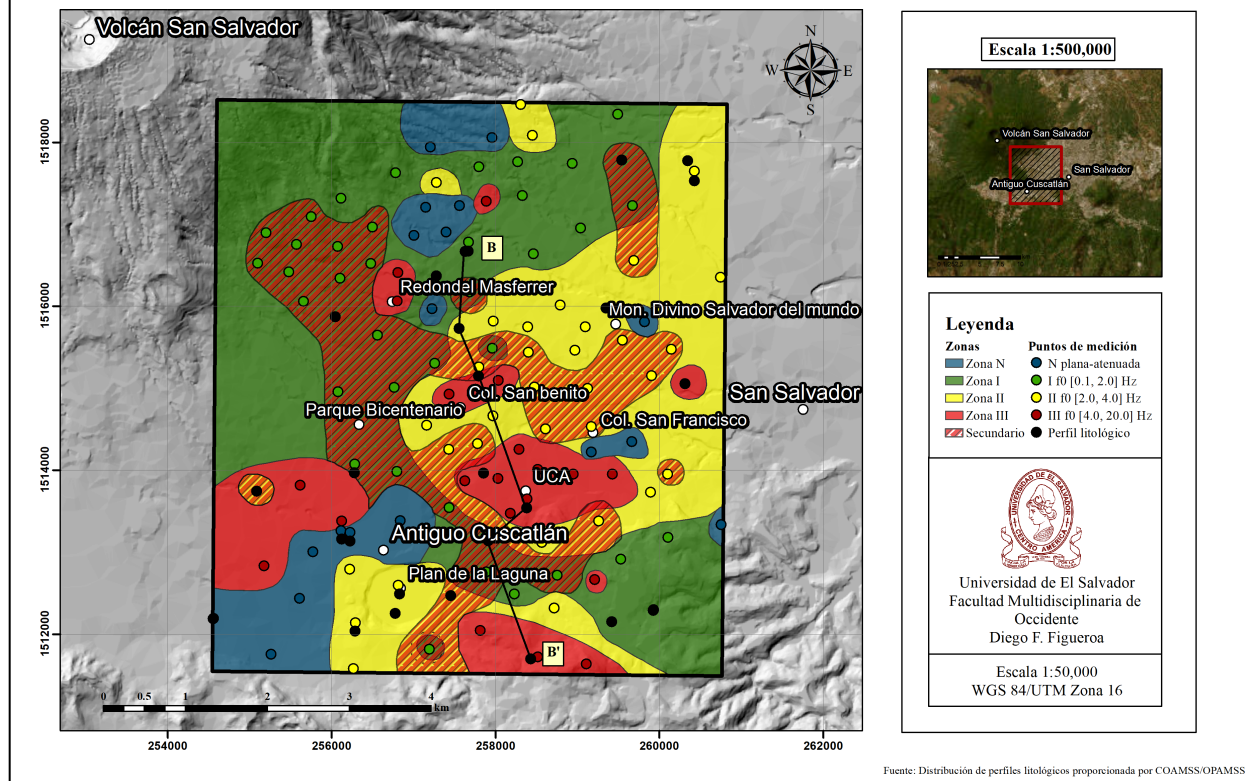


Figura 6.21: Sección litológica B-B' (imagen superior); ubicación de la sección B-B' en el mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en la Zona Oeste del AMSS (imagen inferior).

En el sitio correspondiente a la *Universidad Centroamericana José Simeón Cañas (UCA)*, se observa una delgada capa de piroclásticos con un espesor aproximado de 7 m, seguida por capas de lava que se extienden hasta el fondo del perfil. Este sitio se caracteriza por funciones de transferencia

con un único pico en frecuencias altas (III), el punto P134 es un ejemplo de estas curvas.

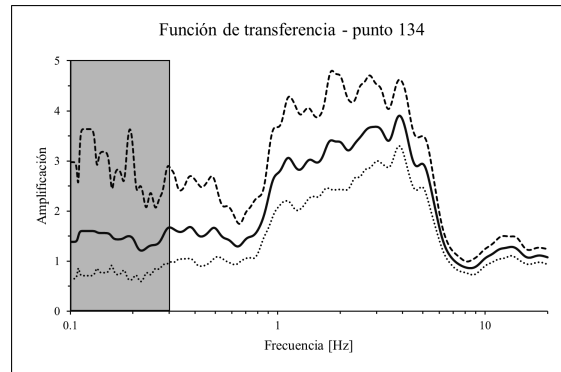


Figura 6.22: Función de transferencia con frecuencia fundamental alta correspondiente al punto P134.

Hacia el suroeste, se encuentra un sitio caracterizado por intercalaciones de piroclásticos y tobas, con grosores variables hasta ~ 40 m de profundidad, seguido por una capa de lavas de ~ 15 m de grosor. El perfil continúa con una capa de tobas hasta unos 75 m, intercalada por sedimentos aluviales y piroclásticos a mayor profundidad. El basamento está compuesto por lavas que se extienden desde ~ 115 m. Las funciones de transferencia de este sitio corresponden a curvas doble pico, con f_0 en frecuencias bajas (I). La presencia de esta gruesa capa de lavas a poca profundidad, cubierta por una delgada capa de materiales poco consolidados, probablemente es la responsable de los picos secundarios a altas frecuencias. Un ejemplo representativo de esta característica es la curva P129.

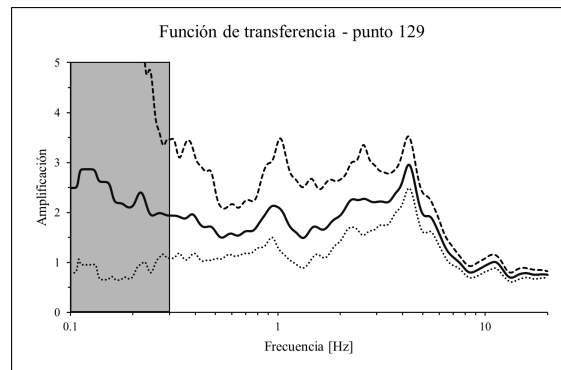


Figura 6.23: Función de transferencia con múltiples picos correspondiente al punto P129.

En el sur del área de estudio, al pie de la cordillera del Bálsamo, la geología se caracteriza por una delgada capa de sedimentos deluviales ~ 15 m de profundidad, seguida por una capa gruesa de lavas que se extiende hasta unos 70 m. Este estrato de lavas está intercalado con una capa de sedimentos aluviales de ~ 10 m de grosor, seguido por un basamento profundo de lavas consolidadas que se extiende más allá de la base del perfil. Las funciones de transferencia de este sitio se caracterizan por tener un único pico frecuencial en valores altos (III), ver figura 6.24.

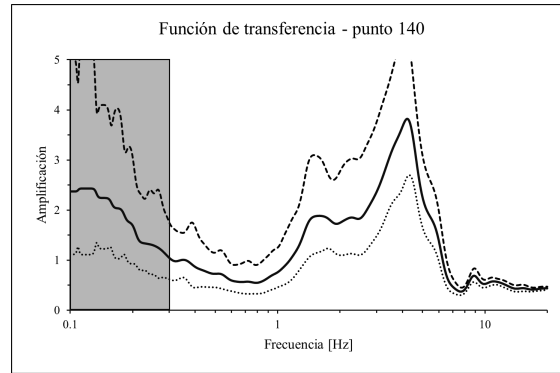


Figura 6.24: Función de transferencia con frecuencia fundamental alta correspondiente al punto 140.

La distribución de las frecuencias fundamentales y los picos secundarios parece correlacionarse bastante bien con la litología del área de estudio. De acuerdo con las secciones litológicas A-A' y B-B', las funciones de transferencia que presentan un único pico frecuencial, con una f_0 en valores altos (III), tienden a ocurrir en sitios con estratos gruesos de lavas a poca profundidad, cubiertos por delgadas capas de materiales poco consolidados. En contraste, las curvas con f_0 en valores bajos (I) e intermedios (II) se encuentran en sitios con estratos gruesos de piroclásticos superficiales.

No obstante, los resultados más significativos se obtienen al analizar la distribución de las curvas doble pico y las curvas de la familia N. Las curvas doble pico suelen aparecer en sitios con capas de lavas superficiales de poco espesor, intercaladas con materiales menos densos, como piroclásticos y tobas, que descansan sobre un basamento profundo compuesto por lavas más antiguas. Por otro lado, las curvas planas o atenuadas de la familia N se presentan en sitios con estratos superficiales de tobas o lavas de considerable espesor. Esto sugiere que estas zonas pueden ser interpretadas correctamente como sitios de roca dura.

6.8 Mapas de microzonificación en el dominio de los períodos

Como se mencionó en la sección 2.3, el inverso de la frecuencia fundamental de resonancia f_0 corresponde al período natural o característico de vibración³ T_s . En consecuencia, todo el análisis realizado hasta el momento puede llevarse a cabo en el dominio de los períodos. Este enfoque será especialmente relevante al evaluar el efecto de la resonancia suelo-estructura. Las familias espectrales pueden expresarse en términos de períodos de la siguiente manera:

- **Familia N:** curva plana o atenuada.
- **Familia I:** período natural en el rango [10.0, 0.5] s.
- **Familia II:** período natural en el rango [0.5, 0.25] s.

³Este también se conoce como período fundamental.

- **Familia III:** período natural en el rango $[0.25, 0.05]$ s.

La representación gráfica de las funciones de transferencia en el dominio de los períodos se muestra en la figura 6.25. El aspecto más significativo de esta representación es que, para las funciones de transferencia con múltiples picos, los picos secundarios se desplazan hacia la izquierda de la gráfica, en lugar de aparecer en el lado derecho. Por lo tanto, para estas curvas, el período natural T_s será el que se ubique más a la derecha de la gráfica, es decir, corresponderá al período más largo.

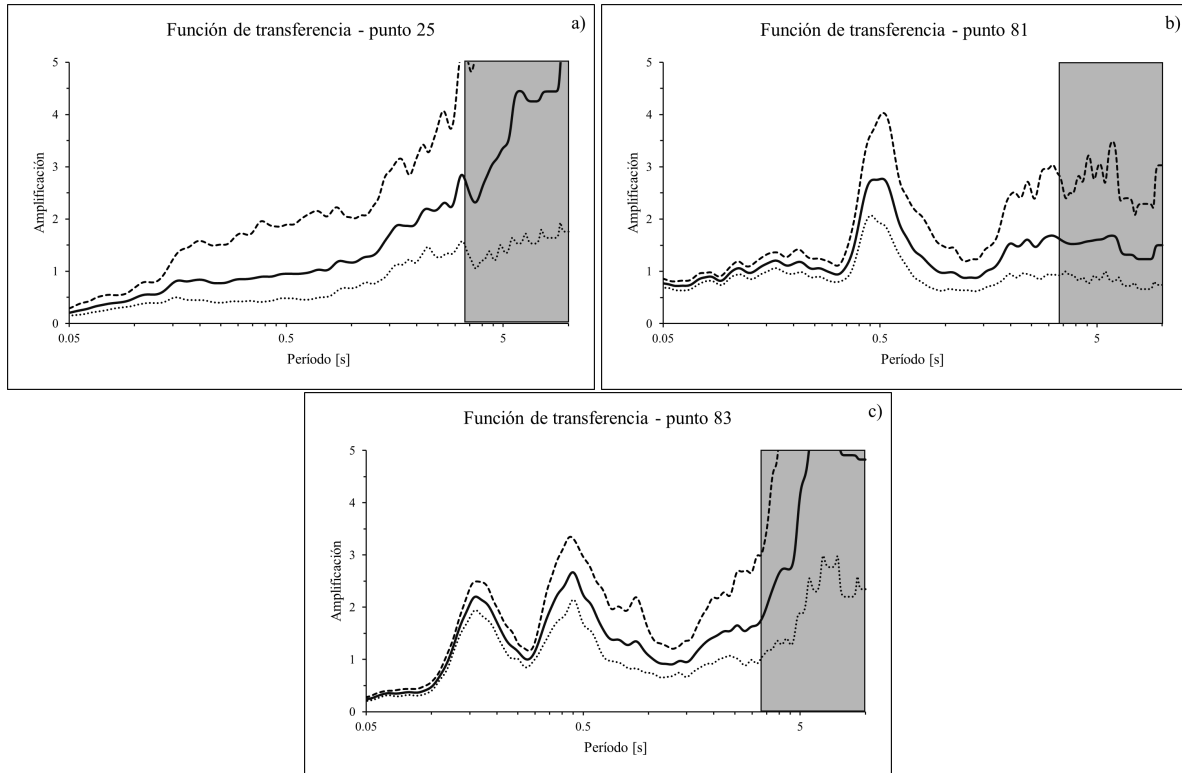


Figura 6.25: Funciones de transferencia HVS en el dominio de los períodos; a) curva plana; b) curva de un único pico; c) curva con múltiples picos con T_s a la derecha.

En las figuras 6.26 y 6.27 se presentan los mapas de microzonificación que muestran la superposición de los picos secundarios para la Zona Oeste del AMSS y el Centro Histórico de San Salvador. Se debe observar que la barra de colores ha sido invertida en comparación con los mapas de las figuras 6.10 y 6.12, con el propósito de representar el incremento del período.

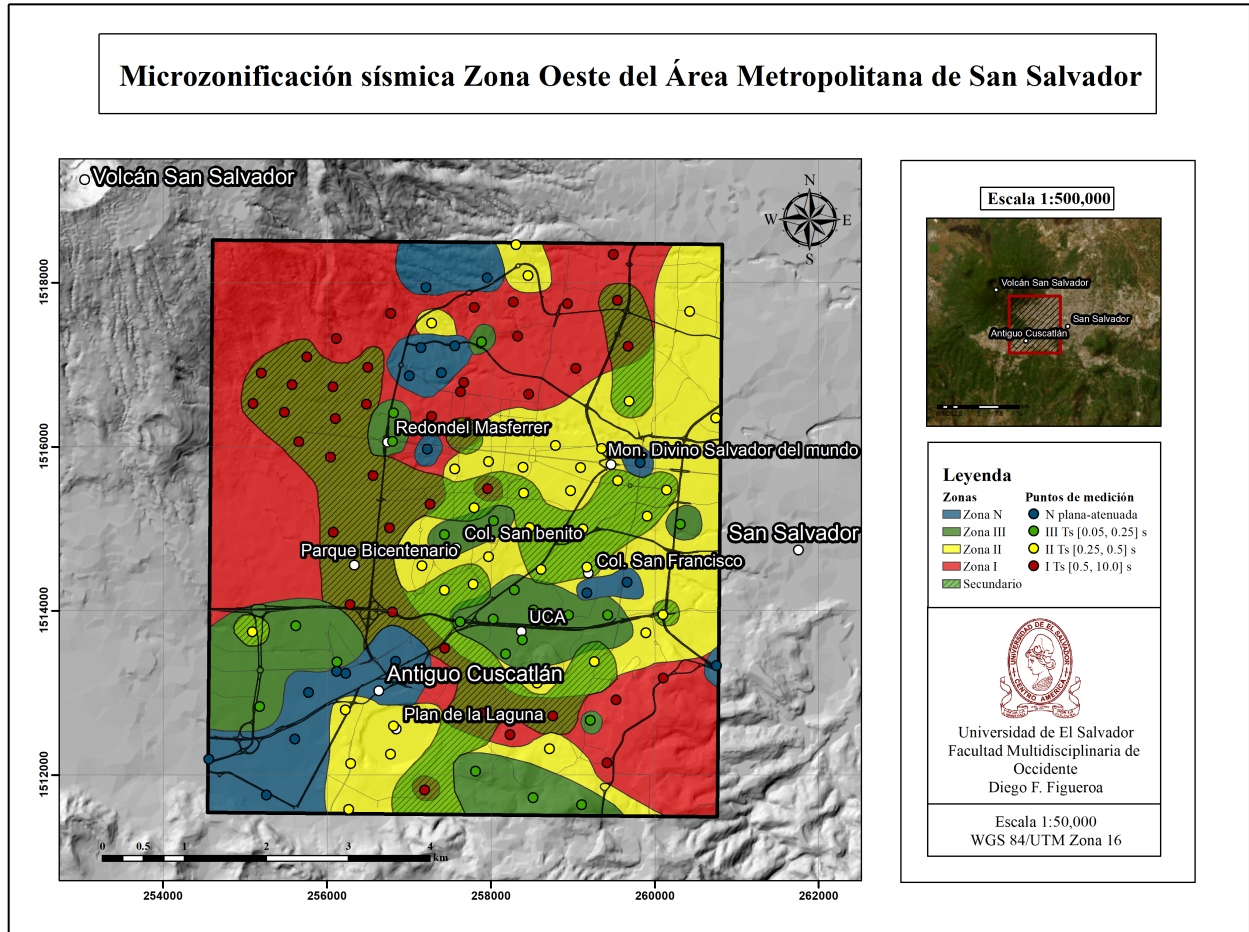


Figura 6.26: Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en el dominio de los períodos en la Zona Oeste del AMSS.

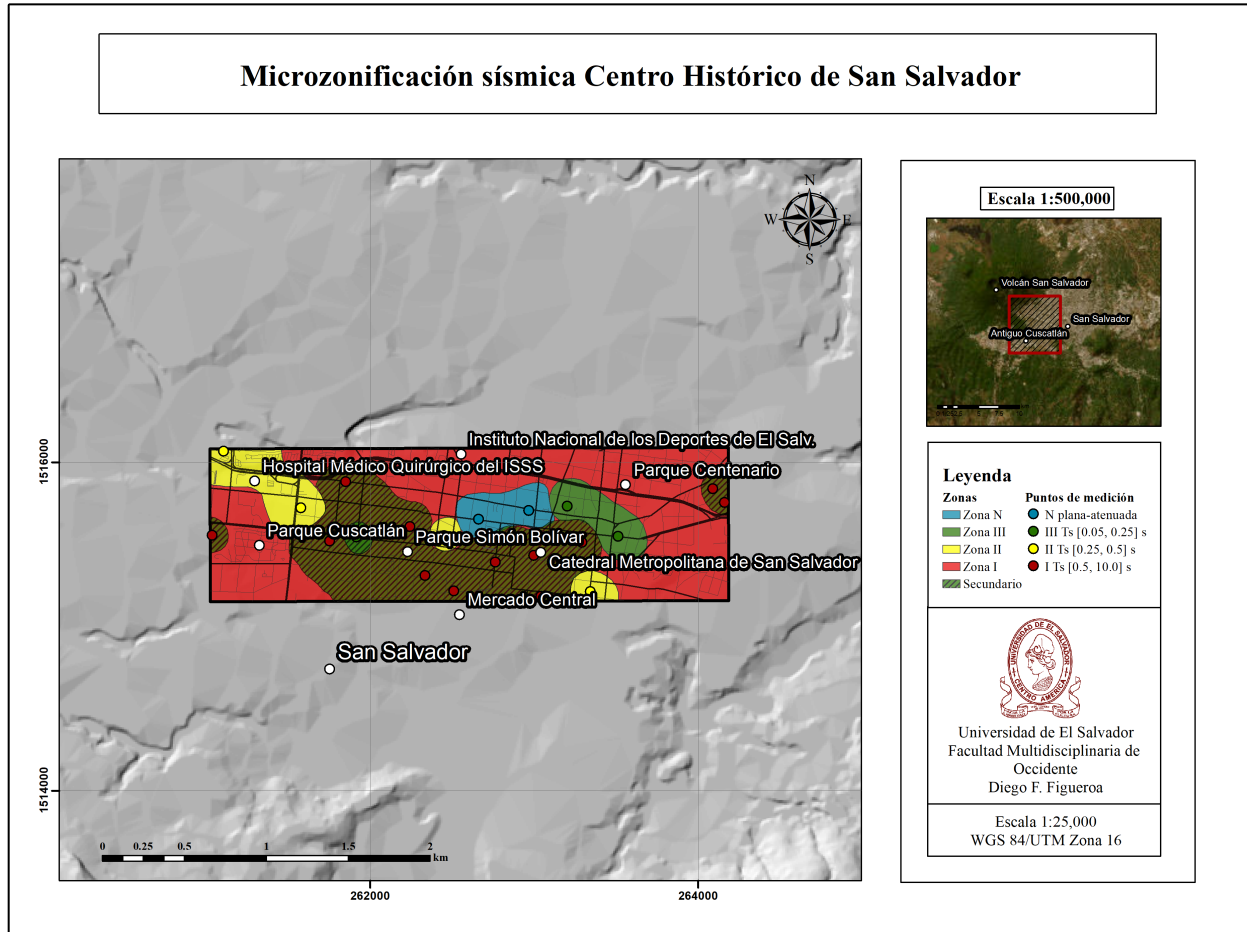


Figura 6.27: Mapa de microzonificación con la superposición del segundo pico en el dominio de los períodos en el Centro Histórico de San Salvador.

6.8.1 Correlación con otras microzonificaciones

Debido a la importancia del Área Metropolitana de San Salvador, la alta recurrencia de eventos sísmicos y su vulnerabilidad a daños, se han desarrollado varios proyectos de microzonificación desde la década de 1970 (Schmidt-Thomé, 1975; Martínez, 1979; Linares, 1985; Faccioli *et al.*, 1988; Aguilar C., 1990; Guzmán *et al.*, 1996; Ingvarsson y Johansson, 1996; Kattan, 2011), como se detalla en los antecedentes de esta investigación (véase sección 1.2). En esta subsección, se comparan los resultados de la presente microzonificación sísmica con los obtenidos en estudios previos que emplearon metodologías similares a las de este trabajo.

Correlación con microzonificación sísmica de Ingvarsson y Johansson (1996)

El primer estudio de este tipo fue realizado por Ingvarsson y Johansson (1996), este incluyó la evaluación de 94 puntos en la ciudad, abarcando diversas áreas con diferentes tipos de geología,

desde roca firme hasta suelos blandos de origen volcánico. Esta investigación concluyó que la zona oeste está compuesta por suelos duros, lo cual evidencia la influencia de los flujos de lava del volcán San Salvador. Además, como se muestra en la tabla 1.5, esta región presenta un período fundamental en el rango de $[0.08, 0.20]$ s. Por otro lado, la zona este se caracteriza por suelos blandos, lo cual concuerda con los mapas geológicos de Bosse *et al.* (1978) y Lexa *et al.* (2022), dado que esta área está cubierta por tefras de Tierra Blanca Joven (TBJ).

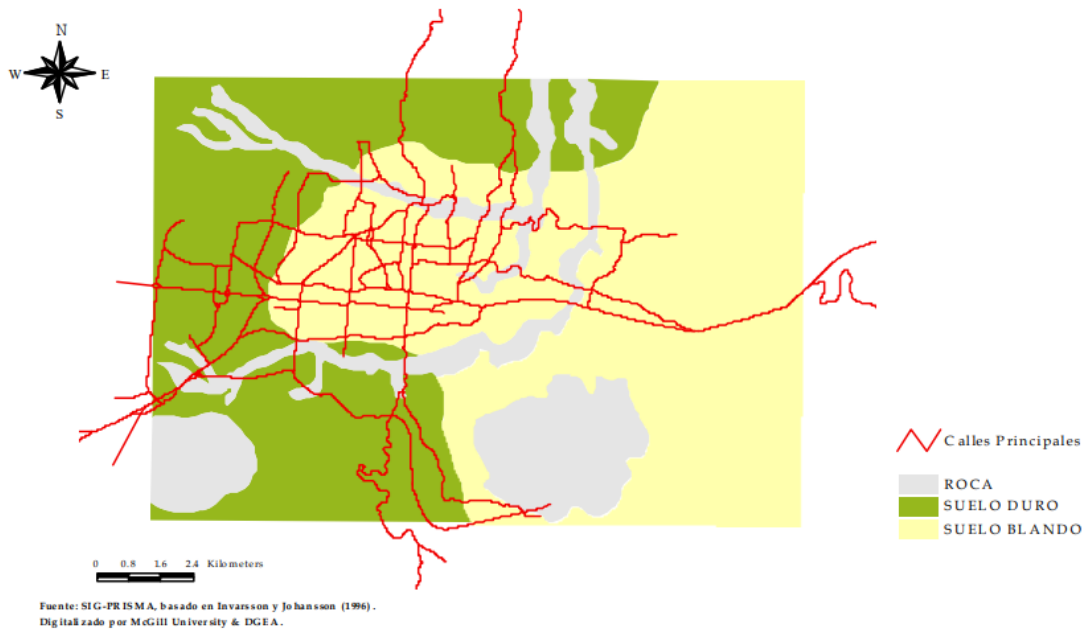


Figura 6.28: Microzonificación propuesta por Ingvarsson y Johansson (1996).

El mapa presenta limitaciones para establecer correlaciones precisas debido a la falta de información sobre los períodos naturales en toda el área estudiada. Las correlaciones más significativas se encuentran en la zona suroeste, asociada con el maar Plan de La Laguna. De acuerdo con Ingvarsson y Johansson (1996), esta área se clasifica como de suelo duro, en correspondencia con las curvas de períodos naturales cortos (III) y con las curvas de la familia N obtenidas en este sitio durante la presente investigación. Los autores también identifican suelos duros al noroeste, una región que, como se mencionó en secciones anteriores, se caracteriza por la presencia de curvas doble pico, donde el período natural T_s corresponde a valores largos (I), acompañado de picos secundarios con períodos cortos (III). Por otra parte, el mapa 6.28 indica la presencia de suelos blandos hacia el este, lo cual está en conformidad con la descripción del sitio generada para esta región. En efecto, en esta investigación esta área ha sido caracterizada como un sitio de suelos blandos, dominado por una geología superficial compuesta por estratos de tefras de TBJ, que generan una respuesta de sitio con períodos naturales intermedios (II).

Correlación con microzonificación sísmica de Kattan (2011)

Esta microzonificación se basa en la evaluación de la profundidad y las características dinámicas generalizadas de los piroclásticos no consolidados sobre una base rocosa compuesta por una capa superficial de lavas basálticas/andesíticas. Los períodos naturales⁴ T_s se obtuvieron a partir de registros de movimientos sísmicos intensos y microtembroles. Para comparar las concordancias y discrepancias entre la microzonificación de Kattan (2011) y la investigación actual, el mapa de la figura 6.29 se ha dividido en tres zonas principales: 1) zona oeste; 2) zona este; y 3) zona sur.

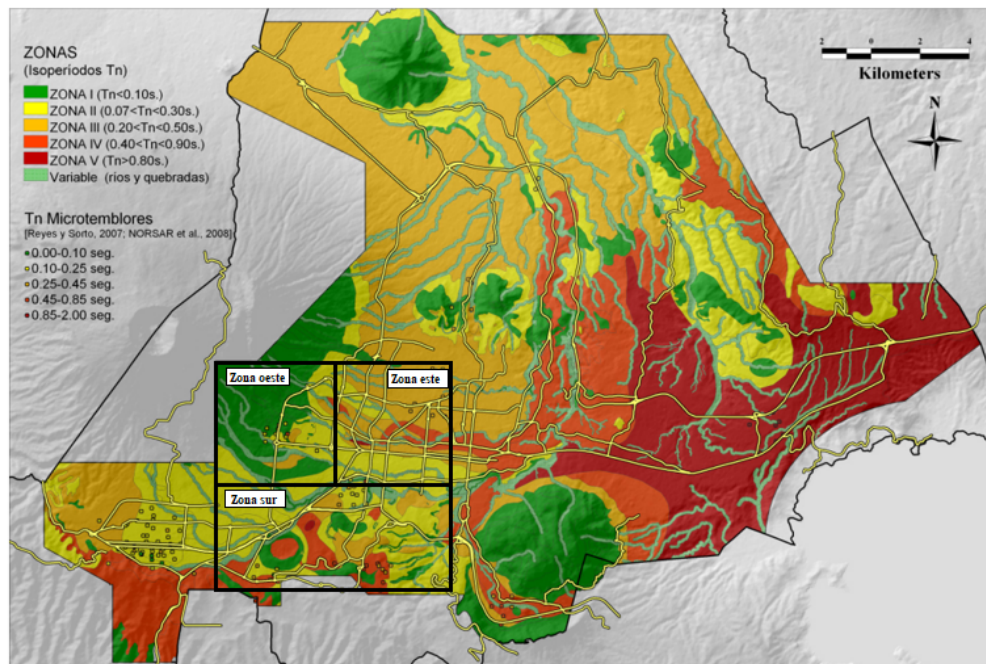


Figura 6.29: Mapa de microzonificación propuesto por Kattan (2011), adaptado de la misma fuente.

De acuerdo con Kattan (2011), la zona oeste se caracteriza por los períodos más cortos ($T_s < 0.10$ s), evidenciando la influencia de los flujos de lava superficiales del volcán San Salvador. Estos datos se correlacionan con las curvas doble pico encontradas en este sitio, donde los picos secundarios aparecen entre $[0.05, 0.25]$ s.

La zona este exhibe un comportamiento más variable, está caracterizada por períodos intermedios a altos [II-IV], en el rango $[0.07, 0.90]$ s. Aunque los períodos intermedios [II-III] predominan en esta área. Por otro lado, los resultados de la presente investigación indican que en este sitio los T_s se encuentran generalmente en valores intermedios (II), entre $[0.25, 0.5]$ s. Esta información sugiere una correlación parcial con los estudios previos, ya que en las mediciones realizadas, en

⁴Dado que en Kattan (2011) los T_s también se indican con números romanos, estos se colocarán entre corchetes cuando sean citados en el texto.

general, no se identificaron períodos tan cortos como 0.07 s, salvo en el punto P28, donde el pico secundario se encuentra en el intervalo de [0.04, 0.07] s.

Por último, la zona sur presenta mayor variabilidad, abarcando períodos que van desde largos hasta cortos. En primer lugar, la región del ring del maar Plan de La Laguna muestra curvas con períodos cortos [I], lo cual se correlaciona parcialmente en el suroeste con los resultados de la presente investigación, donde se identificaron curvas de las familias (N) y (III). En segundo lugar, según Kattan (2011) la zona este del maar Plan de La Laguna exhibe períodos muy largos, en el rango de [0.4, 0.9] s o superiores a 0.80 s. Esto coincide únicamente con las curvas que delimitan la zona II del sur y del centro-este, las cuales tienen períodos naturales entre [0.5, 10.0] s. Otras concordancias menores se observan más al este, con zonas de períodos cortos que aparecen tanto en Kattan (2011) como en la investigación actual.

6.8.2 Evaluación de resonancia suelo-estructura

Una de las principales aplicaciones de la determinación del período natural de vibración del suelo, T_s , es la evaluación de la resonancia suelo-estructura. Las edificaciones poseen un período natural de vibración, al cual nos referiremos como T_e . Durante un evento sísmico, si el período natural del edificio coincide con el período del suelo T_s , se produce la resonancia sísmica. Esta condición amplifica significativamente el movimiento del edificio, lo que puede generar daños estructurales considerables e incluso llevar al colapso de la edificación.

Para los edificios de concreto reforzado, mayormente conocidos como edificios RC (*Reinforced Concrete*) se ha desarrollado una fórmula empírica que utiliza la altura del edificio, a través del número de pisos, para determinar el valor de su período natural T_e , mediante la siguiente ecuación:

$$T_e = \frac{1}{10}N \quad (6.1)$$

donde N es el número de pisos del edificio. Por tanto, para una construcción de un piso el período natural de vibración será $T_e = 0.1$ s. Estos valores son muy aproximados, sin embargo, dan una buena idea de dónde podría estar ubicado el período natural de vibración del edificio. La siguiente tabla muestra los períodos naturales esperados para un edificio de concreto reforzado (RC) en función del número de pisos.

Por tanto, los suelos con períodos naturales largos afectarán principalmente a los edificios altos y rascacielos, mientras que los suelos más rígidos cubiertos por delgadas capas poco consolidadas, caracterizados por períodos naturales cortos, impactarán principalmente a las estructuras de uno o dos pisos. Este análisis resalta la importancia de identificar las funciones de transferencia que presentan múltiples picos, dado que en estos sitios los picos secundarios siempre corresponden a períodos cortos. Por consiguiente, en áreas dominadas por edificaciones de uno o dos pisos,

| Pisos (N) | Período natural T_e [s] |
|-----------|---------------------------|
| 1 | 0.10 |
| 2 | 0.20 |
| 5 | 0.50 |
| 8 | 0.80 |
| 10 | 1.00 |

Tabla 6.1: Períodos naturales para un edificio RC según el número de pisos.

resultará crucial reconocer la presencia tanto de funciones de transferencia con T_s cortos como de picos secundarios.

A continuación, se presentan los mapas de microzonificación sísmica con picos secundarios superpuestos y los edificios más propensos a experimentar resonancia sísmica en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y el Centro Histórico de San Salvador.

Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador

Según la clasificación por familias espectrales, las funciones de transferencia de períodos naturales largos (I) se caracterizan por tener T_s que oscilan entre 0.5 a 10.0 s; sin embargo, la mayoría de estas curvas presentan un T_s en el intervalo reducido de [0.5, 1.0] s. Por lo tanto, la banda de períodos para la familia I se ha limitado a este intervalo. Las únicas excepciones son los puntos P89 y P95, cuyas curvas muestran un T_s cercano a 2.5 s. Sin embargo, como se discutió en la sección 6.2, la comparación de los resultados obtenidos con el sismómetro de período corto y el de banda ancha para el punto P89 demuestra que el pico en $T_s = 2.5$ s no es estable, ya que este aparece atenuado en la medición realizada con el sismómetro de período corto. En este contexto, dado que en el punto P95 este pico también se presenta bastante atenuado en el registro del sismómetro de banda ancha, y considerando que las mediciones circundantes sugieren que este sitio se caracteriza por períodos intermedios (II) en el rango de [0.5, 0.25] s, se ha decidido eliminar este pico del análisis.

Como puede observarse en la figura 6.30 la zona noroeste está dominada por funciones de transferencia donde el período natural del sitio T_s se caracteriza por valores largos, afectando principalmente a los edificios altos de 6 a 10 pisos (debido a la nueva banda de períodos), sin embargo, aquí también se encuentran curvas doble pico con un pico secundario que afecta edificios más pequeños, principalmente de 1 a 2 pisos, y en menor medida de 3.

En la zona central y este del área de estudio los períodos naturales T_s coinciden con valores intermedios (II), este rango de períodos es característico de edificios de 3 a 5 pisos. Sin embargo,

aquí también se encuentran funciones de transferencia con períodos naturales cortos y curvas doble pico; por lo tanto, estos sitios presentan un período natural que coincide con edificaciones de entre 1 a 2 pisos y de 1 a 3 pisos, respectivamente.

En el sur se tienen diferentes comportamientos, aquí se encuentran tanto funciones de transferencia con un único pico en las tres bandas de períodos, como curvas con picos secundarios, y curvas planas o con picos atenuados. En efecto, el aspecto más significativo se encuentra en la zona suroeste, al oeste del mar Plan de La Laguna, donde se identifican curvas de la familia N, estos suelos se consideran competentes, es decir, que no se esperan efectos de sitio, y se puede construir cualquier tipo de edificación. Otros lugares sin efectos de sitio se encuentran al norte y en menor medida al este del área de estudio.

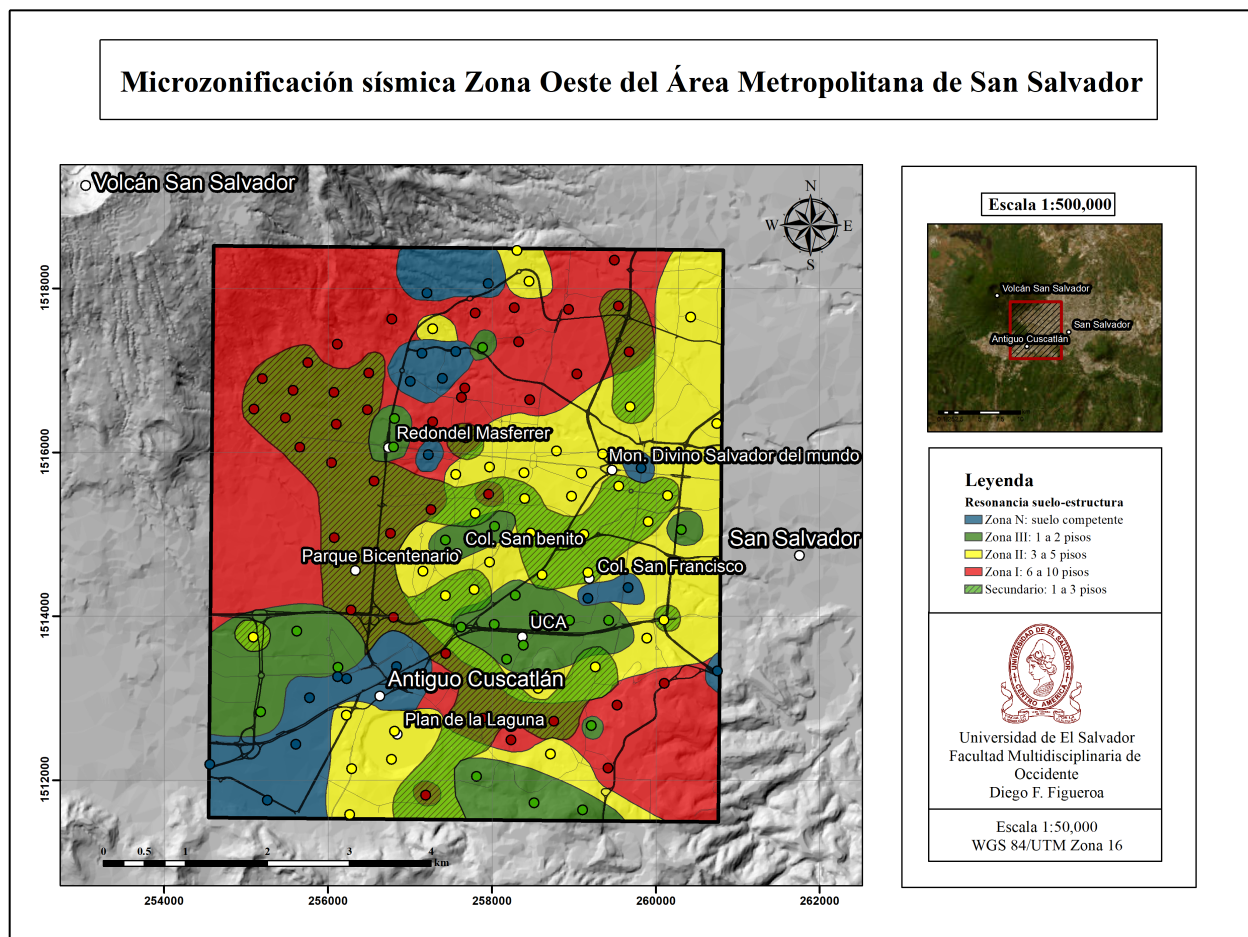


Figura 6.30: Evaluación de la resonancia suelo-estructura en la Zona Oeste del AMSS.

Centro Histórico de San Salvador

En todo el Centro Histórico de San Salvador los edificios altos de 6 a 25 pisos son los más susceptibles a experimentar el efecto de la resonancia. Las curvas de este sitio son en su mayoría doble

pico, con T_s en valores largos y un pico secundario en valores cortos. Además, se observan muy pocas funciones de transferencia con períodos naturales en valores intermedios (II) y cortos (III), y apenas se identifican dos funciones de transferencia de la familia N.

Debido a la gran cantidad de funciones de transferencia doble pico, con el pico secundario apareciendo en períodos $T_{s1} \leq 0.3$ s los edificios pequeños de 1 a 3 pisos, serán el segundo grupo de edificios más propensos a sufrir resonancia.

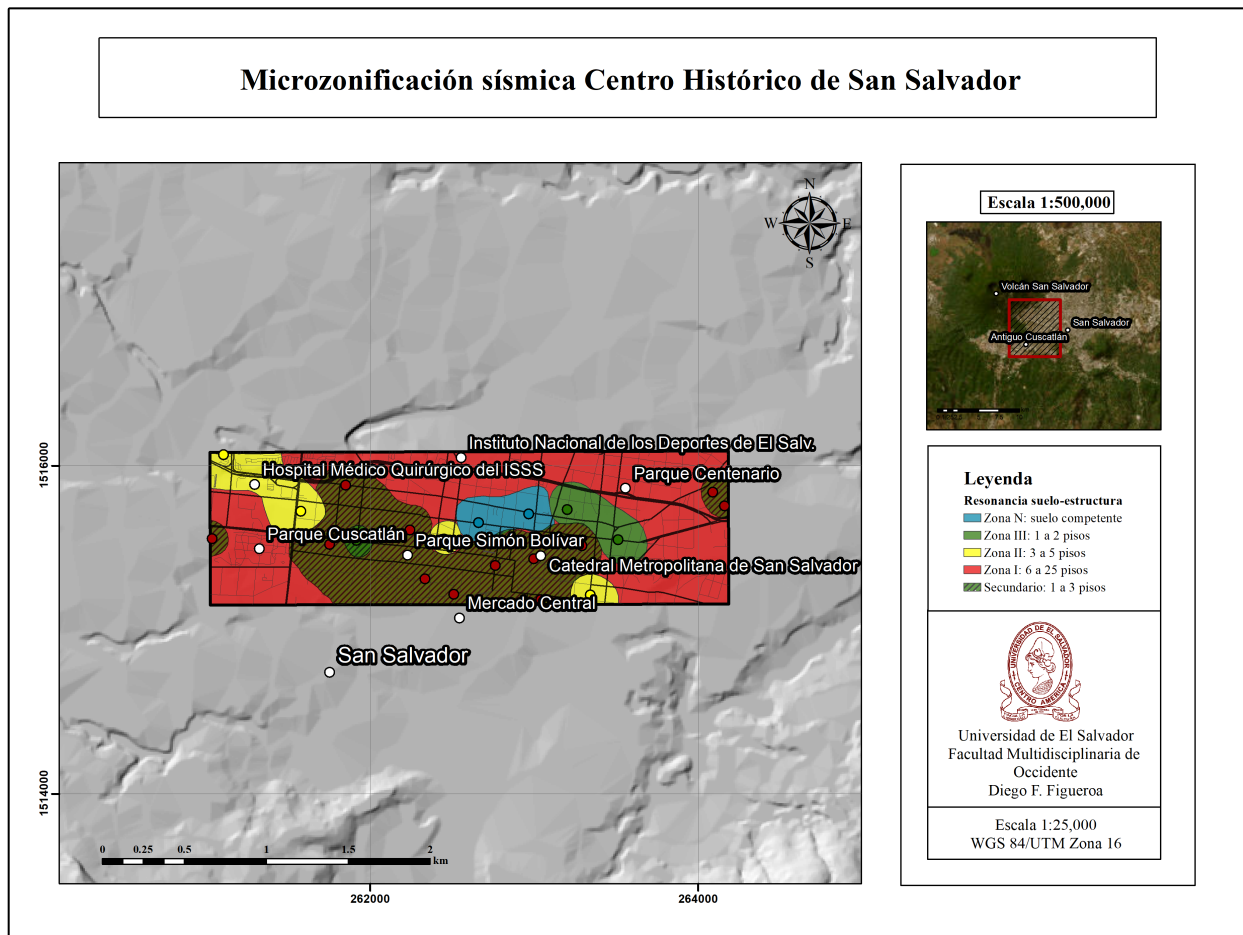


Figura 6.31: Evaluación de la resonancia suelo-estructura en el Centro Histórico de San Salvador.

La identificación de sitios con curvas doble pico constituye uno de los resultados más significativos de esta investigación. Esto se debe a que, durante un terremoto, la resonancia sísmica en estos sitios puede ocurrir en cualquiera de los períodos asociados, afectando potencialmente a dos tipos de estructuras distintas.

Capítulo VII. Conclusiones

7.1 Conclusiones

Se ha elaborado el mapa de microzonificación sísmica de la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y el Centro Histórico de San Salvador mediante el análisis de mediciones de ruido sísmico realizadas bajo condiciones experimentales óptimas. Este mapa fue generado a partir de la clasificación de las funciones de transferencia derivadas del método de razones espectrales de Nakamura (HVSR), considerando la forma espectral de las curvas y la ubicación de su frecuencia fundamental. El enfoque basado en la frecuencia fundamental permite describir cada microzona según el contraste de impedancia entre la base rocosa y el estrato sedimentario suprayacente, aunque no proporciona información detallada sobre los contrastes de impedancia en los estratos más superficiales. El principal aporte de este mapa es la identificación de sitios con suelos competentes, caracterizados por rocas duras en la superficie o con pequeños contrastes de impedancia, los cuales presentan funciones de transferencia planas o con picos atenuados y se describen como áreas sin efectos de sitio significativos.

Considerando la existencia de funciones de transferencia con múltiples picos frecuenciales que cumplen con los criterios de claridad y confiabilidad del pico, se ha realizado un nuevo análisis en el cual estas curvas fueron reclasificadas como curvas doble pico. Esta reclasificación ha permitido la actualización del mapa de microzonificación, incorporando una nueva microzona que representa los picos secundarios originados por contrastes de impedancia en las capas más superficiales del subsuelo. Los mapas de microzonificación resultantes fueron validados mediante correlación con la geología tanto superficial como profunda, utilizando mapas geológicos y secciones litológicas que abarcan toda el área de estudio. Los resultados muestran una buena concordancia entre las frecuencias fundamentales y secundarias con las características geológicas del área.

Los sitios caracterizados por curvas planas o con picos atenuados corresponden a suelos competentes, predominan en áreas con capas superficiales de tobas o lavas de gran espesor. La zona más representativa con estas características se encuentra al oeste del maar Plan de La Laguna, distinguida por presentar unidades de tobas gruesas en la superficie. La distribución de las funciones de transferencia con un solo pico exhibe un patrón regular. Las funciones de transferencia con frecuencias fundamentales altas se asocian a sitios con capas superficiales de lavas gruesas, cubiertas por capas delgadas de piroclásticos y otros materiales poco consolidados. Estas curvas son particularmente relevantes en la zona sur del área de estudio, donde afloran remanentes de antiguos volcanes extintos pertenecientes a la cordillera del Bálsamo. Las curvas con frecuencias fundamentales intermedias son especialmente significativas en el centro y este del área de estudio. En estas regiones, se encuentran capas de piroclásticos de gran espesor que afloran en la superficie, mientras que el basamento rígido y más consolidado se localiza a profundidades considerablemente mayores. Por otro lado, las curvas con frecuencias fundamentales bajas se presentan en diversas zonas

del área de estudio; sin embargo, al igual que las de frecuencias intermedias, suelen localizarse en sitios con capas gruesas de piroclásticos sobre basamentos profundos.

En contraste, las funciones de transferencia con múltiples picos frecuenciales se observan en áreas con disposiciones estratigráficas más complejas, caracterizadas por estratos delgados de lavas a poca profundidad intercalados por materiales menos densos, como piroclásticos, tobas y sedimentos, con un basamento profundo compuesto por rocas rígidas. Los picos secundarios en frecuencias altas suelen coincidir con los estratos de lava superficiales superpuestos a los estratos menos densos de piroclásticos, mientras que los picos en frecuencias bajas e intermedias podrían reflejar la influencia del basamento profundo. La mayor concentración de curvas doble pico se localiza al noroeste, en una zona caracterizada por la presencia de lavas superficiales, de acuerdo con la descripción geológica y geomorfológica del sitio.

El análisis anterior se ha realizado en el dominio de los períodos, lo que ha permitido correlacionar estos resultados con estudios previos de microzonificación sísmica que utilizaron metodologías similares. No obstante, estas correlaciones son parciales, ya que los estudios anteriores se enfocaron principalmente en la descripción del estrato superficial de sedimentos hasta la primera capa de lavas, sin considerar los estratos más profundos asociados con períodos largos. Las discrepancias más notables se observan al noroeste, donde los estudios previos no lograron describir adecuadamente la influencia de los estratos profundos.

Se ha llevado a cabo una evaluación del fenómeno de resonancia suelo-estructura. En este análisis, cada microzona se describe en función del período natural de vibración del suelo, identificando las estructuras más susceptibles a experimentar resonancia durante un evento sísmico según el número de pisos. En términos generales, ambas áreas de estudio están caracterizadas por períodos naturales largos e intermedios, lo que implica que los edificios altos, de 6 a 10 pisos en la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador y de 6 hasta 25 pisos en el Centro Histórico de San Salvador, son los más propensos a sufrir resonancia. Adicionalmente, los edificios medianos, de 3 a 5 pisos, también presentan vulnerabilidad debido a frecuencias intermedias. Sin embargo, a pesar de que en ambos sitios hay pocas curvas con períodos naturales cortos, que afectan a las estructuras de 1 a 2 pisos, la presencia de picos secundarios indica que estos edificios también son susceptibles a experimentar fenómenos de resonancia sísmica.

En la Zona Oeste del Área Metropolitana de San Salvador, esta susceptibilidad es especialmente relevante en el noroeste y centro-este, en estos sitios se presentan curvas doble pico, con períodos naturales largos e intermedios, respectivamente, por lo tanto, la resonancia podría afectar tanto a edificios altos como bajos. Además, en el centro-este y sur del área de estudio, las curvas con picos secundarios están asociadas con sitios con períodos naturales cortos. Por otro lado, el Centro Histórico de San Salvador, está dominado casi por completo por curvas doble pico, con períodos naturales largos, por lo tanto, los edificios altos de 6 a 25 pisos y los edificios pequeños de 1 a 2 pisos son igualmente vulnerables a la resonancia sísmica.

Capítulo VIII. Recomendaciones

8.1 Recomendaciones

Esta investigación ha revelado que la intercalación de estratos delgados de lavas a poca profundidad con materiales menos densos, tales como piroclásticos, tobas y sedimentos, ejerce una influencia significativa en la respuesta sísmica del sitio. En consecuencia, es fundamental que las investigaciones futuras consideren la complejidad de la deposición de los estratos, dado que no se puede asumir que la capa superficial de lavas sea un equivalente a un basamento rígido. Por tanto, se recomienda realizar estudios específicos para caracterizar los distintos estratos en el subsuelo, lo que incluye la elaboración de perfiles de velocidad de onda corte que permitan una descripción detallada de cada estrato.

Los proyectos de construcción y las evaluaciones de riesgos sísmicos en el área de estudio deben tener en cuenta la distribución de los períodos naturales del suelo descrita en esta investigación. Es fundamental caracterizar los períodos de vibración de las edificaciones, tanto existentes como en construcción, con el objetivo de evitar su coincidencia con los períodos naturales de vibración del suelo y prevenir la resonancia sísmica.

Referencias

- Acerra, C., Aguacil, G., Anastasiadis, A., Atakan, K., Azzara, R., Bard, P.-Y., ... others (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. *European Commission–EVGI-CT-2000-00026 SESAME*.
- Aguilar C., R. A. (1990). Microzonificación en base a criterios geotécnicos, estimación de las propiedades dinámicas y análisis de respuesta local de los suelos del área metropolitana de San Salvador (AMSS). *National University of Engineering and Arquitectura Faculty of Civil Engineering: Japanese Peruvian Seismic Research and Disaster Mitigation Ceter: International Conference on Microzoning and Safety of Vital Public Service Systems*.
- Albarello, D., y Lunedei, E. (2013). Combining horizontal ambient vibration components for H/V spectral ratio estimates. *Geophysical Journal International*, 194(2), 936–951.
- Alonso-Henar, J., Álvarez-Gómez, J. A., y Martínez-Díaz, J. J. (2014). Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13.
- Alonso-Henar, J., Fernández, C., Álvarez Gómez, J. A., Canora, C., Staller, A., Díaz, M., ... Martínez-Díaz, J. J. (2022). Active Triclinic Transtension in a Volcanic Arc: A Case of the El Salvador Fault Zone in Central America. *Geosciences*, 12(7), 266.
- Alonso-Pandavenes, O., Bernal, D., Torrijo, F. J., y Garzón-Roca, J. (2023). A comparative analysis for defining the sliding surface and internal structure in an active landslide using the HVSR passive geophysical technique in Pujilí (Cotopaxi), Ecuador. *Land*, 12(5), 961.
- Álvarez, J. (1982). *Informe técnico sobre aspectos sismológicos del terremoto en El Salvador, del 19 de junio de 1982*. San Salvador: Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas.
- Álvarez, S. (2001). *Cuantificación del efecto local en el registro sísmico mediante la aplicación del método de elementos de contorno* (Tesis doctoral). Universidad Politécnica de Madrid.
- Álvarez-Gómez, J. A. (2009). *Tectónica activa y geodinámica en el norte de Centro América* (Tesis doctoral). Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Ambraseys, N., y Adams, R. (1996). Large-magnitude central American earthquakes, 1898–1994. *Geophysical journal international*, 127(3), 665–692.
- Arai, H., y Tokimatsu, K. (1998). Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra. En *Proceeding of the second international symposium on the effects of surface geology on seismic motion* (Vol. 2, pp. 673–680).
- Asten, M. W. (1978). Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(6), 1623–1636.
- Asten, M. W., y Henstridge, J. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49(11), 1828–1837.

- Bard, P.-Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *The effects of surface geology on seismic motion*, 3, 1251–1279.
- Benito, B., Cepeda, J., y Diaz, J. M. (2004). Geological Society of America Special Paper 375 2004 Analysis of the spatial and temporal distribution of the 2001 earthquakes in El Salvador. *Natural hazards in El Salvador*, 375, 339.
- Bent, A. L., y Evans, S. G. (2004). The MW 7.6 El Salvador earthquake of 13 January 2001 and implications for seismic hazard in El Salvador. *Geol. Soc.*
- Beresnev, I. A., y Wen, K.-L. (1996). The accuracy of soil response estimates using soil-to-rock spectral ratios. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2), 519–523.
- Bodin, P., Smith, K., Horton, S., y Hwang, H. (2001). Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee. *Engineering Geology*, 62(1-3), 159–168.
- Bommer, J. (1996). Terremotos, urbanización y riesgo sísmico en San Salvador. *Boletín Prisma*, 18(2), 1–11.
- Bommer, J., Benito, M., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjívar, M., Madariaga, R., . . . Rosa, H. (2002). The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 22(5), 389–418.
- Bommer, J., Salazar, W., y Samayoa, R. (1998). Riesgo sísmico en la región metropolitana de San Salvador. *Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA)*.
- Bonnefoy-Claudet, Cécile, C., Sylvestre, Pierre-Yves, B., Fabrice, C., Peter, M., Jozef, K., y Fäh, D. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2), 827–837.
- Bonnefoy-Claudet, S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site* (Tesis doctoral). Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., y Bard, P.-Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4), 205–227.
- Bonnefoy-Claudet, S., Köhler, A., Cornou, C., Wathelet, M., y Bard, P.-Y. (2008). Effects of Love waves on microtremor H/V ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 288–300.
- Boore, D. M. (1972). A note on the effect of simple topography on seismic SH waves. *Bulletin of the seismological Society of America*, 62(1), 275–284.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 60(1), 29–61.
- Bosse, H., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., . . . Weber, H. (1978). Geologische Karte der Republik El Salvador, Mittelamerika. *Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J. J., Villamor, P., Berryman, K., Álvarez Gómez, J. A., Pullinger, C., y

- Capote, R. (2010). Geological and seismological analysis of the 13 February 2001 Mw 6.6 El Salvador earthquake: Evidence for surface rupture and implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6), 2873–2890.
- Canora, C., Villamor, P., Martínez-Díaz, J. J., Berryman, K., Álvarez Gómez, J. A., Capote, R., y Hernández, W. (2012). Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta*, 10, 103–123.
- Castellaro, S., y Mulargia, F. (2009). The effect of velocity inversions on H/V. *Pure and Applied Geophysics*, 166, 567–592.
- Castillo Rivas, R. A., y Urrutia Manzano, B. M. (2017). Microzonificación sísmica en el Centro Histórico de la Zona Metropolitana de San Salvador, El Salvador, Centro América. *Universidad de El Salvador, Tesis de pregrado*.
- Chávez, J. A., Hernández, W., y Kopecky, L. (2012). Problemática y conocimiento actual de las tefras tierra blanca joven en el Área Metropolitana de San Salvador, el Salvador. *Revista Geológica de América Central*(47), 117–132.
- Chávez, J. A., Landaverde, J., Landaverde, R. L., y Tejnecký, V. (2016). Monitoring and behavior of unsaturated volcanic pyroclastic in the Metropolitan Area of San Salvador, El Salvador. *SpringerPlus*, 5, 1–24.
- Chávez, J. A., López, R., Kopecky, L., y Landaverde, J. (2013). Soil-Water retention curve and beginning of monitoring in Tierra Blanca Joven (TBJ). *Revista Geológica de América Central*(49), 83–99.
- Chávez-García, F., Domínguez, T., Rodríguez, M., y Pérez, F. (2007). Site effects in a volcanic environment: A comparison between HVSR and array techniques at Colima, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(2), 591–604.
- Chávez-García, F. J., y Montalva, G. A. (2014). Efectos de sitio para Ingenieros Geotécnicos, estudio del valle Parkway. *Obras y proyectos*(16), 6–30.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., y Scarpa, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 653–666.
- Cornou, C. (2002). *Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (alpes françaises): implications pour les effets de site* (Tesis doctoral). Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., y Garcia, M. O. (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33, 989–992.
- Cox, B. R., Cheng, T., Vantassel, J. P., y Manuel, L. (2020). A statistical representation and frequency-domain window-rejection algorithm for single-station HVSR measurements. *Geophysical Journal International*, 221(3), 2170–2183.
- Dal Moro, G., y Panza, G. (2022). Multiple-peak HVSR curves: Management and statistical assessment. *Engineering Geology*, 297, 106500.
- Dewey, J. W., y Suárez, G. (1991). Seismotectonics of middle America. En *Neotectonics of north*

- america* (Vol. 1, pp. 309–321). Geological Society of America.
- Douze, E. (1964). Rayleigh waves in short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(4), 1197–1212.
- Douze, E. (1967). Short-period seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57(1), 55–81.
- Dull, R. A., Southon, J. R., Kutterolf, S., Anchukaitis, K. J., Freundt, A., Wahl, D. B., ... others (2019). Radiocarbon and geologic evidence reveal Ilopango volcano as source of the colossal ‘mystery’ eruption of 539/40 CE. *Quaternary Science Reviews*, 222, 105855.
- Faccioli, E., Battistella, C., Alemani, P., y Tibaldi, A. (1988). *Seismic microzoning investigations in the metropolitan area of San Salvador, El Salvador, following the destructive earthquake of October 10, 1986*. na.
- Fäh, D., Kind, F., y Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145(2), 535–549.
- Faraone, C., Caravaggio, S., Chávez, J. A., Castillo Ramos, L. A., Rainone, M. L., y Vessia, G. (2023). 2D FEM Numerical Prediction of Local Seismic Effects at San Salvador Municipality (El Salvador) Induced by 2001 Earthquakes. *Geosciences*, 13(4), 116.
- Feng, S., Sugiyama, T., y Yamanaka, H. (2005). Effectiveness of multi-mode surface wave inversion in shallow engineering site investigations. *Exploration Geophysics*, 36(1), 26–33.
- Ferrés, D. (2014). *Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del Complejo Volcánico de San Salvador (El Salvador)* (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, México, 316 pp.
- Ferrés, D., Delgado Granados, H., Hernández, W., Pullinger, C., Chávez, H., Castillo Taracena, C., y Cañas-Dinarte, C. (2011). Three thousand years of flank and central vent eruptions of the San Salvador volcanic complex (El Salvador) and their effects on El Cambio archeological site: a review based on tephrostratigraphy. *Bulletin of volcanology*, 73, 833–850.
- Finn, W. D. L., Onur, T., y Ventura, C. E. (2004). Microzonation: developments and applications. *Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation*, 3–26.
- Frantti, G. (1963). The nature of high-frequency earth noise spectra. *Geophysics*, 28(4), 547–562.
- Frantti, G., Willis, D., y Wilson, J. T. (1962). The spectrum of seismic noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52(1), 113–121.
- Grases, J. (1994). *Terremotos Destructores del Caribe 1502-1990*. Montevideo, Uruguay: UNESCO-RELACIS.
- Griffiths, D. W., y Bollinger, G. (1979). The effect of Appalachian Mountain topography on seismic waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(4), 1081–1105.
- Guéguen, P., Chatelain, J.-L., Guillier, B., y Yepes, H. (2000). An indication of the soil top-most layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(2), 127–133.
- Gutenberg, B. (1957). Effects of ground on earthquake motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 47(3), 221–250.

- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advances in Geophysics*, 5, 53–92.
- Guzmán, V., Guzmán, L., y Huezó, M. (1996). Microzonificación geotécnica del AMSS: primera etapa. *Tesis de Graduación, UCA*.
- Hardin, B. O., y Drnevich, V. P. (1972). Shear modulus and damping in soils: measurement and parameter effects (terzaghi lecture). *Journal of the soil mechanics and foundations division*, 98(6), 603–624.
- Harlow, D. H., White, R. A., Rymer, M. J., y Alvarez G, S. (1993). The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4), 1143–1154.
- Horike, M. (1985). Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, 33(2), 59–96.
- Idriss, I., y Seed, H. B. (1968). An analysis of ground motions during the 1957 San Francisco earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58(6), 2013–2032.
- Ingvarsson, M., y Johansson, J. (1996). *Amplification of Earthquake Induced Ground Motions, San Salvador, El Salvador* (Doctoral Dissertation). Real Institute of Technology, KTH, Stockholm, Sweden.
- Issaadi, A., Semmane, F., Yelles-Chaouche, A., Galiana-Merino, J. J., y Layadi, K. (2020). A shear-wave velocity model in the city of Oued-Fodda (Northern Algeria) from Rayleigh wave ellipticity inversion. *Applied Sciences*, 10(5), 1717.
- ISSMGE, T. (1999). Manual for Zonation on Seismic Geotechnical Hazard. *International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE). The Japanese Geotechnical Society, Tokyo*.
- Kanai, K. (1950). Relation between the earthquake damage of nonwooden buildings and nature of ground. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 27(1-4), 97–100.
- Kanai, K. (1961). On microtremors. VIII. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, 39, 97–114.
- Kattan, C. (2011). *Advances in the Study of Site Response in AMSS-MARN*. San Salvador, El Salvador: Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales Dirección General del Observatorio Ambiental Servicio Geológico Nacional.
- Köhler, A., Ohrnberger, M., Scherbaum, F., Wathelet, M., y Cornou, C. (2007). Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique. *Geophysical Journal International*, 168(2), 779–796.
- Konno, K., y Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228–241.
- Kumar, P., y Mahajan, A. K. (2020). New empirical relationship between resonance frequency and thickness of sediment using ambient noise measurements and joint-fit-inversion of the Rayleigh wave dispersion curve for Kangra Valley (NW Himalaya), India. *Environmental Earth Sciences*, 79, 1–14.

- Lara, M. (1983). The el salvador earthquake of june 19, 1982. *EERI Newslett*, 17(1), 87–96.
- Lardé, J. (1960). *Los terremotos del 6 de Septiembre de 1915 y los demás terremotos de El Salvador* (Vol. 1). San Salvador: Ministerio de Cultura.
- Lawson, A. C., y Reid, H. F. (1908). *The California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission*. (n.º 87). Carnegie institution of Washington.
- Lermo, J., y Chávez-García, F. (1992). Site effect evaluation using microtremor measurements: A review in three cities in Mexico and results of a new technique. *Memoria*, 144–55.
- Lermo, J., y Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the seismological society of America*, 83(5), 1574–1594.
- Lermo, J., y Chávez-García, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the seismological society of America*, 84(5), 1350–1364.
- Lermo, J., y Limaymanta, F. (2007). Uso de las funciones de transferencia empíricas (HVNR) obtenidas con microtremores para construir mapas con la clasificación de los terrenos de cimentación para diseño sísmico. En *Memorias del xvi congreso nacional de ingeniería sísmica, ixtapa zihuatanejo, gro.*
- Lermo, J., y Sanchez-Sesma, F. (2010). *Actualización de la zonificación sísmica de la ciudad de México y áreas aledañas-parte norte* (Informe técnico). Ciudad de México, México: Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Lexa, J., Sebesta, J., Chavez, J. A., Hernández, W., y Pecskey, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56(1), 106–140.
- Lexa, J., Šebesta, J., Hernández, W., Chavez, J. A., Vásquez, M. E., y Alfaro, I. A. (2022). Geología del Área Metropolitana de San Salvador (1: 50 000), El Salvador. *Revista geológica de América central*, 66, 1–23.
- Li, T., Ferguson, J. F., Herrin, E., y Durham, H. B. (1984). High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5), 2015–2033.
- Limaymanta-Mendoza, M. (2009). *Uso de familias espectrales obtenidas con registros de sismos y microtremores para la clasificación de terrenos con fines de diseño sísmico: aplicación en las ciudades de Veracruz-Boca del Río, Oaxaca y Acapulco* (Tesis de maestría). Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
- Linares, R. (1985). Microzonificación sísmica del Área Metropolitana de San Salvador Basada En La Observación de Microtemblores, Espectros de Respuesta y Registros de Sismoscopios. *Tesis de Maestría, Universidad Centroamericana José Simeon Cañas, San Salvador, El Salvador.*
- López, M. F., Bommer, J., y Pinho, R. (2004). Seismic Hazard Assessments, Seismic Design Codes, and Earthquake Engineering in El Salvador. *Geological Society of America*, 375, 301–320.
- Martínez, M. A. (1978). Cronología sísmica y eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520. *Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador,*

- El Salvador.*
- Martínez-Díaz, J., Álvarez-Gómez, J., Benito, B., y Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1), 65–68.
- Martínez, H. (1979). Microzonificación sísmica del Área Metropolitana de San Salvador. *Technol. Cienc. UCA*, 2, 111–113.
- Mihalić, S., Oštrić, M., y Krkač, M. (2011). Seismic microzonation: A review of principles and practice. *Geofizika*, 28(1), 5–20.
- Mihaylov, D., El Naggar, M. H., y Dineva, S. (2016). Separation of high-and low-level ambient noise for HVSR: Application in city conditions for Greater Toronto Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106(5), 2177–2184.
- Mohamed, A., Ali, S. M., y Mostafa, A. (2020). Estimation of seismic site effect at the new Tiba City proposed extension, Luxor, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 9(1), 499–511.
- Molnar, S., Sirohey, A., Assaf, J., Bard, P.-Y., Castellaro, S., Cornou, C., ... others (2022). A review of the microtremor horizontal-to-vertical spectral ratio (MHVSR) method. *Journal of Seismology*, 26(4), 653–685.
- Montessus de Ballore, F. (1889). Tremblements de terre et éruptions volcaniques au Centre-Amérique. *Bulletin astronomique, Observatoire de Paris*, 6(1), 462–464.
- Mucciarelli, M. (1998). Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. *Journal of earthquake engineering*, 2(04), 625–638.
- Muñoz, D., y Udías, A. (2006). The Earthquake of San Salvador, Central America, of 21 April 1594: The First Questionnaires on the Damage of an Earthquake in the Western Hemisphere. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(4A), 1538–1544.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).
- Nelson, S., y McBride, J. (2019). Application of HVSR to estimating thickness of laterite weathering profiles in basalt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(7), 1365–1376.
- Ohmachi, T., Umezono, T., Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., y Sasatani, T. (1998). Rate of Rayleigh waves in microtremors. En *Second int. symposium on the effects of surface geology on seismic motion* (Vol. 2, pp. 587–592).
- Okada, H., y Suto, K. (2003). *The microtremor survey method*. Society of Exploration Geophysicists.
- Parolai, S., Richwalski, S. M., Milkereit, C., y Bormann, P. (2004). Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany). *Tectonophysics*, 390(1-4), 57–73.
- Picozzi, M., Parolai, S., y Albarello, D. (2005). Statistical analysis of noise horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSR). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5), 1779–1786.
- Piersanti, M. (2016). Assessment of Soil Shaking Features in Urban Areas.

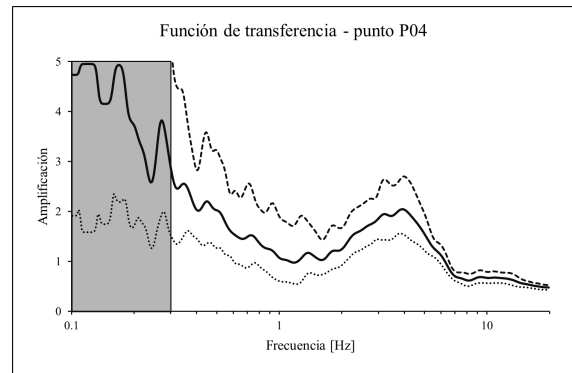
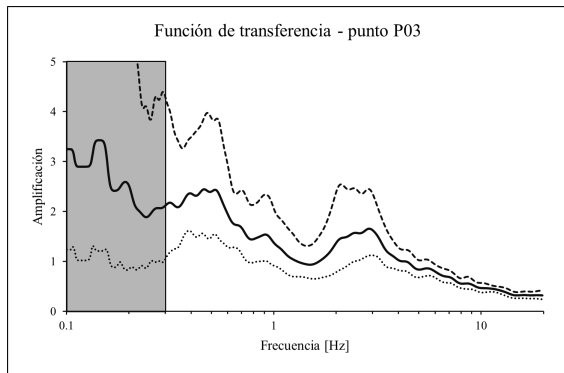
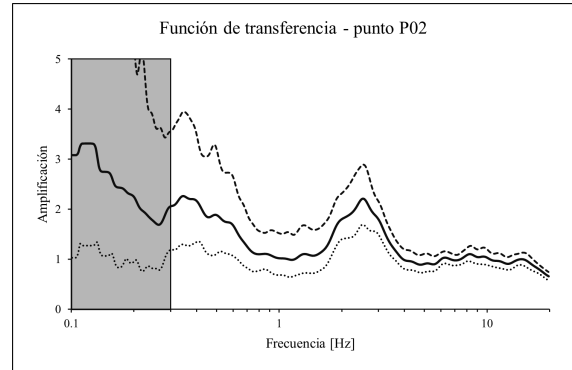
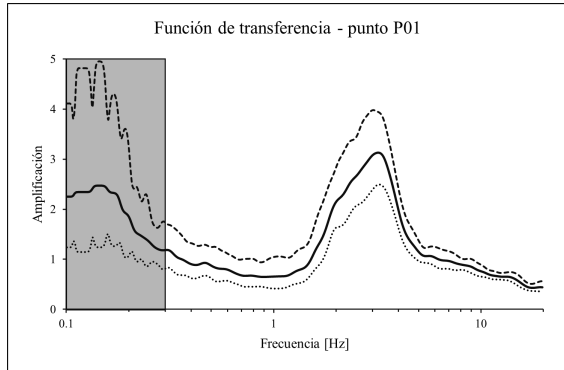
- Pileggi, D., Rossi, D., Lunedei, E., y Albarello, D. (2011). Seismic characterization of rigid sites in the ITACA database by ambient vibration monitoring and geological surveys. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9, 1839–1854.
- Pitilakis, K. (2004). Site effects. En *Recent advances in earthquake geotechnical engineering and microzonation* (pp. 139–197). Springer.
- Puglia, R., Albarello, D., Gorini, A., Luzi, L., Marcucci, S., y Pacor, F. (2011). Extensive characterization of Italian accelerometric stations from single-station ambient-vibration measurements. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9, 1821–1838.
- Reid, H. F. (1910). The mechanism of the earthquake, the California earthquake of April 18, 1906. *Report of the Research Senatorial Commission, Carnegie Institution, Washington, DC*, 2, 16–18.
- Rogers, R. D., Karason, H., y van der Hilst, R. D. (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30(11), 1031–1034.
- Salazar, W., Ambraseys, N., y Bommer, J. (1997). Compilación de un catálogo sísmico para El Salvador y zonas aledañas. En *Proceedings of the seminar on the evaluation and mitigation of the seismic risk in central america area, universidad centroamericana josé simeón cañas, san salvador, el salvador* (pp. 67–76).
- Satoh, T., Kawase, H., y Matsushima, S. (2001). Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai basin, Japan, using array records of microtremors. *Bulletin of the seismological society of America*, 91(2), 206–218.
- Schmidt-Thomé, M. (1975). The geology in the San Salvador area (El Salvador, Central America), a basis for city development and planning. *Geol. Jb*, 13, 207–228.
- Schnabel, P. B. (1972). Shake, a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. *Report No. EERC 72-12, University of California, Berkeley*.
- Seekins, L. C., Wennerberg, L., Margheriti, L., y Liu, H.-P. (1996). Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas, and microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(3), 627–635.
- Seo, K. (1997). Comparison of measured microtremors with damage distribution. JICA. *Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention*.
- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to seismology*. Cambridge university press.
- Sofield, D. (2004). Eruptive history and volcanic hazards of Volcan San Salvador. *Colorado, USA: Geological Society of America*.
- Souriau, A., Roullé, A., y Ponsolles, C. (2007). Site effects in the city of Lourdes, France, from H/V measurements: implications for seismic-risk evaluation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(6), 2118–2136.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernandez-Rey, R., y Diaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66–81.
- Stein, S., y Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*.

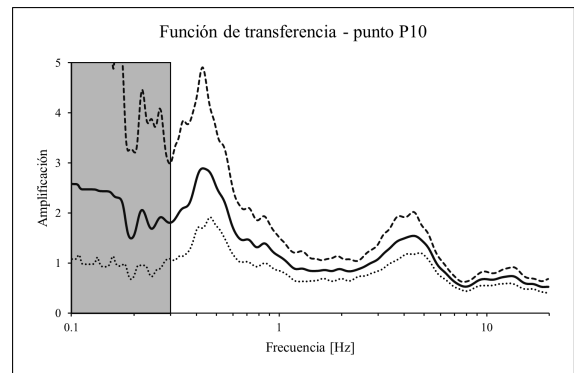
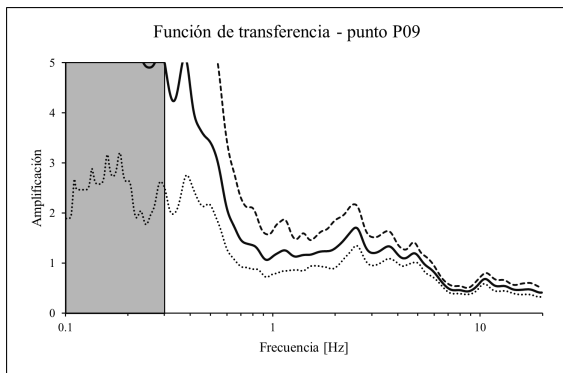
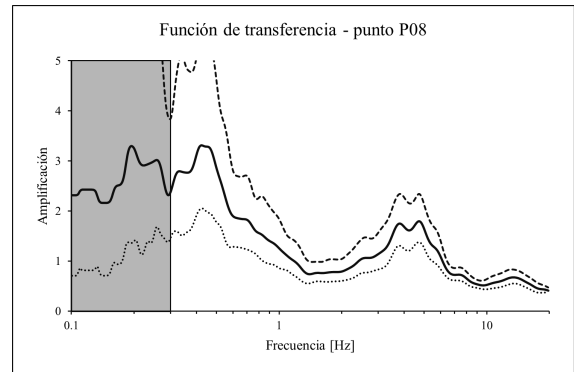
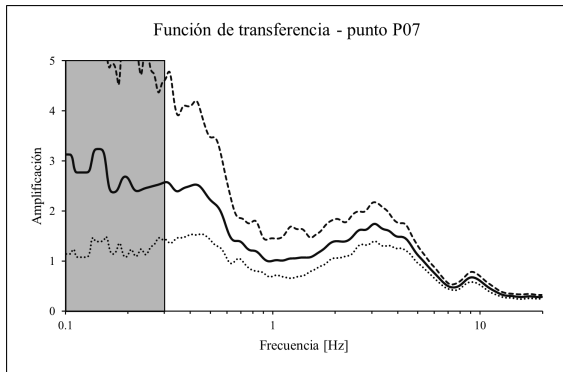
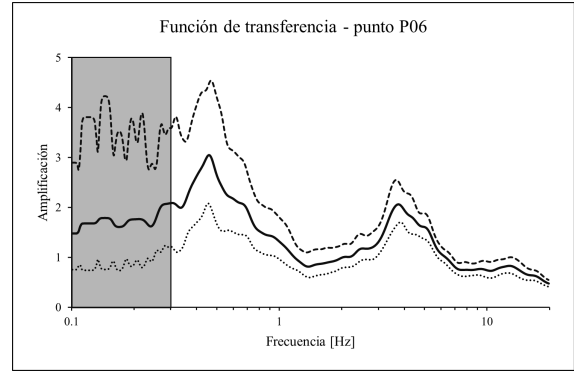
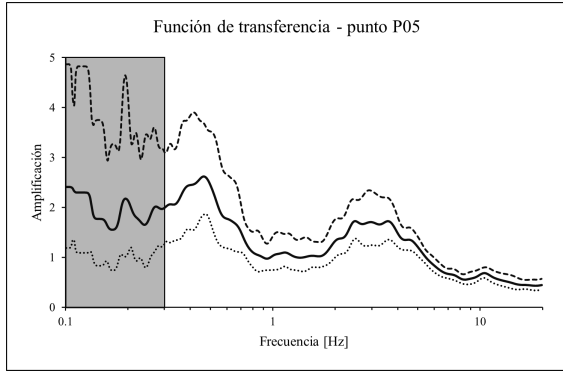
- John Wiley & Sons.
- Stephenson, W. (2003). Factors bounding prograde Rayleigh-wave particle motion in a soft-soil layer. En *Proceedings of the 2003 pacific conference on earthquake engineering* (Vol. 13, p. 15).
- Stolte, A., Wotherspoon, L., Cox, B., Wood, C., Jeong, S., y Munro, J. (2023). The influence of multiple impedance contrasts on mHVSr site period estimates in the Canterbury Plains of New Zealand and implications for site classification. *Earthquake Spectra*, 39(1), 288–309.
- Suñe-Puchol, I., Aguirre-Díaz, G. J., Pedrazzi, D., Dávila-Harris, P., Miggins, D. P., Costa, A., . . . Hernández, W. (2019). The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of the complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 100–119.
- Thabet, M. (2019). Site-specific relationships between bedrock depth and HVSR fundamental resonance frequency using KiK-NET data from Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 176(11), 4809–4831.
- Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. En *Earthquake geotechnical engineering: Proceedings of is-tokyo'95, the first international conference on earthquake geotechnical engineering, rotterdam* (pp. 1333–1336).
- Toksöz, M. N., y Lacoss, R. T. (1968). Microseisms: Mode structure and sources. *Science*, 159(3817), 872–873.
- Torres, G. (2010). Efectos de sitio observados en estaciones acelerográficas de la ciudad de Puebla. *México: Tesis de Pregrado-Universidad Autónoma de México*.
- Ulloa, R. (2018). Aplicación del método de Nakamura H/V, para estudiar el riesgo sísmico en la zona comprendida por el despliegue de estaciones IMAD. *Universidad de Concepción, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*.
- Wang, P. (2020). *Predictability and repeatability of non-ergodic site response for diverse geological conditions*. University of California, Los Angeles.
- Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion.
- Wathelet, M., Chatelain, J.-L., Cornou, C., Giulio, G. D., Guillier, B., Ohrnberger, M., y Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A user-friendly open-source tool set for ambient vibration processing. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1878–1889.
- White, R. A., y Harlow, D. H. (1993). Destructive upper-crustal earthquakes of Central America since 1900. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4), 1115–1142.
- Wong, H., y Trifunac, M. (1974). Surface motion of a semi-elliptical alluvial valley for incident plane SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5), 1389–1408.
- Wood, H. (1908). Distribution of apparent intensity in San Francisco. *The California Earthquake of April, 18(1906)*, 220–245.
- Yamamoto, H. (2000). Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love-and Rayleigh-waves in microtremors. En *Proceedings of the 12th world conference on earthquake engineering*.

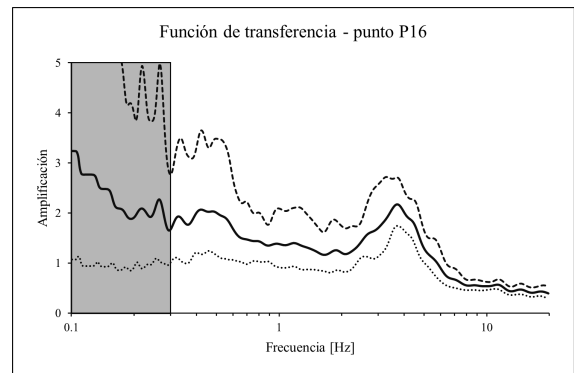
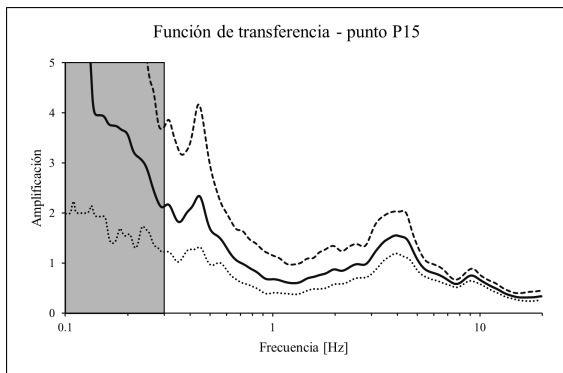
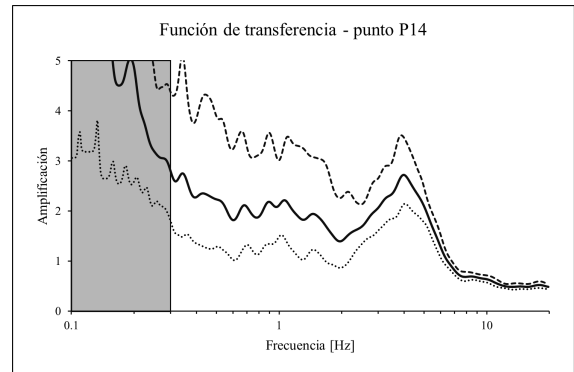
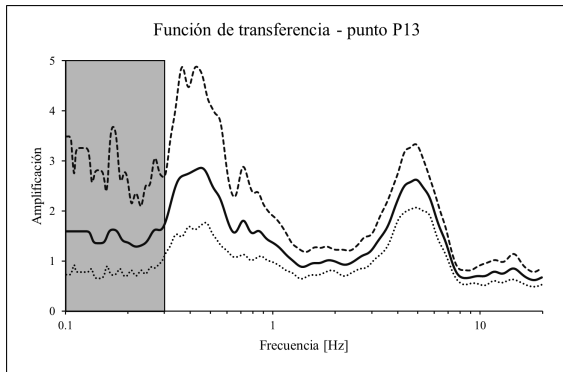
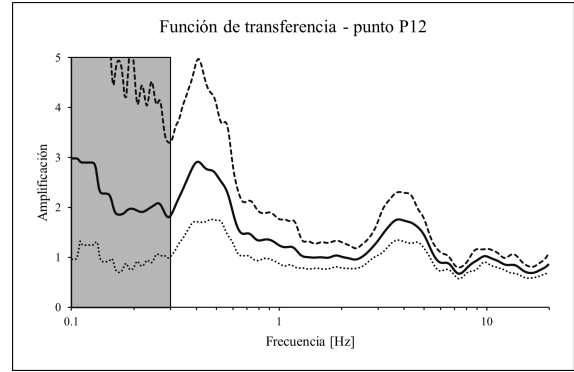
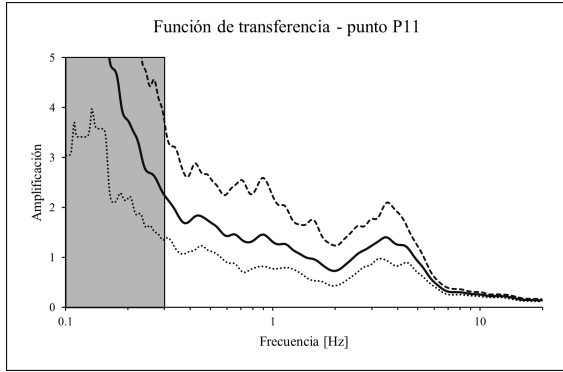
- Yamanaka, H., Dravinski, M., y Kagami, H. (1993). Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(5), 1595–1609.
- Yoshida, N. (1998). Nonlinear site response and its evaluation and prediction. *The effects of surface geology on seismic motion, 1998*, 71–90.
- Zhang, S. X., y Chan, L. S. (2003). Possible effects of misidentified mode number on Rayleigh wave inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 53(1), 17–29.
- Zhou, X. Y. (1965). Effect of soil classification on structural damage during strong-motion earthquakes. *Earthquake Engineering Research Report II. Institute of Engineering Mechanics, Academia Sinica. Harbin*, 27–43.

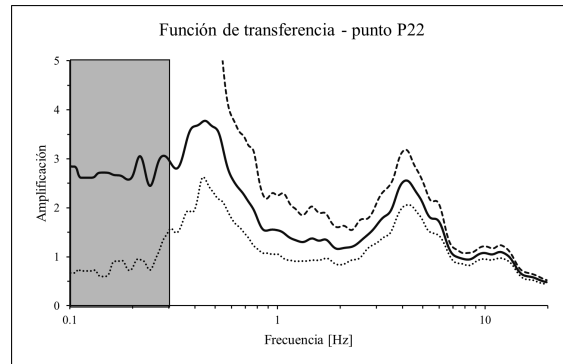
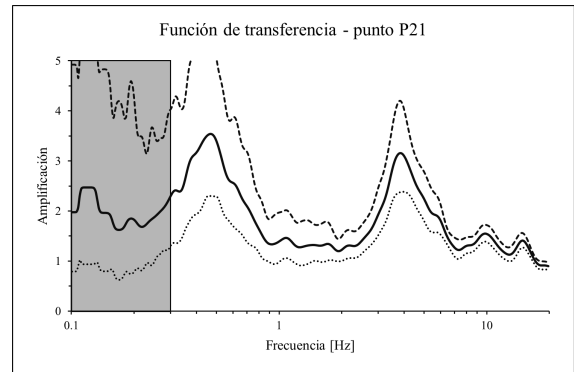
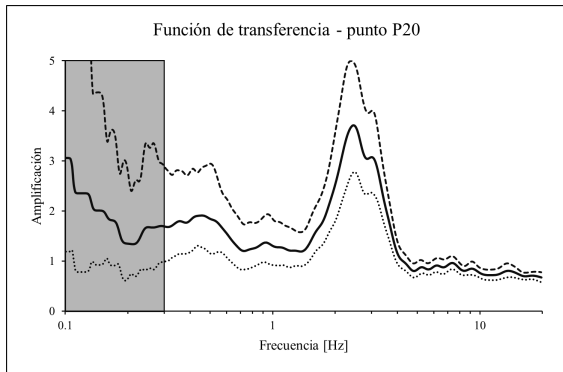
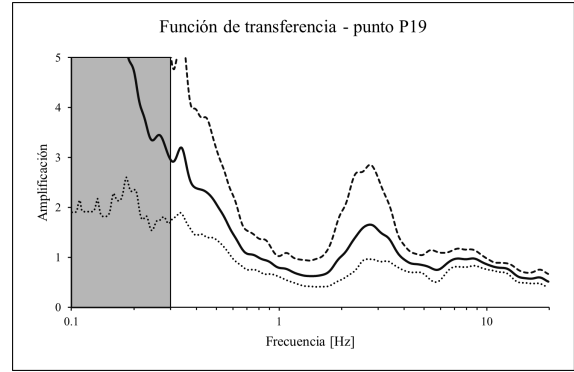
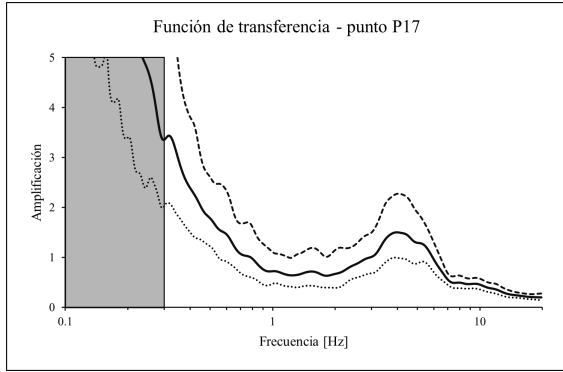
Apéndices

Apéndice A. Funciones de transferencia del Centro Histórico de San Salvador

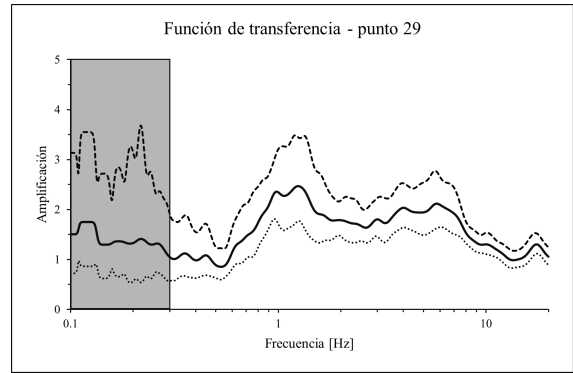
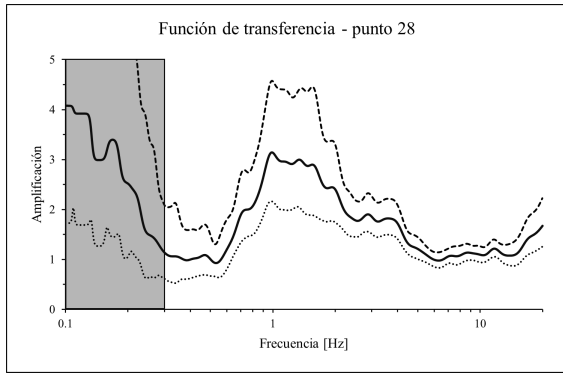
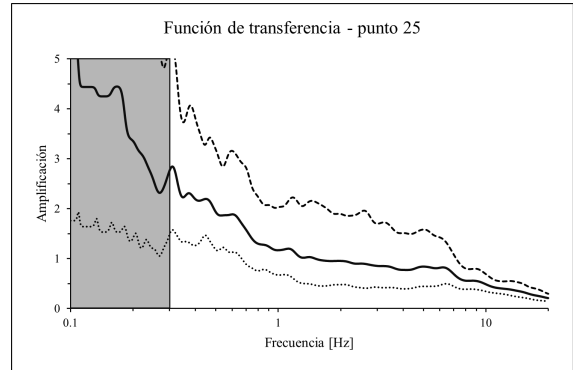
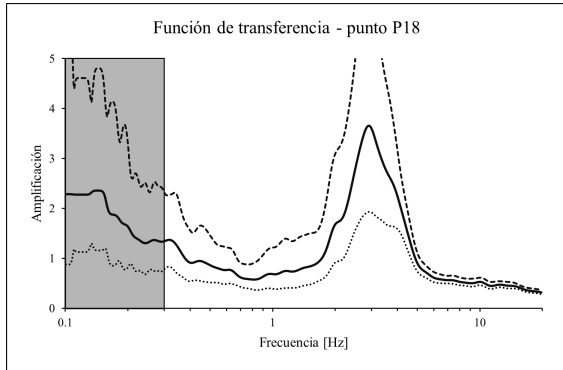


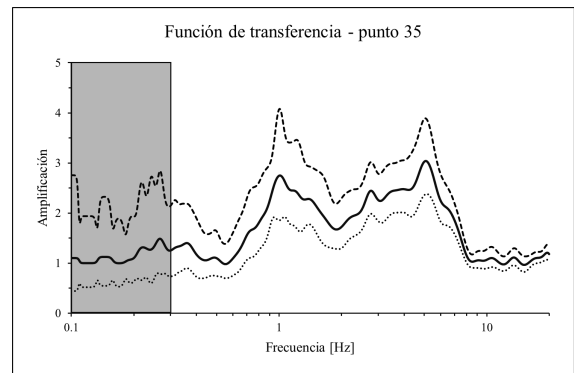
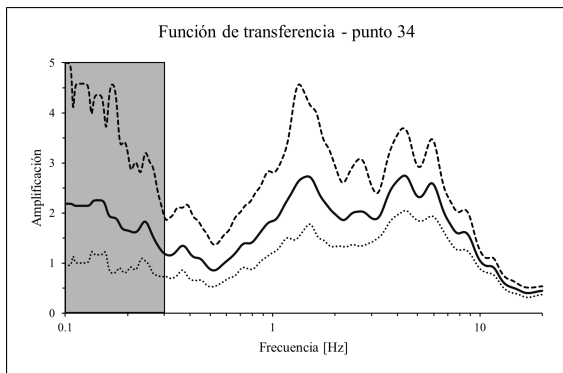
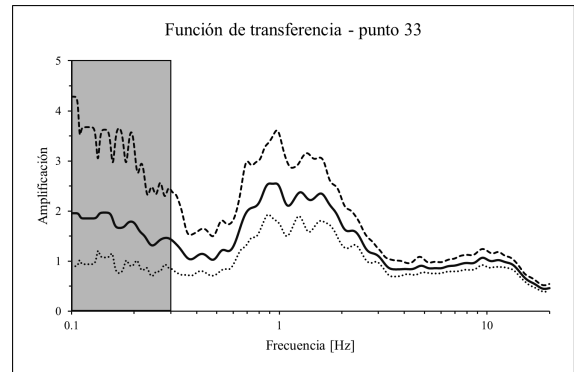
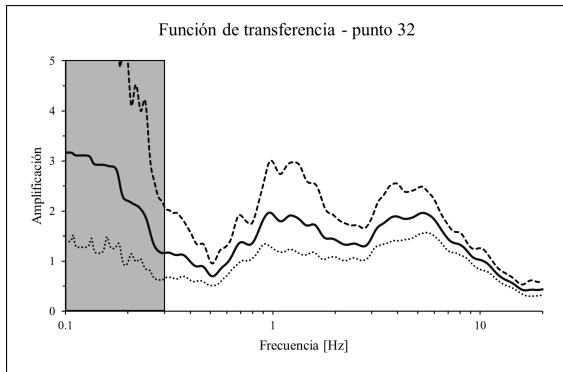
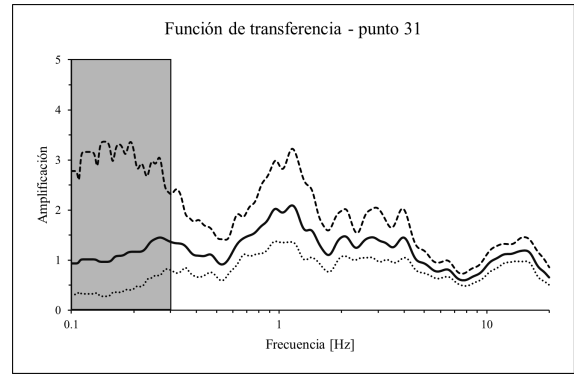
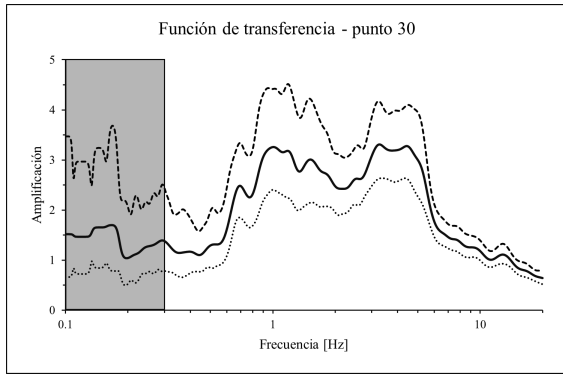


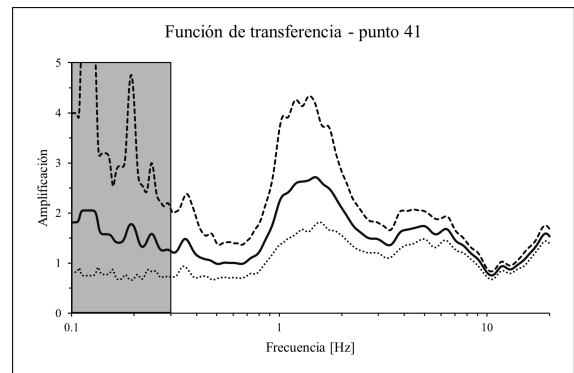
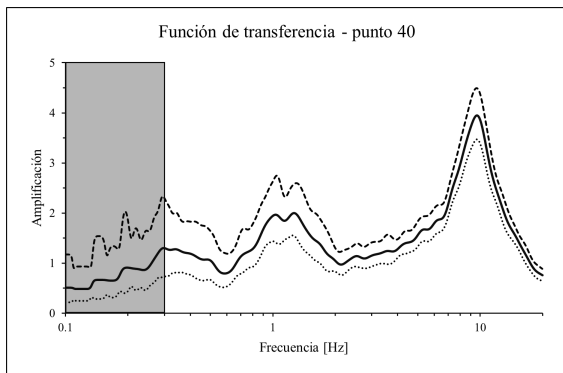
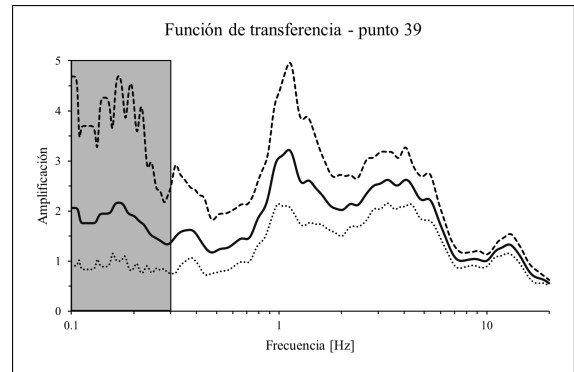
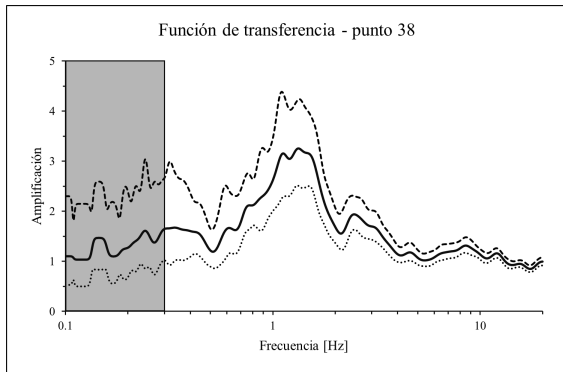
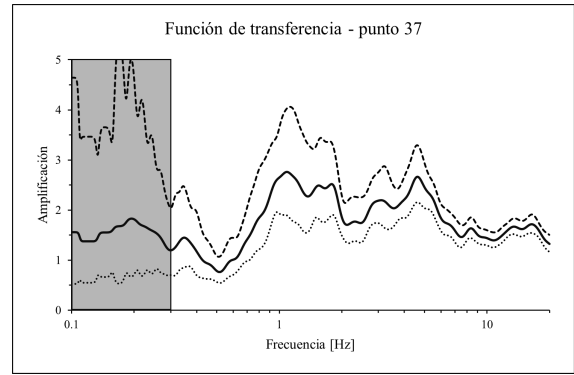
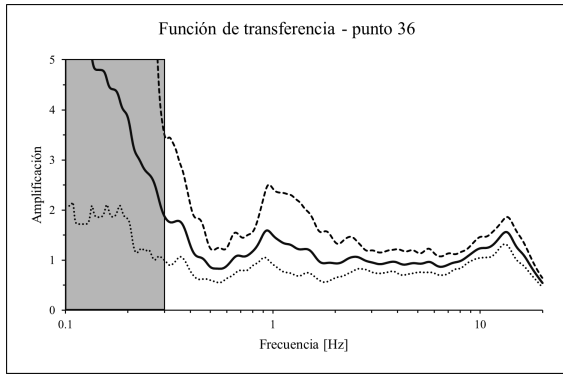


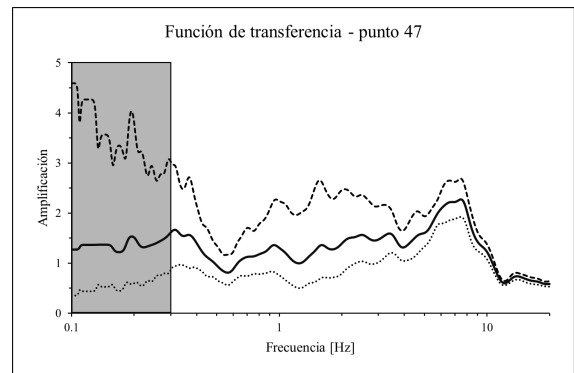
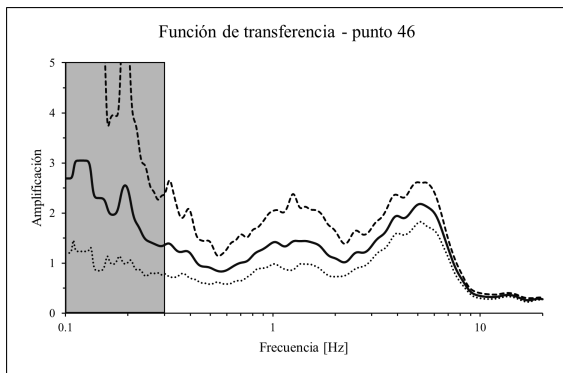
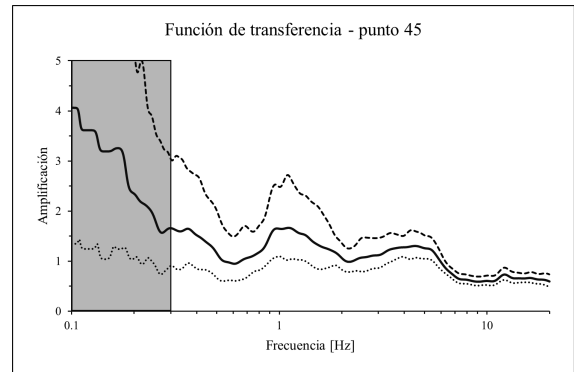
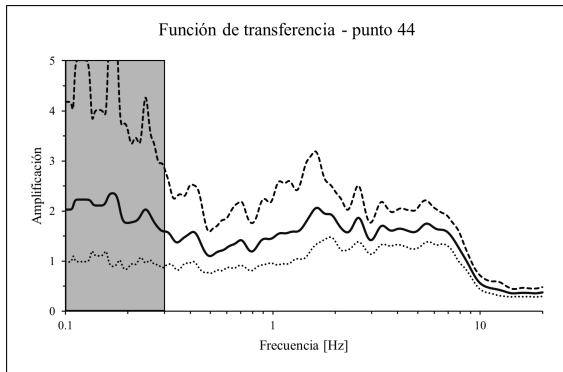
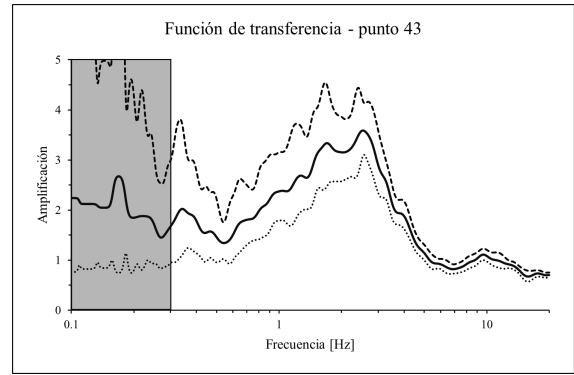
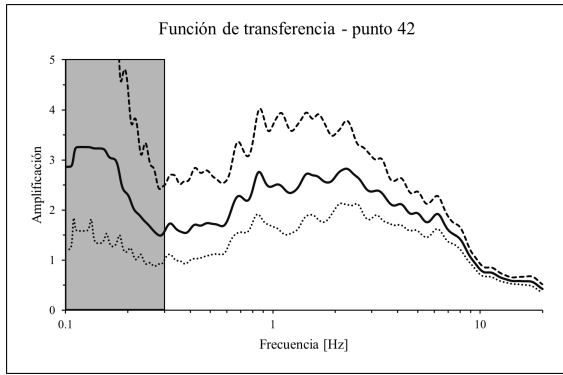


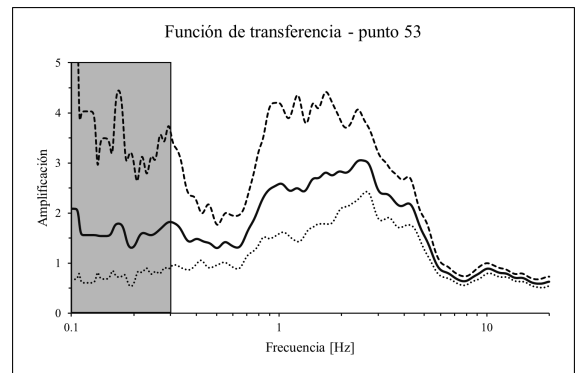
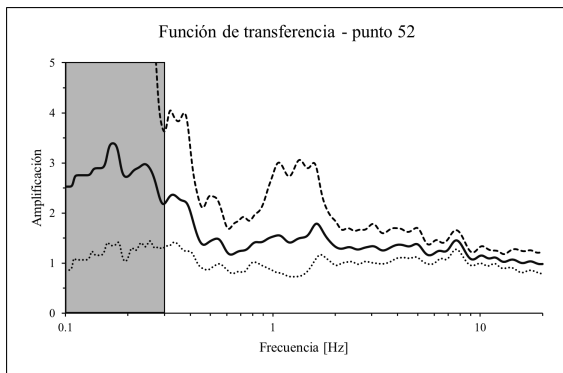
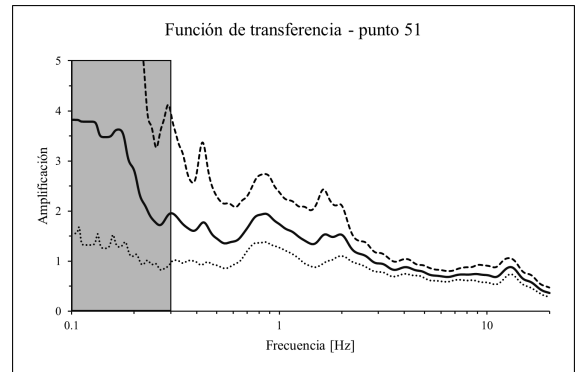
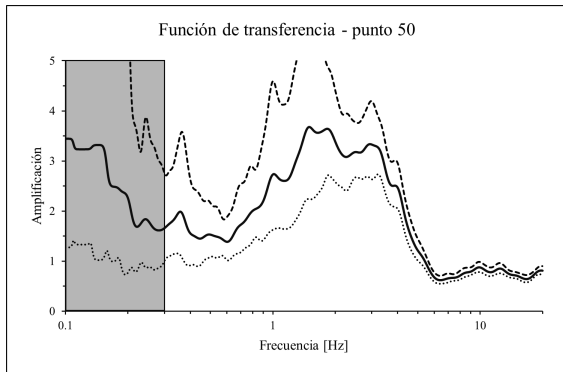
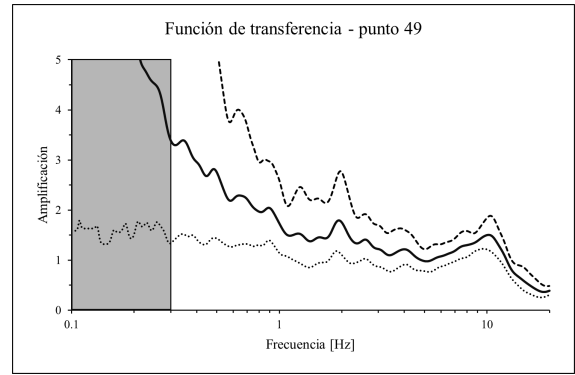
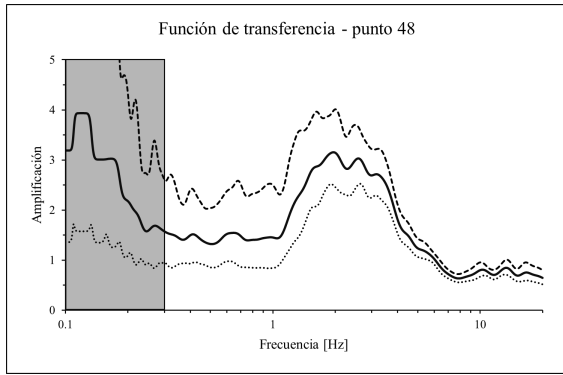
Apéndice B. Funciones de transferencia de la Zona Oeste del AMSS

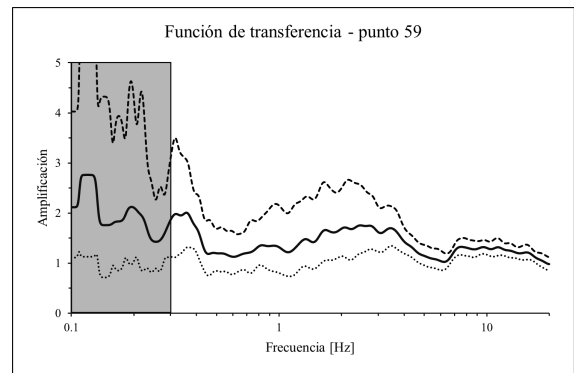
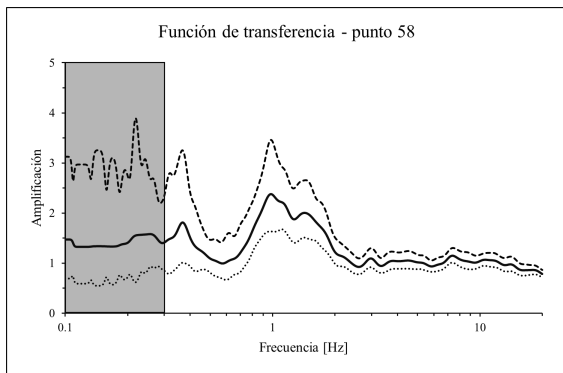
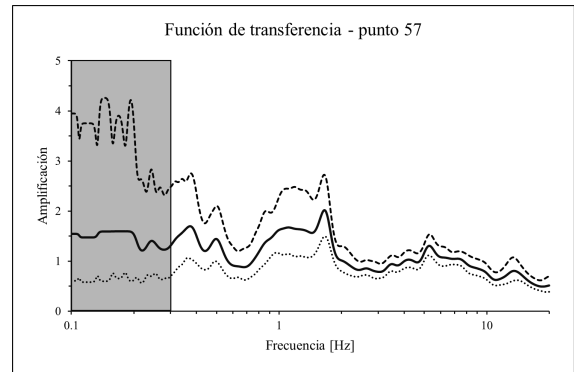
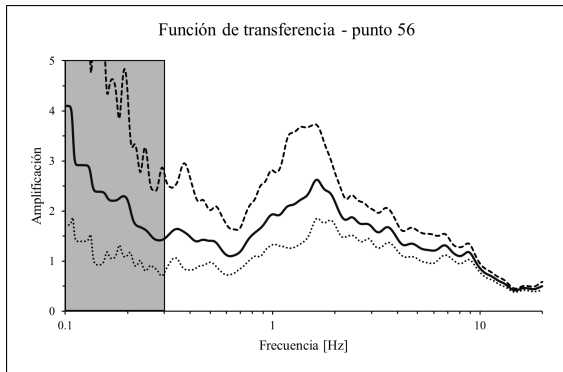
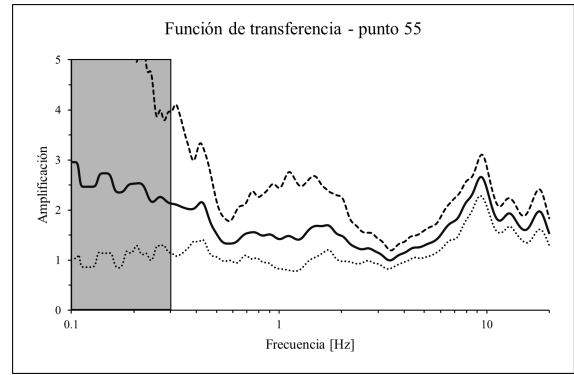
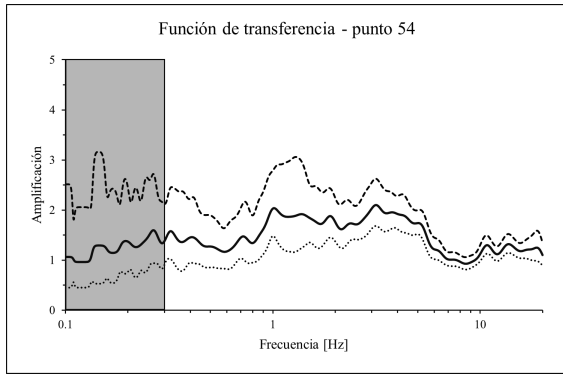


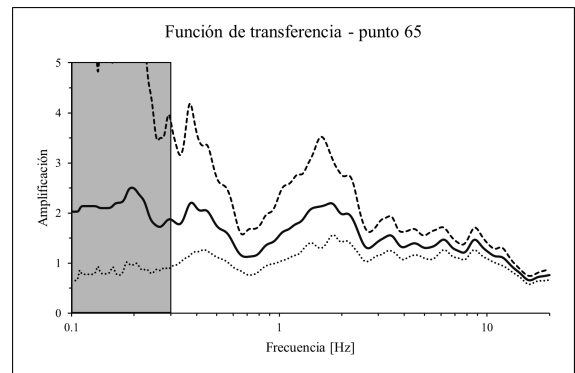
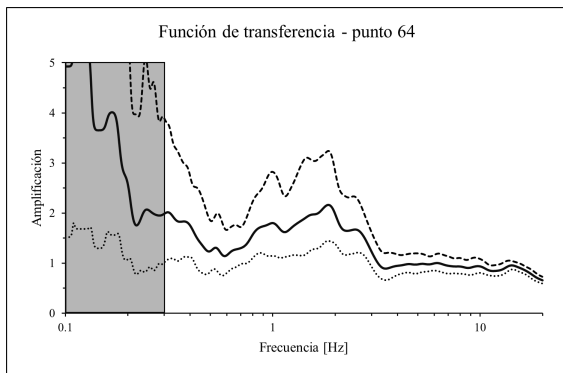
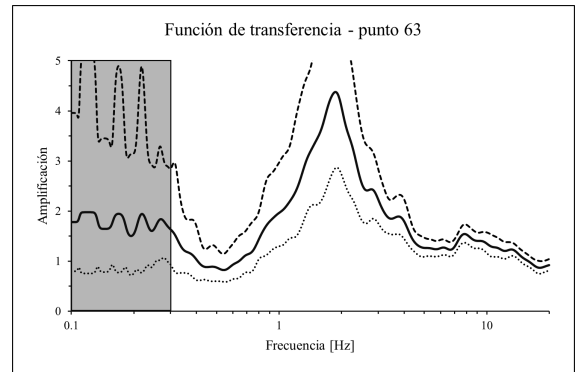
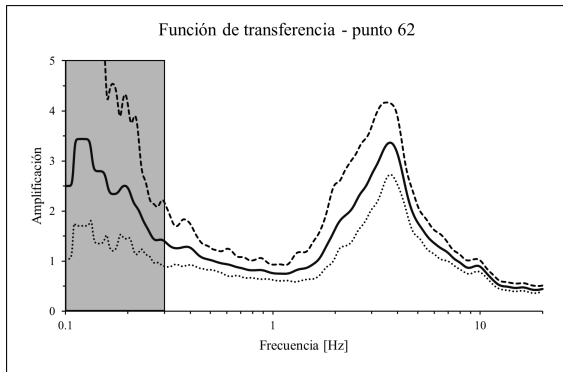
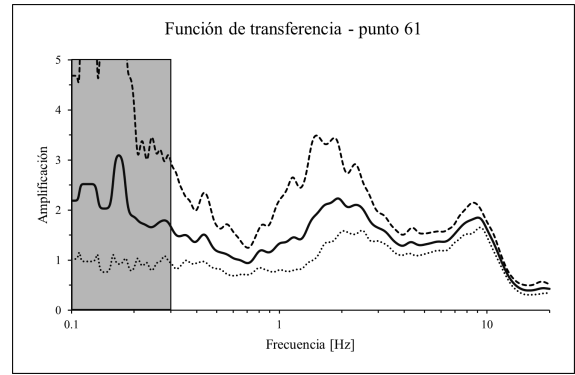
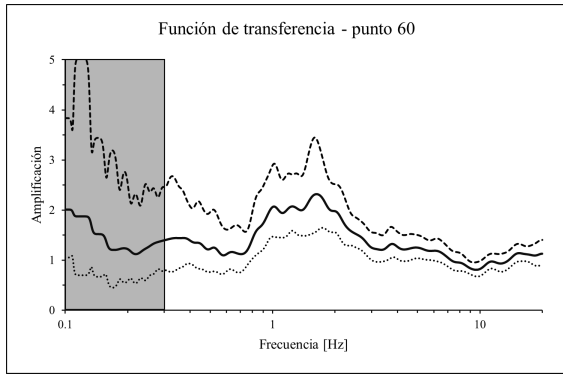


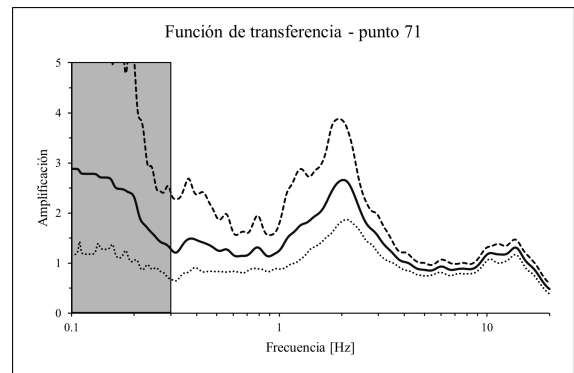
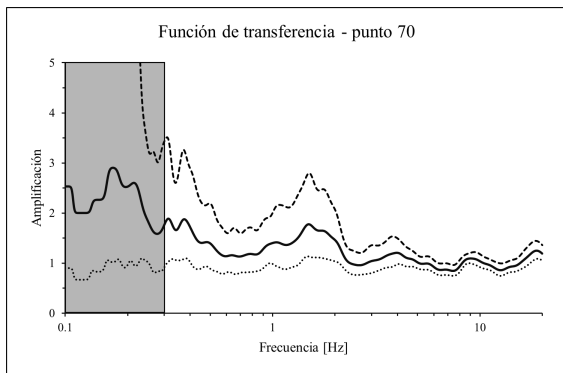
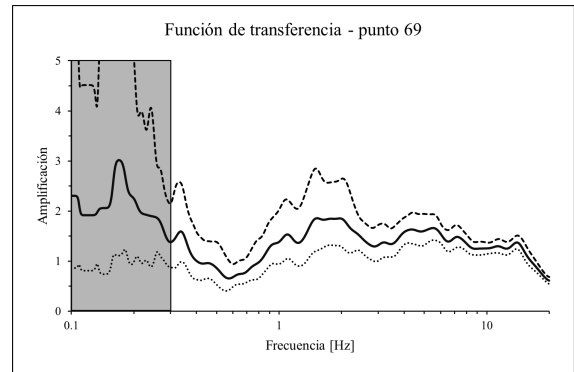
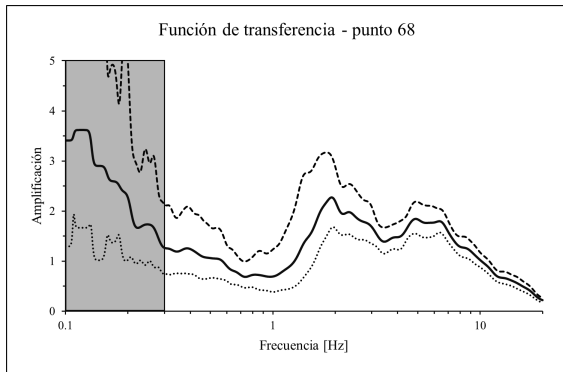
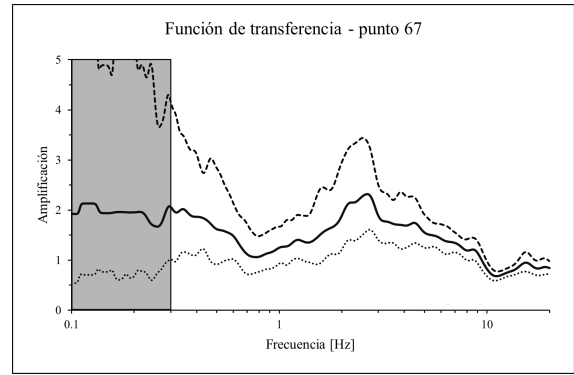
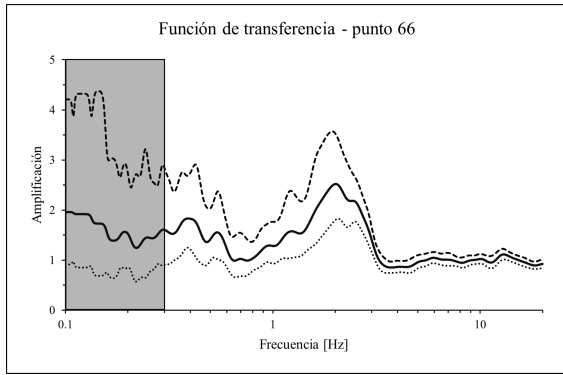


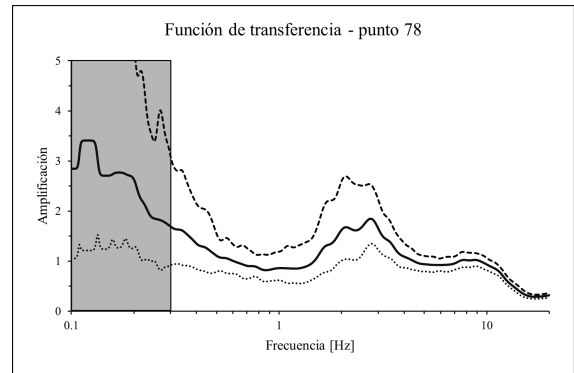
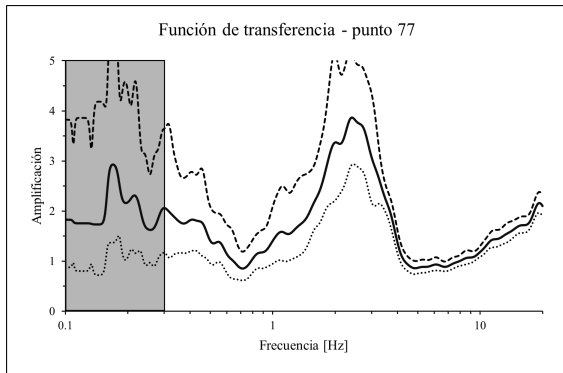
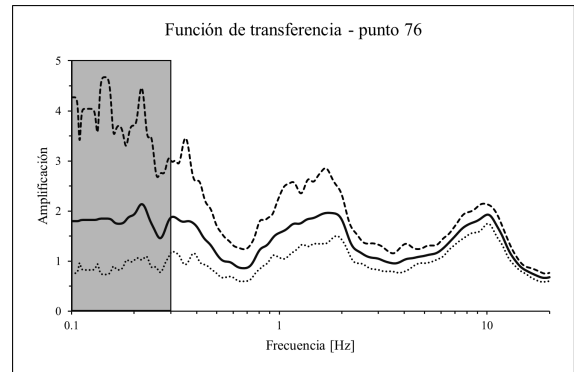
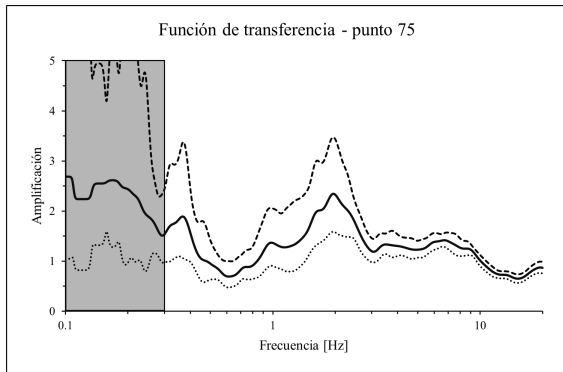
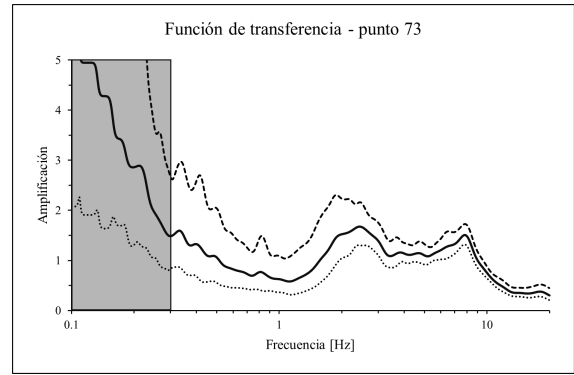
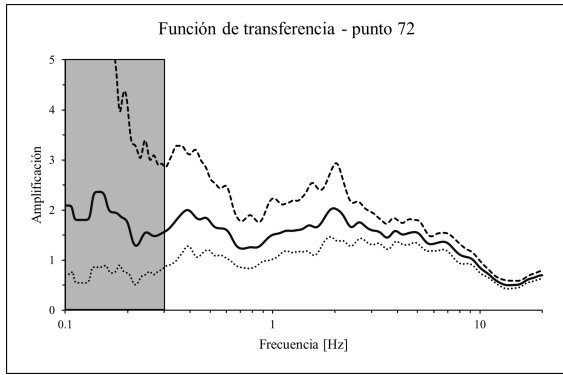


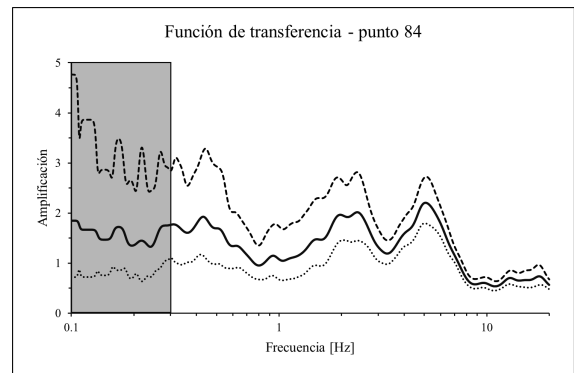
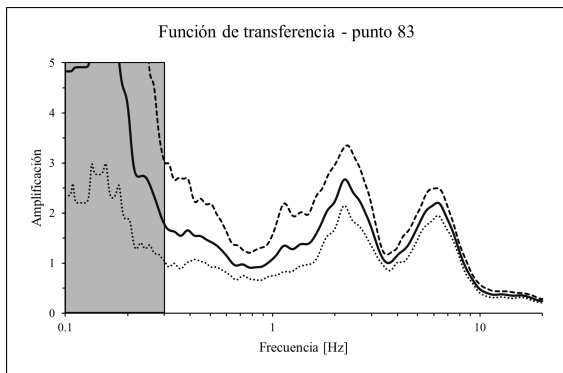
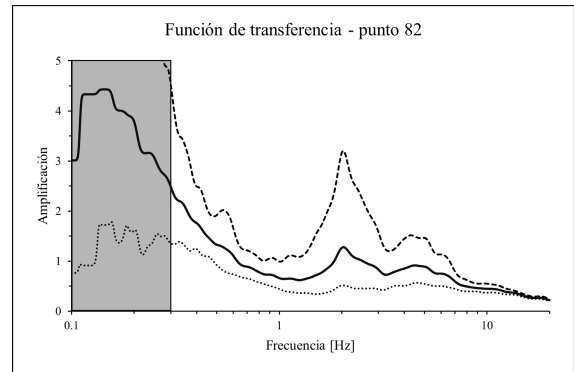
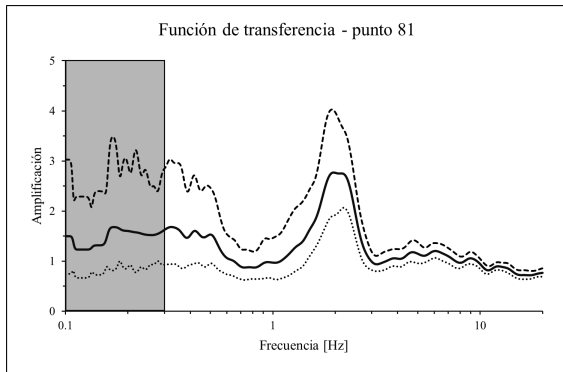
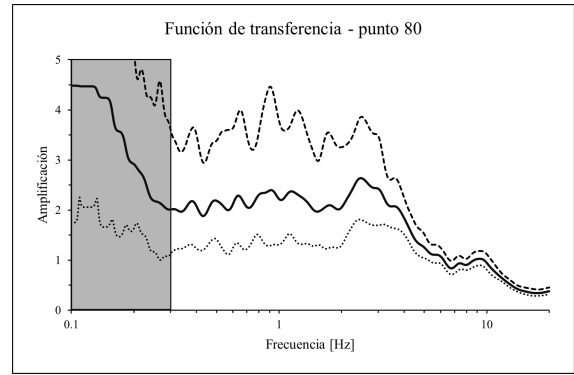
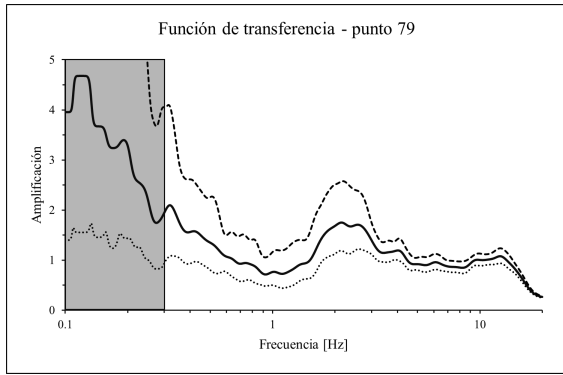


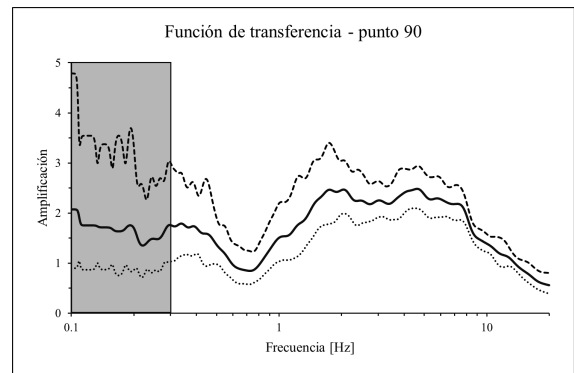
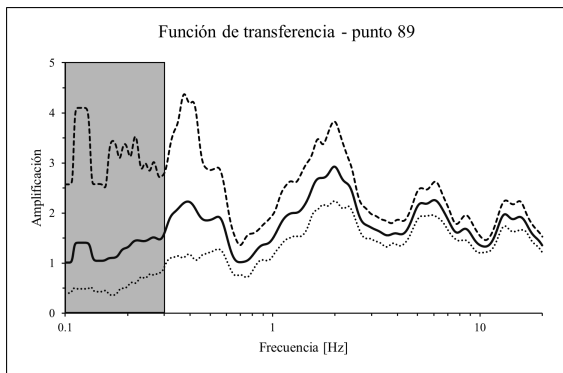
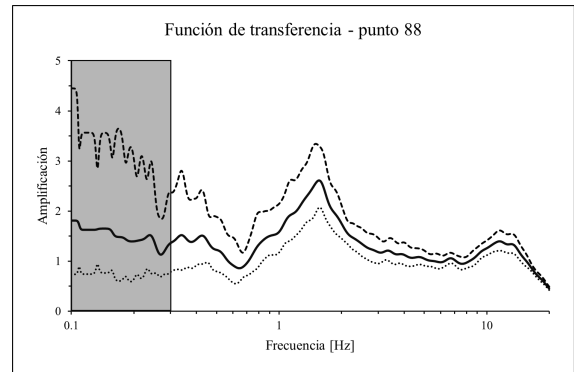
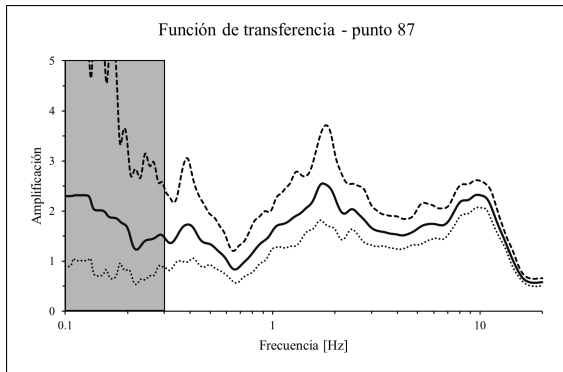
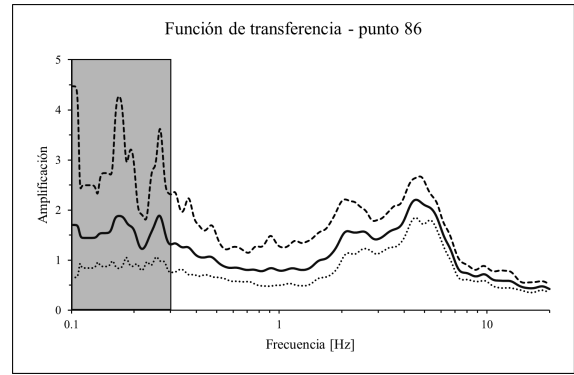
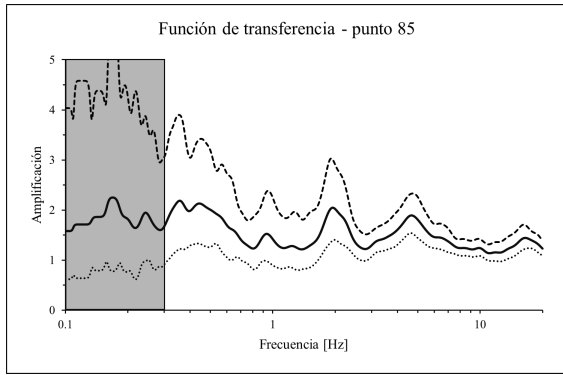


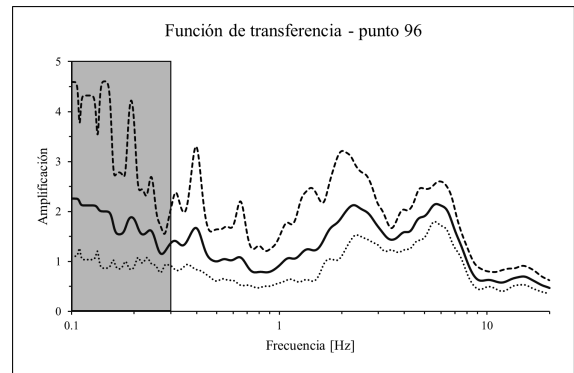
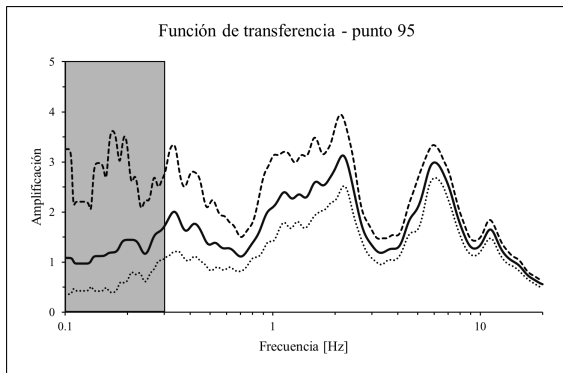
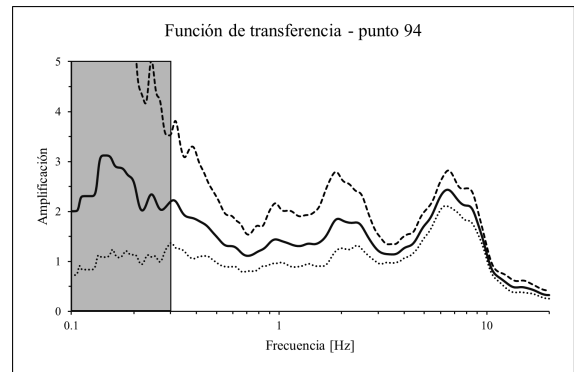
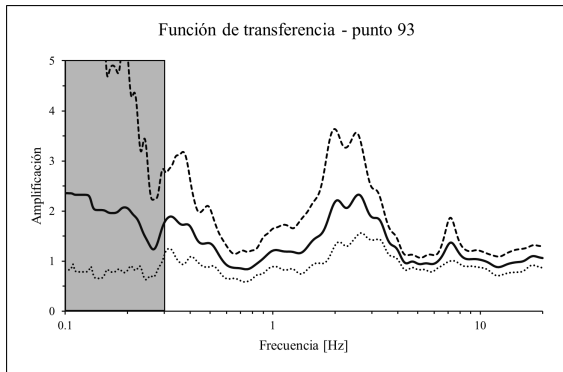
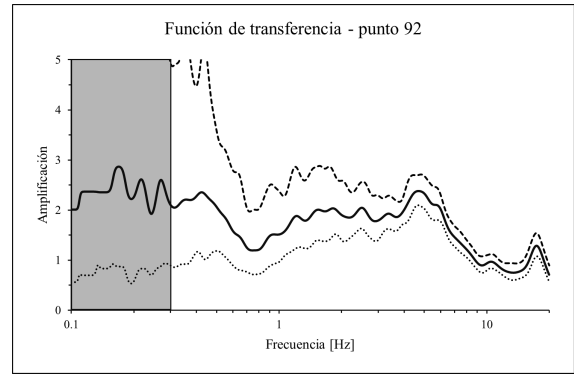
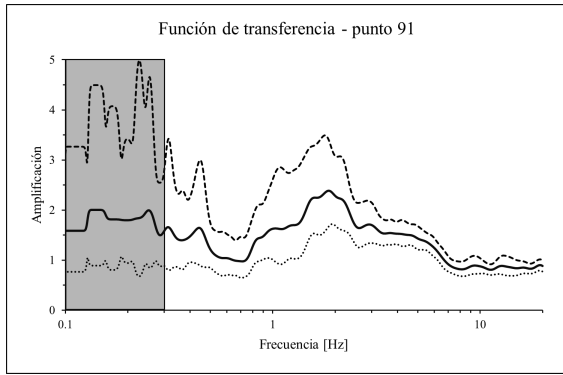


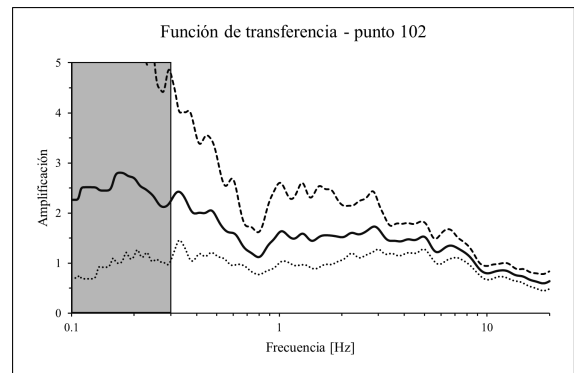
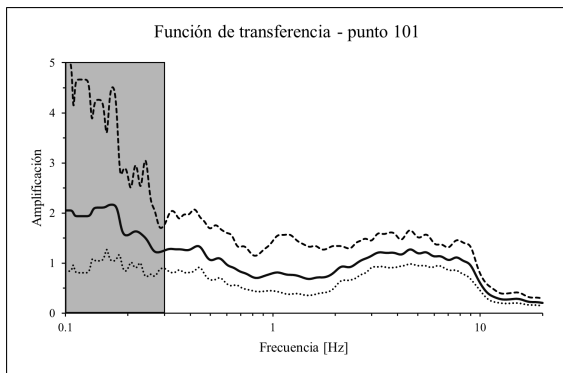
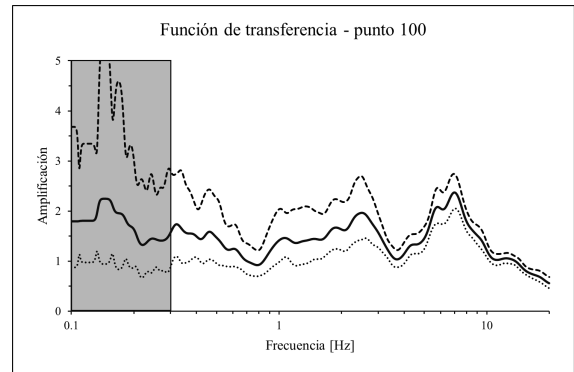
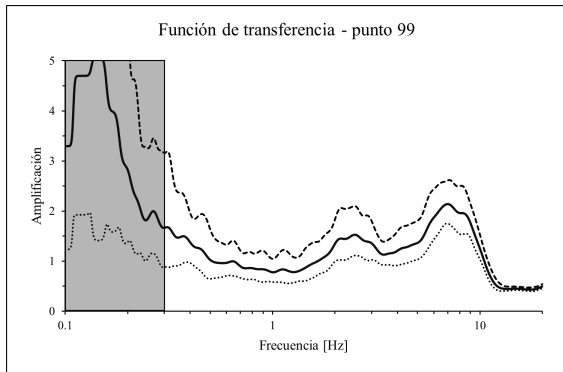
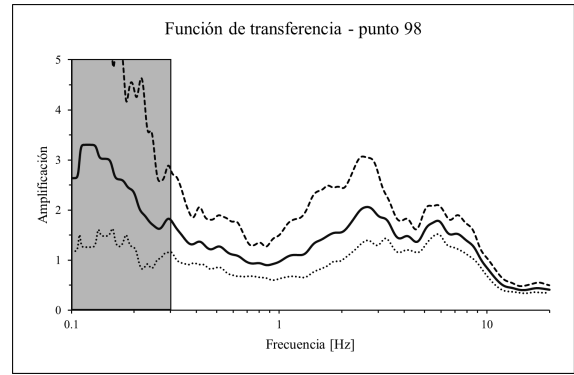
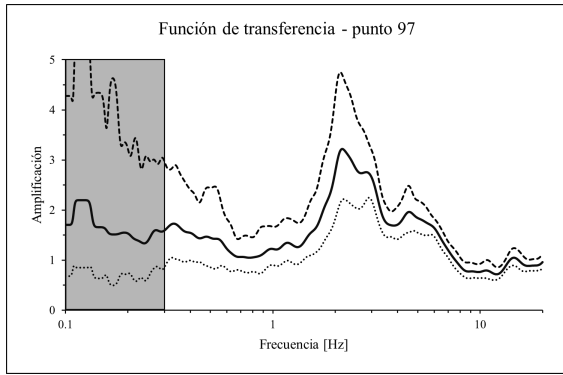


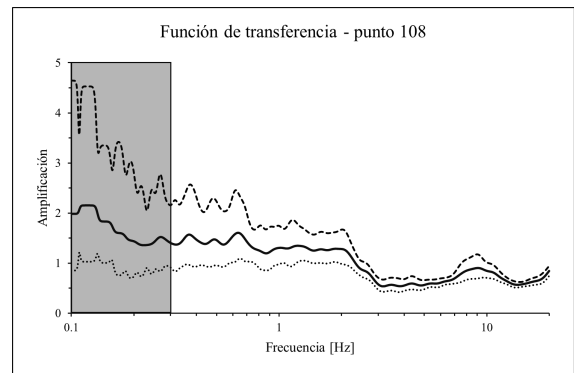
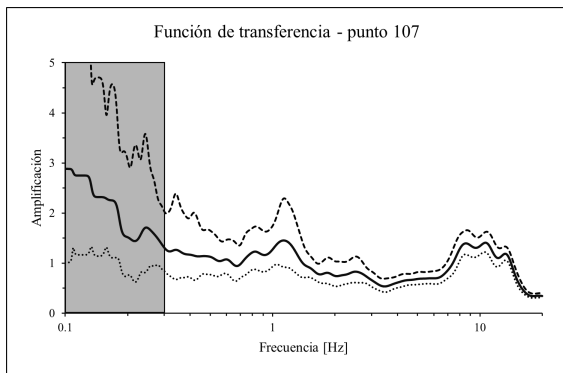
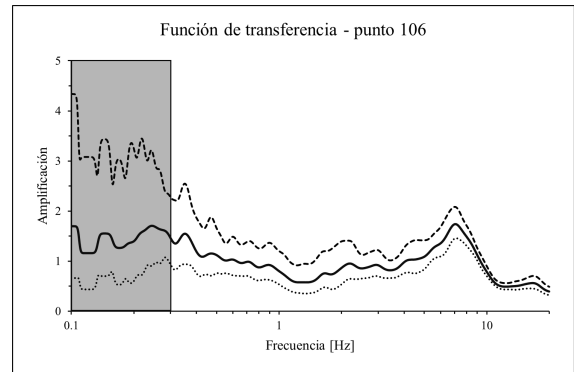
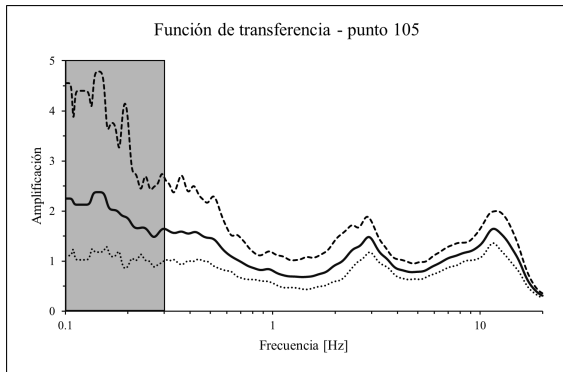
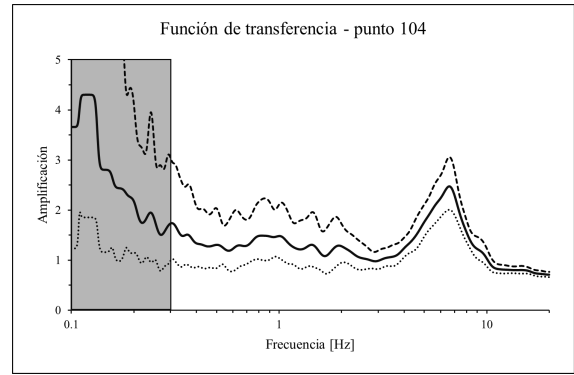
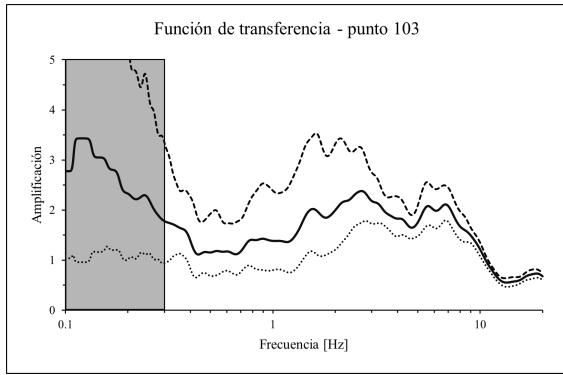


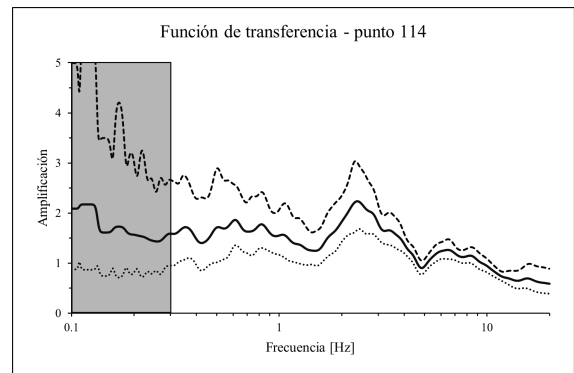
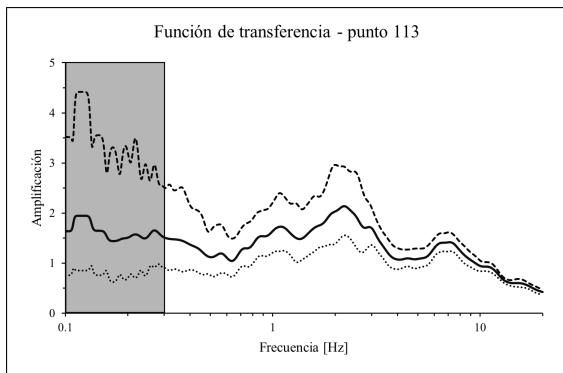
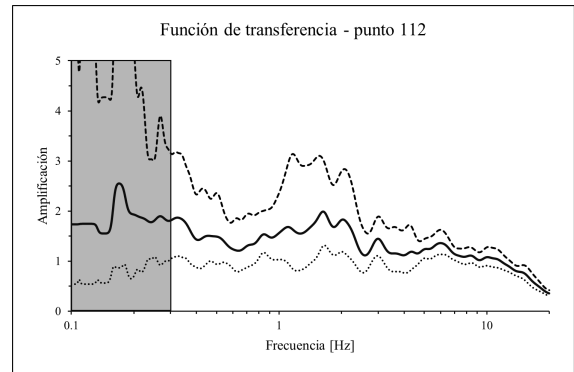
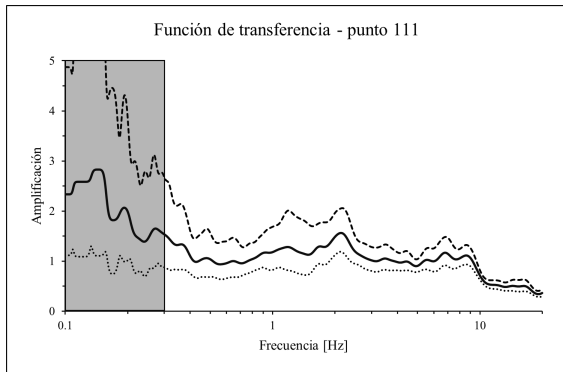
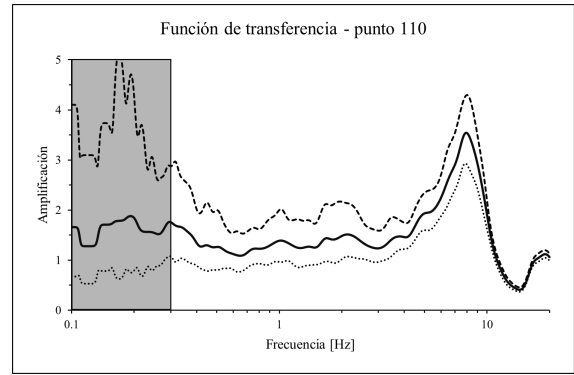
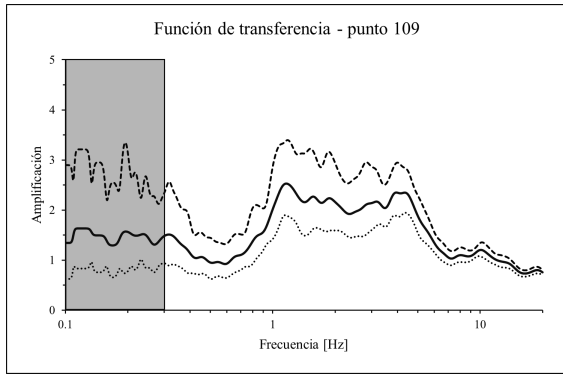


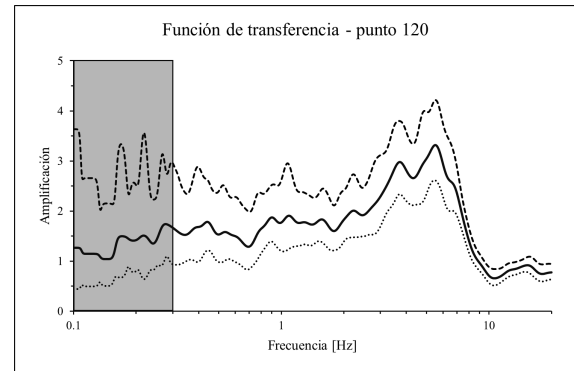
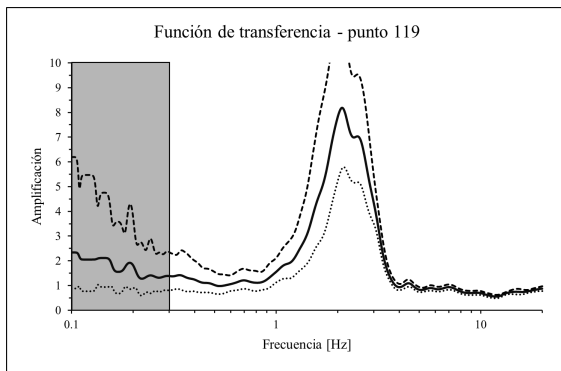
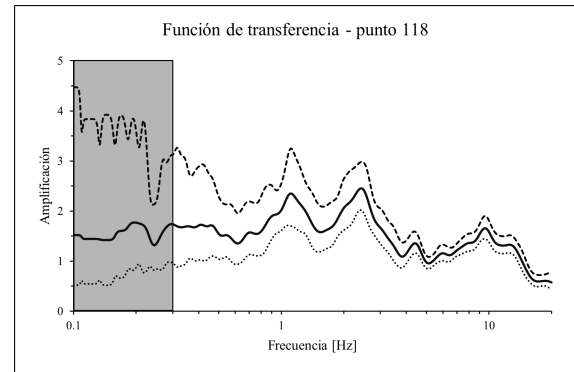
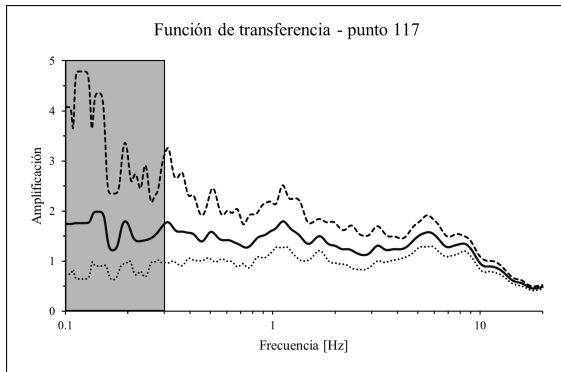
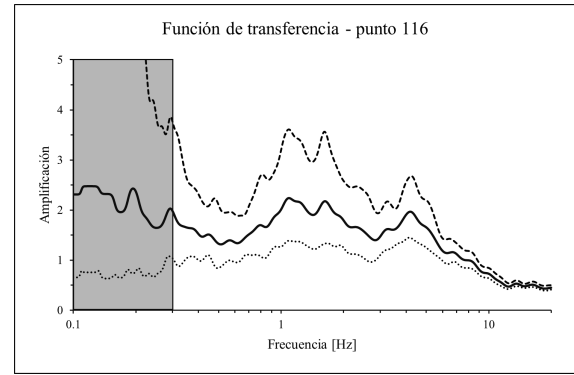
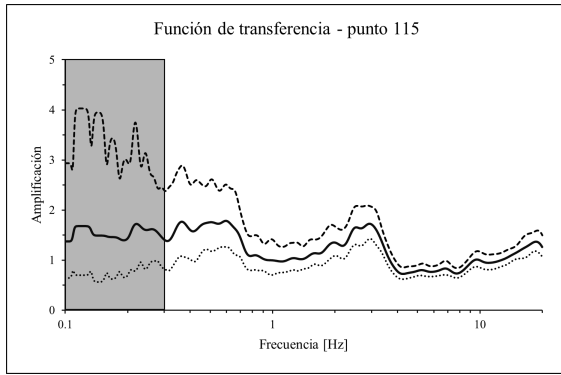


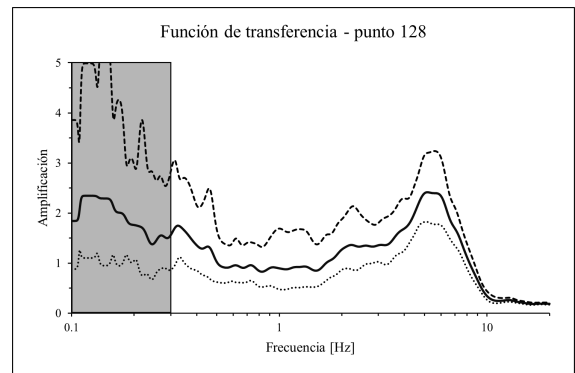
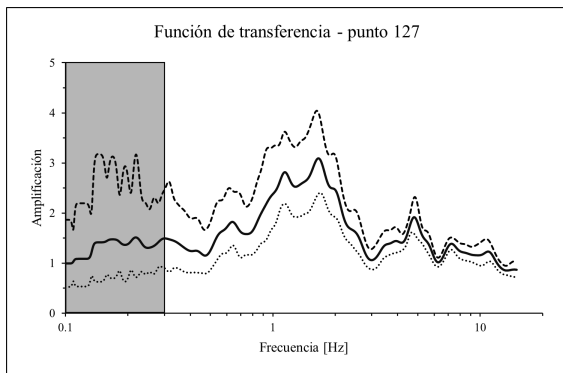
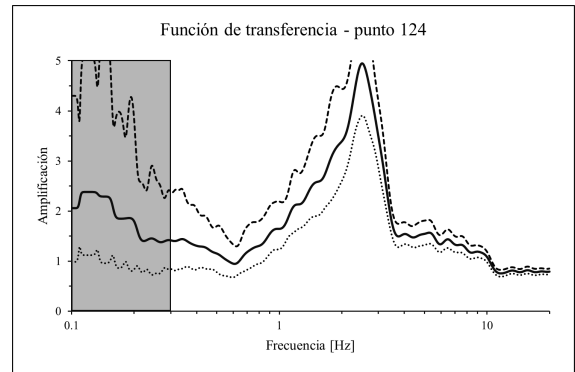
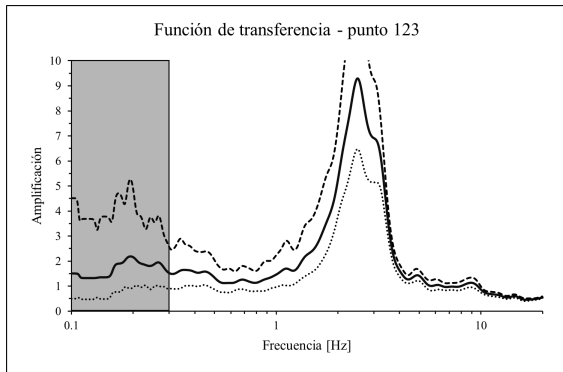
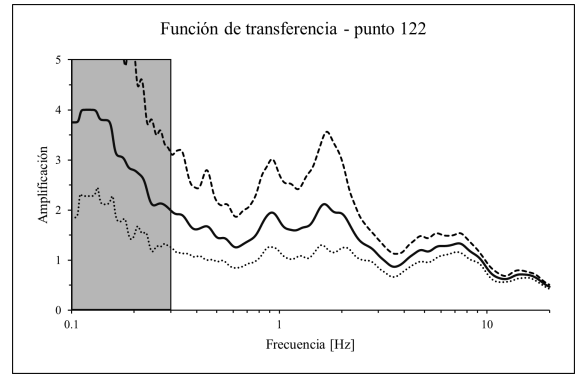
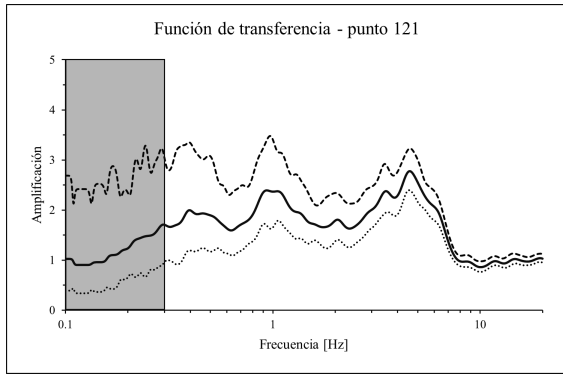


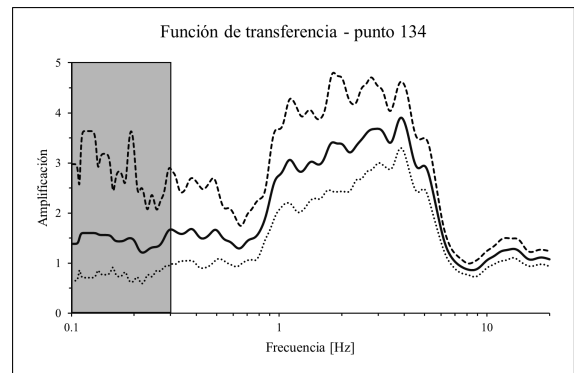
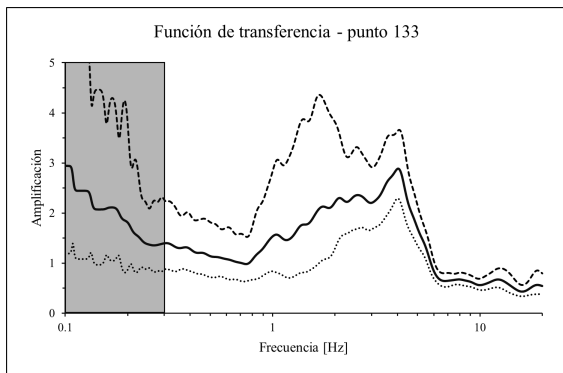
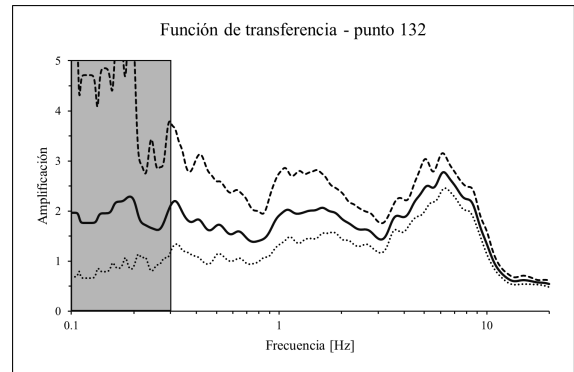
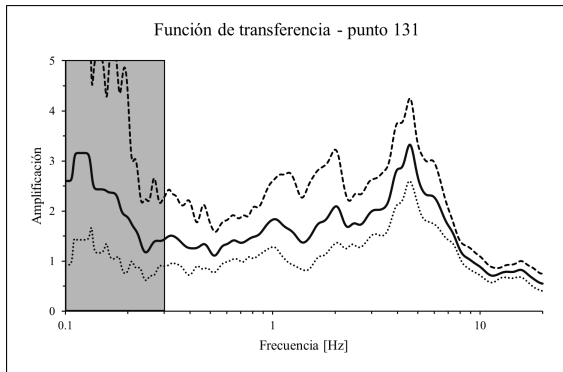
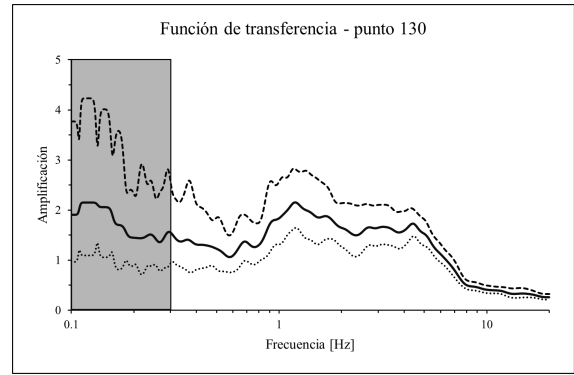
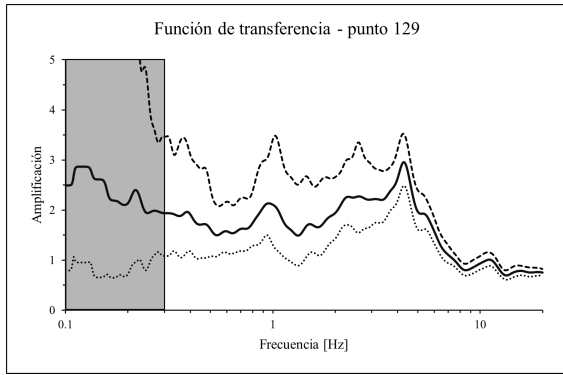


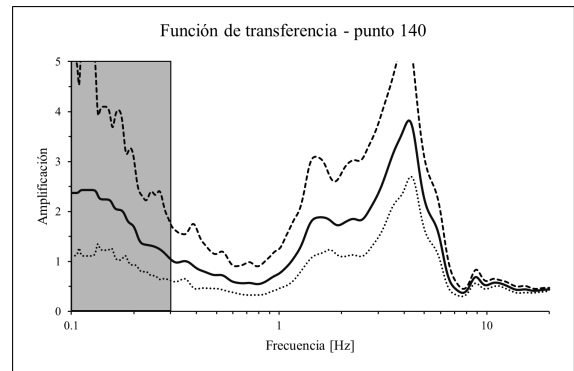
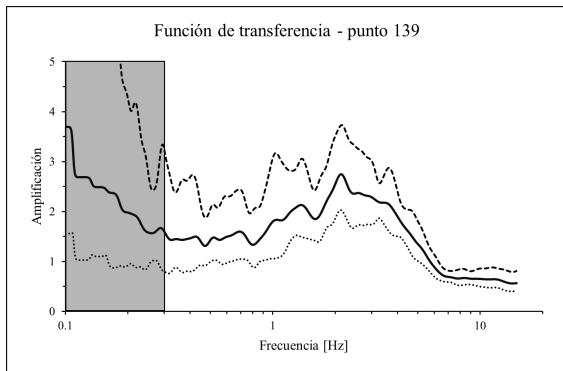
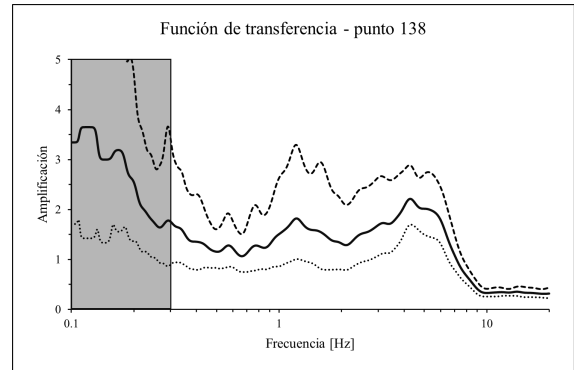
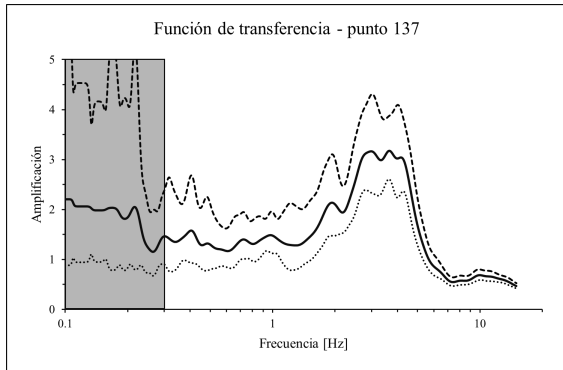
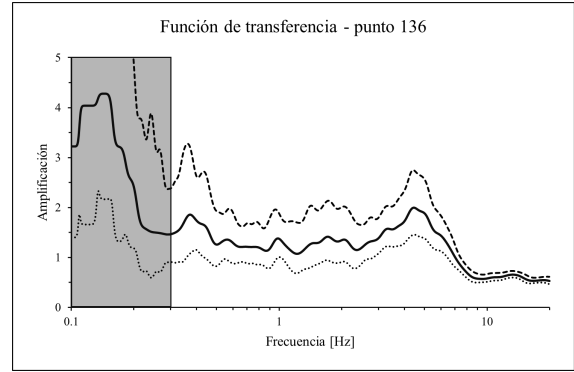
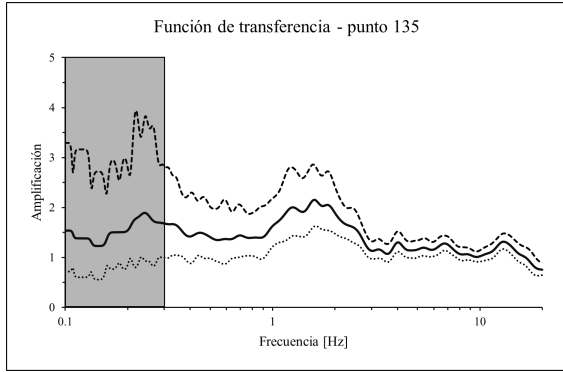


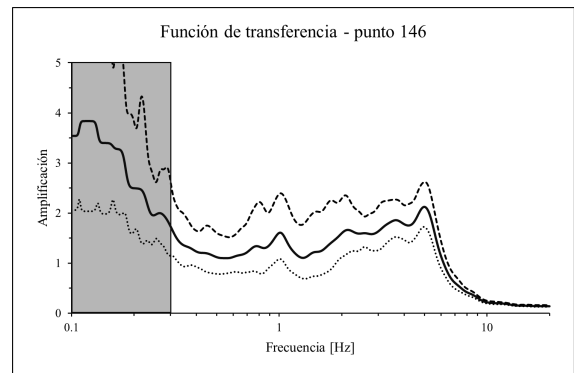
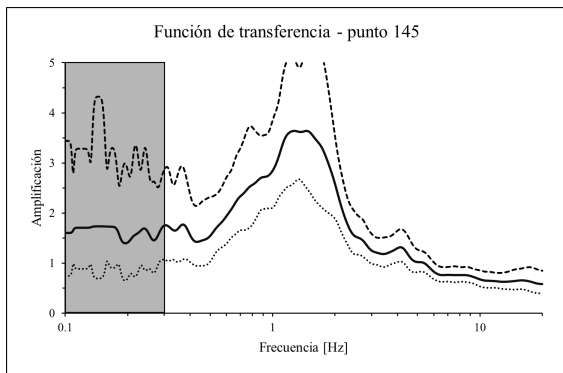
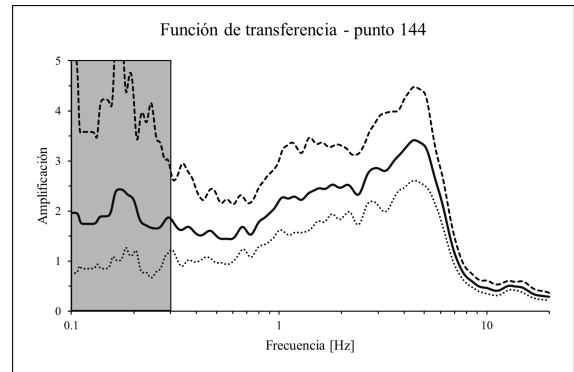
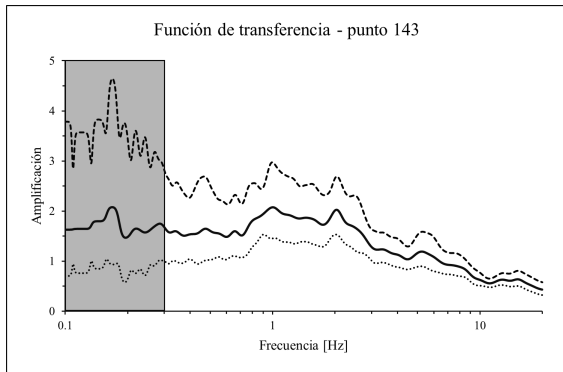
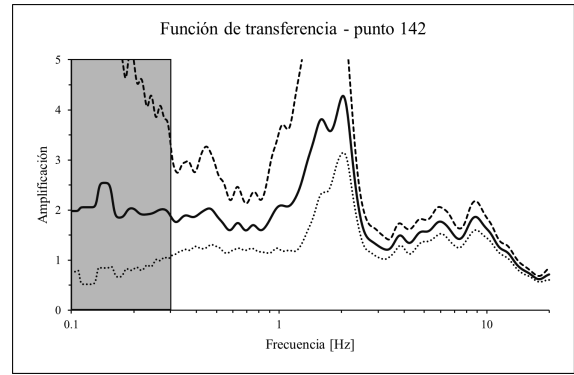
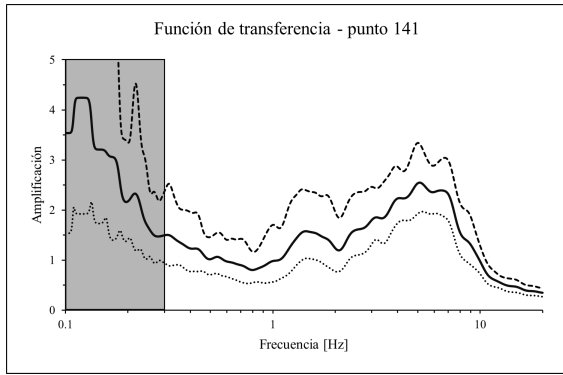


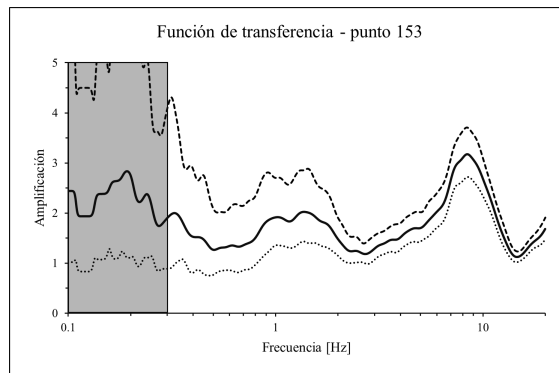
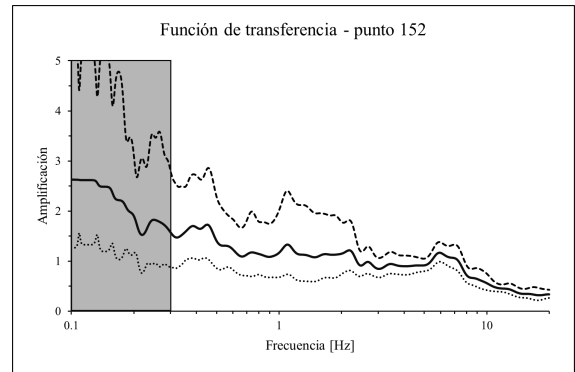
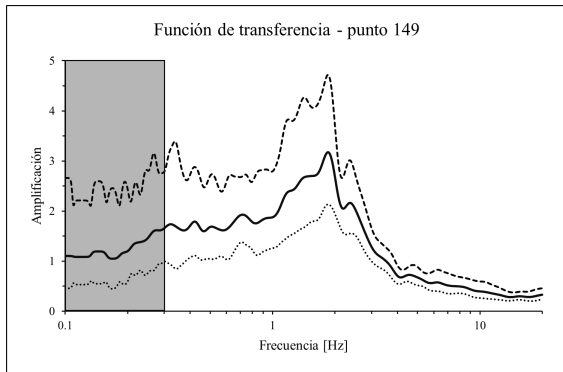
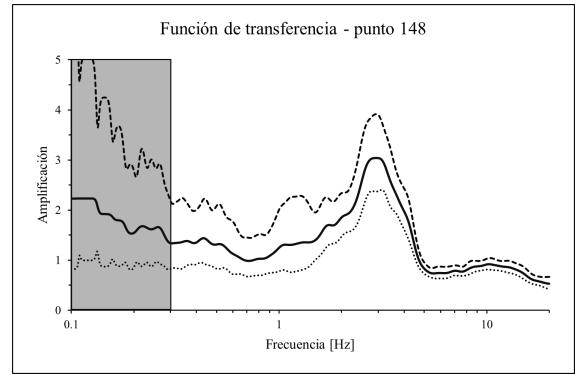
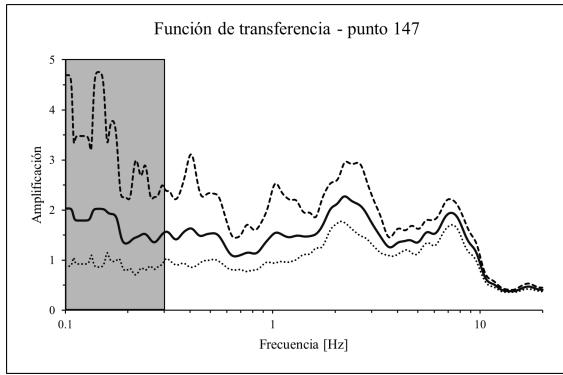




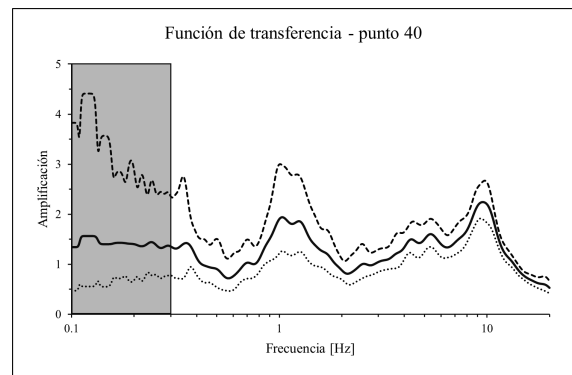
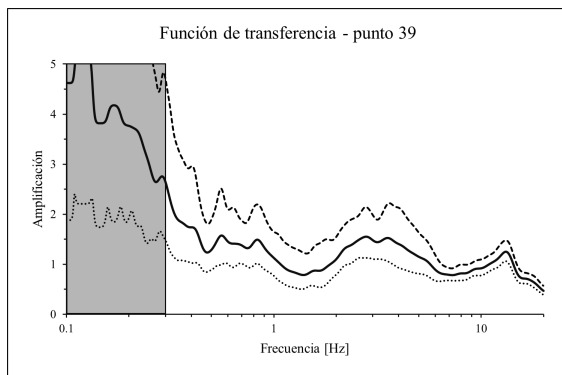
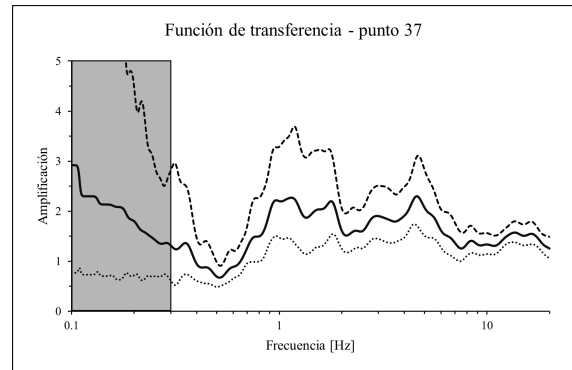
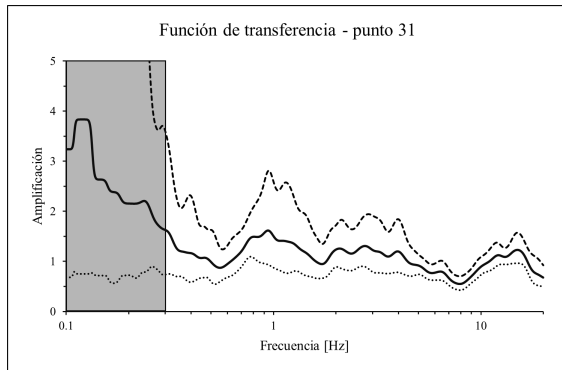


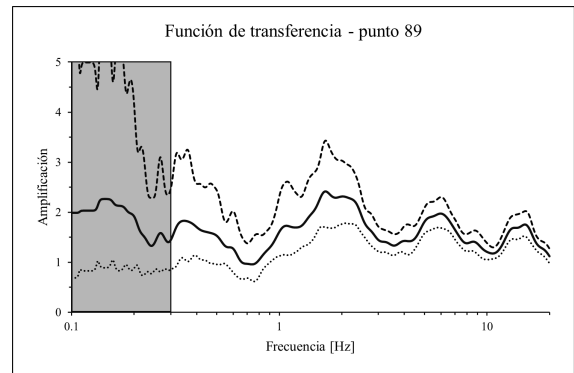
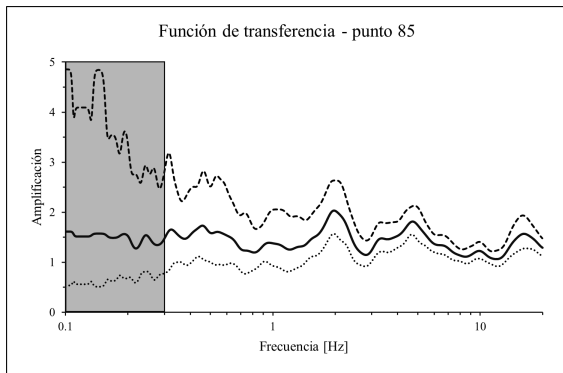
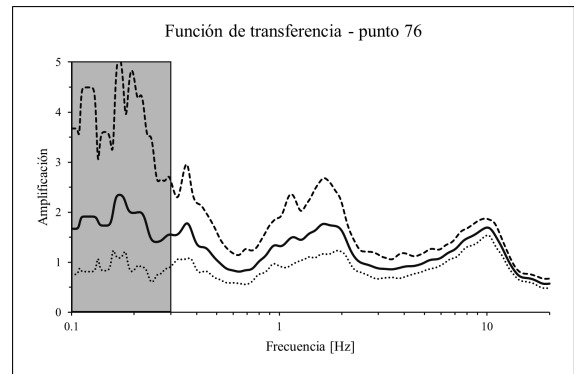
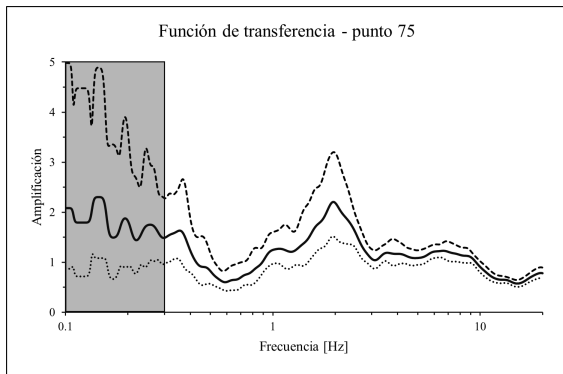
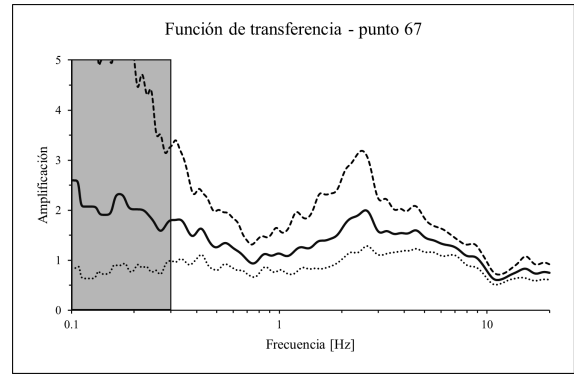
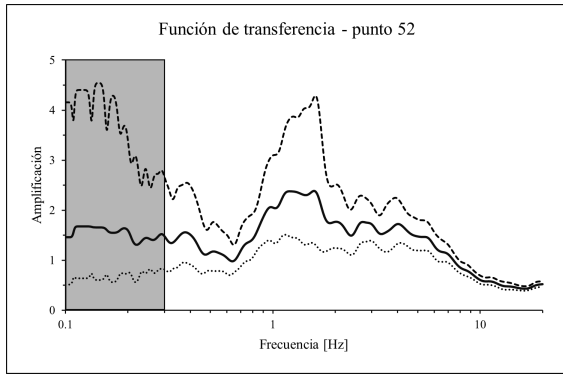


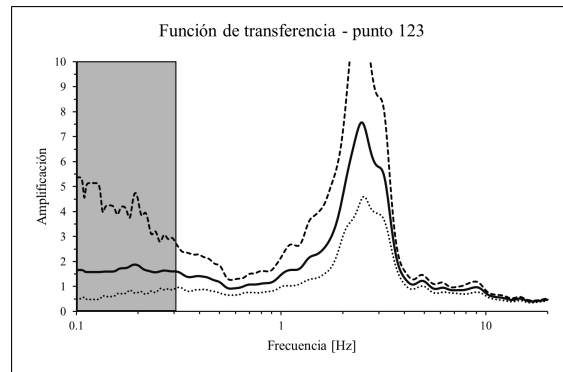
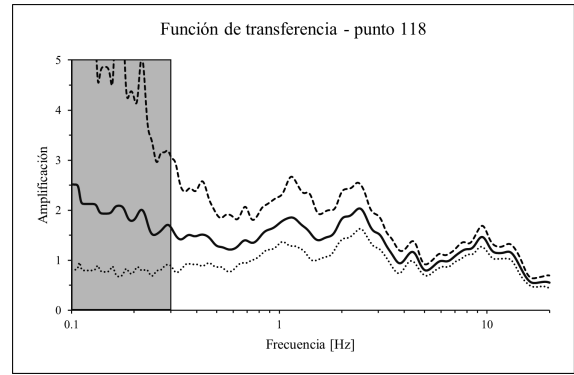
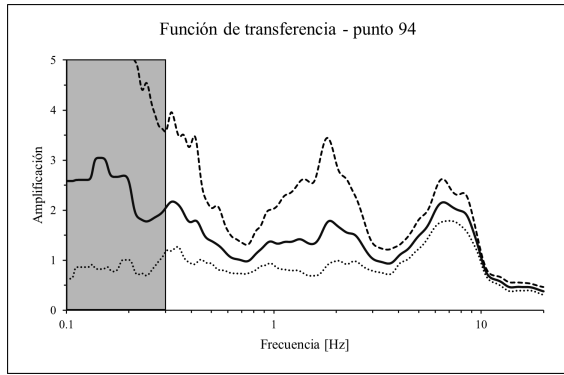




Apéndice C. Funciones de transferencia de registros con sismómetro GeoBox







Apéndice D. Especificaciones técnicas de sismómetro de banda ancha Güralp

| Especificaciones: | |
|---|---|
| Sensibilidad | 2000 V/ms ⁻¹ |
| Sensibilidad de salida nominal | 2.0x10 ⁻⁹ ms ⁻¹ /cuenta |
| Formato estándar de salida | 24-bit |
| Resolución sin ruido (NPR) a 20 mues- tras/segundo | -> 132 dB r.m.s. (> 22 bits) |
| Banda de frecuencias estándar | 0.033 Hz (30 s) - 50 Hz |
| Procesador de señales digitales | TMS3200 a 144 MHz |
| Tasa de salida | Seleccionable por el usuario |
| Tasa de baudios RS232 | Seleccionable por el usuario |
| Resonancia espuria más baja | 450 Hz |
| Rango de temperatura de operación | -10 a +75 °C |
| Material del recubrimiento a presión | Aluminio anodizado duro |
| Precisión del termómetro interno | ±0.33 °C (30 °C) ±0.33 °C (30 °C) |
| Linealidad del termómetro interno | ±0.5 °C |
| Resolución del termómetro interno | ±0.0625 °C |
| Placa base del sensor | Aluminio anodizado duro |
| Diámetro de la base | 154 mm |
| Altura del sensor | 242 mm (incluyendo el mango) |
| Peso del sensor | 3.0 kg |
| Requisitos de voltage | De 10 a 24 voltios CC, utilizando un convertidor CC/CC de 12 V |
| Corriente a 12 V CC con GPS RS232 | 0.033 Hz (30 s) - 100 Hz |

Apéndice E. Especificaciones técnicas de sismómetro de período corto GeoBox

Especificaciones:

| | |
|---------------------------------------|---|
| Fuente de alimentación: | 10-15Vdc, batería interna, consumo de energía menor a 1 W |
| Número de canales: | 3 con convertidor A/D de 24 bits (SD) |
| Sensores: | 4.5, 2, 1, 0.5, 0.2 y 0.1Hz |
| Rango dinámico: | 124dB (144dB, 24 bits de ENOB, entre 0.1 y 10Hz) |
| Sensibilidad: | con 4.5Hz: <1 nm/s por cuenta |
| Muestreo: | simultáneo en los tres canales (1 A/D por canal) |
| Frecuencias de muestreo: | de 10 a 1500 Hz |
| Reloj en tiempo real: | +/-10ppm (-20/+50°C) |
| Sincronización del reloj: | GPS basado en PPS (bajo solicitud) |
| Precisión del tiempo UTC: | +/- 10ppm entre -02+50°C (+/-40ms UTC) |
| Antena GPS: | conexión con cable de 10 m y conector BNC |
| Interfaz de datos: | RS232, cable USB incluido |
| Formato de datos: | .SAF, .DRM, .GSE |
| Velocidad en baudios: | 115200 y 230400 baudios |
| Interfaz de datos GPS: | RS232, NMEA; 4800 baudios, n,8,1 |
| Caja: | Bloque sólido de aluminio con grado de protección IP66 |
| Temperatura de operación: | -20/+60°C |
| Temperatura de almacenamiento: | |
| Dimensiones: | 155x140x110 mm |
| Peso: | 3.1 kg con sensores de 4.5Hz, 4.4 kg con sensores de 2Hz |
| Certificación: | CE |
