

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE FÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Castillo', is written over a blue oval shape.

“Evaluación Mediante Métodos Geofísicos de la Respuesta Sísmica
Local en el Campus Central de la Universidad de El Salvador”.

Asesor:

Dr. Luis Alfonso Castillo Ramos

Autor:

Br. Romeo Bilhan Asensio Cáceres

Carnet:

AC16009

Para optar al grado de:
Licenciado en Geofísica

Ciudad Universitaria, abril 2026

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR AUTORIDADES

M.Sc. Juan Rosa Quintanilla

Rector

Dra. Evelyn Beatriz Farfán Mata

Vicerrectora Académico

M.Sc. Roger Armando Arias Alvarado

Vicerrector Administrativo

Lic. Pedro Rosalío Escobar Castaneda

Secretario General

Lic. Carlos Amilcar Serrano Rivera

Fiscal General

Lcda. Ana Ruth Avelar Valladares

Defensora de los Derechos Universitarios

Ing. Agr. M.Sc. José Miguel Sermeño Chicas

Director Ejecutivo del Consejo de Investigaciones Científicas

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA AUTORIDADES

M.Sc. Ángela Gudelia Portillo de Pérez

Decana

Dr. José Nerys Funes Torres

Vicedecano

MSc. Jorge Alberto Velásquez Reales

Secretario

ESCUELA DE MATEMÁTICA

Dr. Rafael Gómez Escoto

Director

TRIBUNAL CALIFICADOR

Dr. Luis Alfonso Castillo Ramos

Docente asesor

Lic. Ludwin Ernesto Moran Torres

Jurado

Lic. Nelson Edeltrudys Gómez Cedillos

Jurado

Agradecimientos.

Agradezco en primer lugar a la Universidad de El Salvador y al pueblo salvadoreño por brindarme la posibilidad de estudiar y desarrollarme académicamente alrededor de mi pasión las ciencias de la tierra. Así mismo de forma más específica a la escuela de Física de la Facultad de Ciencias Naturales y Matemática y a sus docentes capaces y con pasión por las Ciencias de la Tierra que han sido una guía ante el reto que fue culminar mi licenciatura. Así mismo agradezco a la Facultad de Ciencias Agronómicas por permitirme usar el equipo para esta investigación, así como a las instituciones que realizaron investigaciones previas que brindaron antecedentes a esta investigación como MARN y OPAMSS.

Agradezco a mi asesor PhD. Luis Alfonso Castillo, por todo su constante apoyo y por su paciencia no solo con el desarrollo de este trabajo de grado, pero también en todos los ámbitos académicos gracias a él pude desarrollarme académicamente como nunca hubiese imaginado, más que un simple asesor es un mentor y aspiro algún día llegar a su mismo nivel académico o mayor. Agradezco también a los amigos y compañeros que han estado a mi lado en la elaboración de esta investigación como Cesar Linares y mi prima Rocío Stephany Cáceres que es como mi hermana, por escucharme hablar sobre mi tesis tantas veces y apoyarme y También a las que me acompañaron en múltiples ocasiones durante la toma de datos a Kathya Henríquez y Gladys Pérez que me ayudaron con el equipo en varias oportunidades. Y muchas gracias a todo el que me ha apoyado o motivado alguna vez, gracias por creer en mi sepan que sus palabras siempre estuvieron en mi corazón, y finalmente agradezco a Dios a quien le debo todo.

Dedicatoria.

Esta investigación la dedico en grata recordación a mi padre Romeo Augusto Asensio por ser quien inculco en mí el amor por la ciencia y el conocimiento y a mi madre Ferla Encarnación Caceres quien me enseñó la importancia del estudio, y que con mucho amor y paciencia me han guiado, enseñado, corregido y motivado. Les prometo continuar creciendo en mi carrera.

Índice de contenidos

1. ANTECEDENTES Y PLANTAMIENTO DEL PROBLEMA.....	9
1.1. Introducción	9
1.2. Preguntas de investigación.....	11
1.3. Justificación.....	11
1.4. Objetivos	13
1.4.1. Objetivo General	13
1.4.2. Objetivos Específicos.....	13
1.5. Planteamiento del problema.	14
1.6. Antecedentes.....	15
2. MARCO TEÓRICO.....	23
2.1. Marco Geológico de Zona de estudio.....	23
2.1.1. Delimitación Geográfica.....	23
2.1.2. Geología de la zona de estudio	24
2.2. Fundamentos de Sismología y Respuesta Sísmica del Suelo.....	30
2.2.1. Ondas sísmicas.....	31
2.2.2. Respuesta Sísmica local.....	39
2.2.3. Caracterización del Suelo en Estudios Sísmicos	44
2.2.4. Importancia de la Microzonificación Sísmica	45
2.3. Principios del método Nakamura H/V (HVSR).....	46
2.3.1. Teoría del método de Nakamura (HVSR).....	46
2.3.2. Función de Transferencia.....	48
2.3.3. Aplicación del método	51
2.3.4. Elección de las curvas H/V	52
2.3.5. Ecuación para el cálculo de las curvas H/V	57
2.4. Principio del método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW).....	57
2.4.1. Teoría del método MASW.....	57
2.4.2. Aplicación del Método MASW.....	63
3. METODOLOGÍA	67
3.1. Equipo empleado para campaña de adquisición H/V	67
3.2. Adquisición de datos usando método Nakamura (HVSR).....	71
3.3. Procesamiento HVSR.....	74
3.3.1. Metodología para el Procesamiento de Datos HVSR utilizando el software Geopsy...	74
3.3.2. Generación de gráfico promedio de curvas h/v y cálculo de espesores.....	78

3.3.3 Metodología para el Análisis e interpretación de gráficas <i>HVSR</i> .	81
3.4. Equipo empleado para campaña de adquisición MASW	91
3.5. Adquisición de datos MASW.	94
3.6. Procesamiento MASW.	95
3.6.1. Metodología para el Procesamiento <i>MASW</i> utilizando el software <i>Geopsy</i> .	95
3.6.2. Metodología para el Análisis e interpretación de gráficas <i>MASW</i> .	97
4. Análisis de resultados.	99
4.1. Resultados método HVSR.	99
4.1.1. Perfiles de espesores.	101
4.1.2. mapa de contorno de isoperiodos.	104
4.2. Resultados método MASW.	106
4.2.1. Resultados de dispersión F-K activo.	107
4.2.2. Resultados de modelo de inversión.	109
4.2.3. Otros Productos finales.	112
5. Conclusiones.	117
6. Recomendaciones.	122
7. Bibliografía.	124
8. Anexos.	128

Índice de Tablas.

Tabla 1. Especificaciones <i>DAQlink 3 System</i> obtenido de su manual.	69
Tabla 2. Especificaciones <i>DAQlink 4 System</i> obtenido de su manual.	92
Tabla 3. Resultados obtenidos en cada uno de los sitios donde freq. Es frecuencia en hertz, Per. Es el periodo en segundos, Amp. es la amplitud, un cociente adimensional y H el espesor en metros.	100

Índice de figuras.

Figura 2.1. Mapa de Ubicación de zona de estudio, Campus de la Universidad de El Salvador, San Salvador Centro, El Salvador	23
Figura 2.2. Mapa de formaciones geológicas	24
Figura 2.3. Mapa geomorfológico escala 1:50,000 del AMSS (fuente: https://geoportal.opamss.org.sv/portal/index.php/view/map/?repository=07&project=AnexosReglament).....	26
Figura 2.4. Mapa geotécnico de distribución de unidades geológicas reclasificadas por Ignacio García Flórez, 2016 según dureza del material (MARN. 2020).	27
Figura 2.5. Mapa integrado de Vs30 para El Salvador (Mixco Durán, L. E. 2020).	27
Figura 2.6 Columna Litológica de perforación de pozo, 13.718N -89.215O (SIHI, s.f).4	29
Figura 2.7. Columna Litológica de perforación de pozo, 13.706N -89.212O (SIHI, s.f).	29
Figura 2.8. Ondas de cuerpo (fuente: iespoetaclaudio.centros.educa.jcyl.es)	34
Figura 2.9. Ondas Superficiales (fuente: https://www.argentina.gob.ar/inpres/docentes-y-alumnos/terremotos)	36
Figura 2.10. Planteamiento del problema inverso. Imagen tomada y modificada de Foti, 2011	63
Figura 2.11. Arreglo para la medición de MASW (fuente: https://cheming.ec/aplicacion-de-la-sismica-de-ondas-superficiales-masw/).....	66
Figura 2.12. Fenómeno de la Dispersión en Medios Estratificados (fuente: https://cheming.ec/aplicacion-de-la-sismica-de-ondas-superficiales-masw/).....	66
Figura 3.1. (izquierda) DAQlink 3 System 24-bits sistema adquirente, (derecha) componentes básicos de un DAQlink System.....	69
Figura 3.2. Modelo simplificado de capa.	79
Figura 3.3. Curvas iniciales individuales de los 4 registros obtenidos en ues_010.	83
Figura 3.4. Curvas PSD de los 4 registros obtenidos en ues_010.	87
Figura 3.5. Gráficos H/V Rotate de los 4 registros obtenidos en ues_010.	89
Figura 3.6. Curva H/V promedio en valores de periodo (resultado final) en ues_010.	90
Figura 3.7. (izquierda) DAQlink 4 System 24-bit Acquisition System, (derecha) componentes básicos y aplicación del DAQlink 4 System.....	92
Figura 4.1. Perfiles realizados en función de los valores obtenidos para representar el valor de los espesores.....	102
Figura 4.2. (arriba) Corte 1, (abajo) Corte 2.....	103
Figura 4.3. Mapa de contornos de periodo fundamental del suelo obtenido mediante el método HVSR.105	
Figura 4.4. (izquierda) Gráfico de dispersión F-K activo, (Derecha) Ubicación perfil MASW.	107
Figura 4.5. Modelo de inversión (visualización de la primera capa)	109
Figura 4.6. Modelo de inversión (visualización de la segunda capa y la última capa semi-infinita)	109
Figura 4.7. Modelo de inversión (visualización de la segunda capa Vp y visualización general de Vs) ...	110
Figura 4.8. Modelo de Periodos Fundamentales del Suelo (T ₀).	112
Figura 4.9. Modelo de Amplificación.	113
Figura 4.10. Modelo 3D del Espesor Estimado (H).....	114
Figura 4.11. Mapa georeferenciado de periodos fundamentales (T ₀).....	115

1. ANTECEDENTES Y PLANTAMIENTO DEL PROBLEMA.

1.1. Introducción

El Salvador, ubicado en el Cinturón de Fuego del Pacífico, por su localización geomorfológica y tectónica, enfrenta un alto riesgo sísmico debido a su posición en la placa tectónica del Caribe y la subducción de la placa de Cocos, esto genera sismos frecuentes e intensos con potencial destructivo significativo, como se evidencia en eventos históricos como los terremotos de 2001 y 1986. En este contexto, el efecto de sitio representa un factor crítico que amplifica localmente el movimiento del suelo, modificando la intensidad sísmica según las propiedades geológicas y dinámicas del subsuelo.

Estudios anteriores han revelado que hay una amplificación significativa de las ondas sísmicas en distintos territorios del país, por lo que es relevante hacer un análisis particular para tener una mayor certeza del efecto destructivo que podrían tener los sismos y con esta información las autoridades o propietarios podrían generar normas particulares para la evacuación o tomar mejores decisiones a la hora de llevar a cabo proyectos de infraestructura.

La presente tesis aborda la caracterización de la respuesta sísmica local o efecto de sitio en el campus de la Universidad de El Salvador mediante técnicas geofísicas no invasivas: el método HVSR (Relación Espectral Horizontal-Vertical) que es útil para estimar periodos fundamentales y amplitudes, y es un indicador clave del efecto de sitio, valores altos de periodo indican una mayor amplificación sísmica de baja frecuencia, mientras que valores bajos corresponden a terrenos rígidos y más estables. el MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) para perfiles de velocidad de onda S (V_s), caracterizando la rigidez y estructura del subsuelo hasta profundidades significativas, de estos datos se deriva el V_{s30} (velocidad promedio hasta 30 m), parámetro esencial para clasificar sitios sísmicos según normas

internacionales, este estudio no propone llegar a ser tan ambicioso por limitaciones de equipo y tiempo, pero si tratar de corroborar para el área del campus con alguna certeza los valores obtenidos para el área en estudios previos que determinaron el Vs30 de forma más general para el AMSS. Finalmente, una interpolación espacial en *Surfer* y GIS para generar mapas de contorno que visualicen la variabilidad espacial siendo un mapa preliminar de microzonificación sísmica local.

Los resultados obtenidos en esta investigación acerca de este fenómeno sísmico, tendrán repercusiones directas en la planificación de futuras construcciones dentro del Campus Central de la Universidad de El Salvador y áreas urbanas circundantes a él, permitiendo identificar zonas de mayor amplificación sísmica para priorizar medidas de mitigación y diseño estructural resiliente, contribuirá a la microzonificación sísmica local, fortaleciendo la gestión de riesgos en un país de alta sismicidad como El Salvador, donde eventos históricos han demostrado la importancia del efecto de sitio en daños estructurales.

Además, proporcionará bases científicas para normativas actualizadas de construcción, optimización de recursos en proyectos de infraestructura y capacitación de profesionales, sentando precedentes para estudios similares en instituciones educativas y zonas vulnerables del país.

1.2. Preguntas de investigación.

1. ¿Cuál es la respuesta sísmica del suelo en el campus central de la Universidad de El Salvador y cómo varía en diferentes áreas del campus?
2. ¿Cuáles son las propiedades siguientes del subsuelo en el campus universitario: la velocidad de propagación de ondas sísmicas y los modos de vibración predominantes?
3. ¿Cómo se correlacionan las características geológicas y geomorfológicas del subsuelo con la respuesta sísmica observada en el campus?
4. ¿Cómo nos brindan información complementaria los resultados obtenidos mediante el Método Nakamura (HVSr) y el MASW en términos de la caracterización de los suelos y la evaluación del riesgo sísmico?

1.3. Justificación

La evaluación del riesgo sísmico es de vital importancia en El Salvador pues se encuentra geológica y tectónicamente en una zona de alta actividad sísmica, durante la historia esta actividad ha causado muchas pérdidas humanas y materiales y el aumento de las áreas urbanas y pobladas, ha provocado que la seguridad de las personas y las estructuras frente a eventos sísmicos se vuelva una preocupación constante. El campus de la Universidad de El Salvador, al ser un centro educativo, administrativo y de reunión para miles de personas, representa un área de alta importancia en términos de seguridad sísmica. Sin embargo, la comprensión detallada de la respuesta sísmica de los suelos en este campus específico aún no ha sido completamente explorada.

El uso del Método Nakamura H/V (HVSr) y el MASW ofrecen una importante herramienta para caracterizar la respuesta sísmica de los suelos. Estos métodos permiten analizar las propiedades dinámicas del subsuelo y la estructura geológica, lo que a su vez puede

proporcionar información crucial para identificar posibles factores de riesgo sísmico, como la amplificación del suelo y la presencia de estratos geológicos susceptibles a la licuefacción.

Este estudio, además de contribuir al entendimiento de la respuesta sísmica del suelo en el campus de la Universidad de El Salvador, permitirá que en futuros estudios se pueda identificar áreas con mayor vulnerabilidad sísmica y proponer medidas de mitigación y prevención adecuadas.

Los resultados obtenidos brindaran una importante base de datos para futuras investigaciones académicas o proyectos para la planificación urbana, la gestión de riesgo y la seguridad de la comunidad universitaria y de la población en general.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Determinar la respuesta sísmica de los suelos en el campus central de la Universidad de El Salvador mediante la integración de los métodos Nakamura H/V (HVSR) y MASW, identificando sus propiedades dinámicas y modos de vibración predominantes, con el fin de identificar las zonas de mayor amplificación y contribuir a la evaluación del riesgo sísmico.

1.4.2. Objetivos Específicos

1. Determinar los periodos fundamentales de vibración y las frecuencias predominantes del suelo en diversos puntos del campus utilizando la técnica de cocientes espectrales H/V.
2. Aplicar el método sísmico activo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) utilizando el módulo F-K Activo para la obtención de la curva de dispersión, y realizar el modelo de inversión que permita obtener el perfil de velocidad de la onda de corte (V_s).
3. Analizar los datos obtenidos de los estudios de Método Nakamura H/V (HVSR) y MASW para determinar espesores de la capa superficial al basamento rocoso.
4. Evaluar la posible influencia del factor geomorfológico en la respuesta sísmica del suelo del campus universitario, mediante análisis comparativos

1.5. Planteamiento del problema.

El campus de la Universidad de El Salvador constituye uno de los espacios de mayor afluencia poblacional del país, concentrando diariamente actividades académicas, administrativas y de investigación. Su ubicación en una región caracterizada por alta actividad sísmica lo expone de manera recurrente a sollicitaciones sísmicas, lo que convierte la seguridad estructural y la evaluación del comportamiento dinámico del suelo en aspectos críticos para la gestión del riesgo.

A pesar de esta condición, existe una brecha significativa en la información técnica disponible sobre las propiedades dinámicas del subsuelo dentro del campus. En particular, no se cuenta con una caracterización geofísica detallada que permita identificar variaciones espaciales en la respuesta sísmica del suelo ni estimar parámetros fundamentales como el periodo predominante y la velocidad de onda de corte. Esta limitación restringe la capacidad de evaluar adecuadamente la interacción suelo-estructura y dificulta la formulación de estrategias efectivas de mitigación del riesgo sísmico.

En este contexto, se plantea la necesidad de realizar un análisis integral de la respuesta sísmica del suelo mediante la aplicación de métodos geofísicos pasivos y activos, como el método H/V de Método Nakamura H/V y el análisis de ondas superficiales mediante MASW. La implementación de estas técnicas permitirá obtener una caracterización geofísica detallada del subsuelo, aportando información clave para la evaluación del comportamiento del sitio frente a sollicitaciones sísmicas. Asimismo, los resultados contribuirán al desarrollo de lineamientos técnicos orientados a la reducción del riesgo sísmico y a la planificación segura de infraestructura en un entorno académico de alta relevancia nacional.

1.6. Antecedentes.

El área metropolitana de San Salvador (AMSS) es conocida por su elevada actividad sísmica, lo que ha llevado a diversos estudios orientados a comprender mejor los riesgos asociados y las características geológicas que influyen en la amplificación del suelo y la distribución de los daños en eventos sísmicos, desde hace tiempo estos han destacado la necesidad de implementar técnicas de microzonificación sísmica que permitan identificar las zonas más vulnerables y mejorar la planificación urbana. En este sentido, investigaciones previas han demostrado la relevancia de caracterizar el comportamiento dinámico del suelo para mitigar los efectos destructivos de los terremotos en áreas específicas (Bommer et al., s.f.).

La caracterización del efecto de sitio es esencial para comprender el fenómeno sísmico en todo el territorio salvadoreño, y aunque diversos estudios han aplicado pruebas para analizar las propiedades de los suelos nacionales, la mayoría se ha enfocado de forma general en el Área Metropolitana de San Salvador, pero aún se encuentra en una etapa inicial de desarrollo y las normativas salvadoreñas relacionadas al ámbito constructivo se ven en la necesidad de una actualización para disponer procedimientos y datos más exactos para garantizar estructuras más seguras y con desempeños óptimos frente a terremotos. (Burgos et al., 2007; NORSAR & OPAMSS, 2008; MARN, 2011; Salazar et al., 2007).

Esta prioridad responde a su alta densidad poblacional, diversidad de construcciones y rol como centro económico del país, no obstante se han concentrado en las regiones alrededor de estaciones acelerográficas fijas o de algún interés geológico o por algún proyecto de infraestructura específico, por lo que resulta imprescindible extender la caracterización sísmica de forma más local y detallada en todo San Salvador así como en otras regiones del país, particularmente en aquellas ciudades con crecimiento demográfico acelerado y significativo

peligro sísmico (Ingvarsson y Johansson, 1996; Atakan et al., 2004; Aguilar, 1990; Linares, 1985; Martínez, 1979; Shmidt-Thomé, 1975).

Por ello, emerge la necesidad de impulsar un nuevo proyecto dedicado a esta evaluación integral y este proyecto espera ser el primero individual y local que impulse a que se hagan muchos más estudios tanto locales y regionales que impulsen a una mayor caracterización sísmica.

La aplicación de métodos geofísicos, como el HVSR y el análisis de ondas superficiales en arreglos multicanales (MASW), ha permitido en estudios previos obtener parámetros clave del comportamiento sísmico del suelo, como la velocidad de las ondas P y S, la clasificación del perfil sísmico, parámetros que son esenciales para determinar los factores de amplificación y los periodos predominantes del terreno, información que resulta crucial para el diseño sismorresistente (López Ávalos et al., 2008). La combinación de estos métodos ha demostrado ser eficaz en la caracterización de suelos, sobre todo en zonas urbanas densamente pobladas, donde la seguridad estructural de las edificaciones está estrechamente vinculada a la respuesta sísmica del terreno.

Estudios previos con apoyo del Ministerio del Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) y el Ministerio de Obras Públicas (MOP) que previamente han advertido de esta necesidad y presentado estudios de microtrepidaciones y perfiles de velocidad V_s de corte usando un arreglo circular sin centro en diversas áreas urbanas en todo el país incluyendo el AMSS pero debido a su propósito universitario limitado y con pocos recursos no han podido ser lo suficiente amplios y señalan hacer estudios en todas las regiones cercanas a las estaciones acelerográficas del país así como a su limitado tiempo y financiación algunos estudios

presentaron datos con mucho ruido y que no pudieron ser tomados de nuevo, haciendo más acuciante la toma de más datos y la realización de más estudios (Luis Fernando Lemus et al., 2019; Alejandra González et al., 2020).

Otro antecedente principalmente relevante es la tesis doctoral, Castillo (2019) en la cual se evaluó la respuesta sísmica local en el Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) mediante modelaciones numéricas unidimensionales (1D) y bidimensionales (2D). El estudio se centró en cuatro sitios de interés y utilizó datos geológicos y geofísicos disponibles para construir modelos del subsuelo. Los resultados evidenciaron que la amplificación sísmica está fuertemente controlada por el espesor y las propiedades mecánicas de los depósitos piroclásticos de la Tierra Blanca Joven (TBJ) y Tierra Blanca 2 (TB2). Se observó que espesores mayores a 15 m desplazan la amplificación hacia períodos largos (frecuencias bajas), lo que afecta edificaciones altas (4-5 pisos), mientras que espesores menores a 15 m generan amplificación en períodos cortos (0.1-0.2 s), impactando principalmente estructuras bajas (1-2 pisos). Asimismo, depósitos más profundos como tobas y escorias también contribuyen a la amplificación, aunque en períodos intermedios.

Este trabajo constituye un antecedente importante para la microzonificación sísmica en San Salvador, ya que resalta la influencia de la variabilidad estratigráfica en la respuesta dinámica del terreno y en el riesgo de resonancia con edificaciones.

Además, la experiencia de El Salvador con terremotos devastadores subraya la importancia de estudios de microzonificación sísmica para identificar áreas con efectos de sitio, es decir, aquellas donde las condiciones locales del suelo pueden amplificar las ondas sísmicas, incrementando el daño potencial, esto ha llevado a la formulación de propuestas para ampliar

y actualizar estos estudios, a fin de mejorar las estrategias de mitigación en el país (Salazar, 2006).

Aunque es posible encontrar investigaciones sobre efectos de sitio en el Área Metropolitana de San Salvador, los resultados muestran notables discrepancias, y solamente unos pocos logran generar productos finales verdaderamente aplicables a estudios de amenaza sísmica. Aun así, estos antecedentes proporcionan un marco esencial para desarrollar un estudio detallado de la respuesta sísmica en el campus, que brinde datos necesarios para a futuro poder implementar mejores medidas de seguridad y mejorar la resistencia estructural ante futuros eventos sísmicos, este estudio pretende contribuir a generar aún más información útil al respecto.

La evaluación de la respuesta sísmica local en el campus no solo responde a la necesidad de entender las características dinámicas del terreno, sino que se enmarca en un contexto más amplio de estudios previos que han subrayado la importancia de la microzonificación y la caracterización sísmica en zonas propensas a terremotos

Los estudios sobre la respuesta sísmica del suelo han utilizado diversas técnicas geofísicas para comprender mejor las condiciones locales y su impacto en la seguridad estructural. La técnica del cociente espectral horizontal/vertical HVSR (H/V), desarrollada por Nakamura, ha sido ampliamente aplicada en investigaciones para identificar los periodos fundamentales de vibración del suelo, destacándose por su simplicidad y efectividad, incluso en áreas de baja actividad sísmica. Galdamez Fonseca y Kattan Jokisch, en su estudio del Área Metropolitana de San Salvador (AMSS), emplearon tanto el método de Nakamura como el de Borchardt para analizar las capas superficiales del suelo, validando la aplicabilidad de estas metodologías en la región (*Galdamez Fonseca & Kattan Jokisch, 2007*).

Asimismo, Ulloa, en su análisis de la zona de las estaciones IMAD, demostró cómo el método H/V es eficaz para identificar las frecuencias de amplificación del suelo a partir de ruido sísmico, su trabajo subrayó la utilidad de este enfoque para caracterizar el comportamiento del suelo sin necesidad de esperar eventos sísmicos significativos, destacando además la importancia de correlacionar estos resultados con la geología local (Ulloa, 2018); esta correlación también es relevante en el estudio de Montilla en la zona de Pan de Azúcar, Ejido, Mérida, donde se empleó la técnica H/V para determinar zonas de transición geomorfológica con riesgos elevados, recomendando la adopción de medidas sismorresistentes para mitigar los efectos de la resonancia vibratoria en construcciones informales (*Montilla, 2013*).

El método Nakamura así como otros métodos relacionados como el método MASW, han sido clave para evaluar perfiles sísmicos del suelo y proporcionar parámetros fundamentales para la planificación sismorresistente. En el estudio de Medina Ochoa en la Residencial El Mirador, Perú, se da un buen ejemplo del uso de estas técnicas, así también se comparó la relación de distintos métodos Sísmicos con MASW, proporcionando información detallada sobre el comportamiento sísmico (*Medina Ochoa, 2022*).

En el ámbito de la microzonificación sísmica, la investigación de Castillo Rivas y Urrutia Manzano en el Centro Histórico de San Salvador utilizó el método H/V para mapear las zonas de mayor riesgo en función de sus periodos de vibración, este trabajo permitió correlacionar los daños observados en el terremoto de 1986 con las características geológicas locales, confirmando la utilidad del método para mejorar la planificación urbana y la mitigación del riesgo sísmico (*Castillo Rivas & Urrutia Manzano, 2017*).

Estos estudios proporcionan una base sólida para la aplicación de métodos geofísicos en la evaluación de la respuesta sísmica local, como la que este estudio llevará a cabo en el Campus Central de la Universidad de El Salvador, donde es esencial contar con un análisis detallado de las condiciones del suelo para garantizar la seguridad estructural en caso de un sismo.

En otro estudio realizado en el AMSS, un estudio se apoyó en datos previos de la red acelerométrica SNET y en datos recientes de microtemores (HVSR) para caracterizar dinámicamente los suelos y estimar factores de amplificación sísmica. Se empleó el método Nakamura y análisis 1D de RSL, correlacionando los resultados con registros acelerométricos en superficie y en profundidad, así se identificó que las condiciones locales de los depósitos volcánicos generan efectos de sitio relevantes, con variaciones de frecuencias fundamentales que dependen del espesor y de la naturaleza de las capas superficiales. Asimismo, se subrayó la importancia de actualizar la normativa salvadoreña, ya que la Norma Técnica para el Diseño pro-Sismo (NTDS-94) carece de criterios modernos para clasificar los suelos mediante velocidades sísmicas.

El trabajo evidenció la utilidad del HVSR para definir frecuencias fundamentales y zonas de amplificación dentro del AMSS, proponiendo su aplicación en futuros estudios de microzonificación sísmica y en la planificación urbana orientada a la mitigación del riesgo sísmico. *(Peca, D. (2020). Valutazione preliminare della risposta sismica locale in aree significative della città di San Salvador (El Salvador). Università degli Studi di Palermo / Università G. d'Annunzio di Chieti-Pescara).*

En otro trabajo realizado en distintas zonas del país centrado en caracterizar la respuesta sísmica de los suelos en catorce estaciones acelerográficas de El Salvador, utilizando el método

de Cocientes Espectrales (HVSR) y el Centerless Circular Array (CCA) sobre registros de microtemores, sus resultados permitieron determinar los períodos fundamentales de vibración y los perfiles de velocidad de corte en varios puntos, identificando la representatividad de los sitios estudiados. Además, se evidenció la importancia de complementar los registros de microtemores con otros métodos y de optimizar las condiciones de medición para mejorar la confiabilidad de los resultados. Este trabajo constituye un referente para la caracterización de la respuesta sísmica local, la microzonificación sísmica y la actualización de normativas en El Salvador. *(González Renderos, A. N., Navarro Palma, S., & Vides Escobar, D. E. (s.f.). Caracterización de la respuesta sísmica del suelo en catorce estaciones acelerográficas de El Salvador mediante la estimación de períodos de vibración y perfiles de velocidad de corte a partir de mediciones de microtemores)*

Otro estudio complementario del anterior de Lemus Aguilar, Niño Portillo y Zaldaña Morales también caracterizó la respuesta sísmica de los suelos en distintas ciudades de El Salvador, incluyendo Santa Ana, San Salvador y San Miguel, mediante registros de microtemores. Se emplearon los métodos de Cocientes Espectrales (H/V) y arreglos circulares sin centro (*Centerless Circular Array*, CCA) para determinar los períodos fundamentales de vibración y los perfiles de velocidad de corte del suelo en algunos puntos en distintas partes generales del país, los resultados evidenciaron que el registro de microtemores es una herramienta confiable, rápida y de bajo costo para la estimación de efectos de sitio, validada por comparación con ensayos directos como Downhole. Además, se propuso una microzonificación sísmica local, contribuyendo a la actualización de normativas y a la planificación de estudios de riesgo sísmico en El Salvador.

(Lemus Aguilar, L. F., Niño Portillo, O. O., & Zaldaña Morales, M. A. (s.f.). Determinación del período de vibración y perfil de velocidad de corte del suelo mediante el registro de

microtrepidaciones en El Salvador y propuesta de microzonificación sísmica en las ciudades de Santa Ana, San Salvador y San Miguel).

En un trabajo muy importante realizado por el Ministerio de medio ambiente y recursos naturales (MARN), Mixco Durán (2020) presenta la elaboración de un mapa nacional de velocidades promedio a 30 metros de profundidad (V_{s30}), herramienta fundamental para estimar la amplificación sísmica del suelo y clasificar los tipos de suelo conforme a la normativa de la National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP 2020). La investigación recopiló información de ensayos directos (Downhole), perfiles geológicos, bases de datos institucionales y estudios de microtrepidaciones, sumando un total de 519 puntos de análisis, principalmente en el Área Metropolitana de San Salvador pero debido a la aún limitada cantidad de información en otros lugares del país, se optó por agregar algunos valores de V_{s30} calculados a partir de las pendientes del terreno, correspondiente al producto del USGS; mediante técnicas de *machine learning* (Random Forest y redes neuronales) se generaron mapas espaciales de V_{s30} , que luego se integraron en un modelo robusto de zonificación. Y a pesar de las limitaciones este documento es de lo más exhaustivo que se cuenta respecto a la caracterización sísmica. Este aporte constituye un insumo clave para la microzonificación sísmica, la actualización de códigos de diseño y la reducción de la vulnerabilidad sísmica en El Salvador. (Mixco Durán, L. E. (2020). *Generación de mapa de velocidades promedio a 30 metros de profundidad (V_{s30}) de El Salvador. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN).*)

Finalmente, todo esto se basa en los estudios realizados en el siglo 20 por Nakamura, así como otros investigadores japoneses sobre el efecto de sitio y su estudio a través del análisis de los microtemores o microtrepidaciones y el desarrollo del método Nakamura (HVSR) sin los

cuales toda esta valiosa información nunca habría existido (Nakamura, Y, 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface; Akamatsu, K, 1961. On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s. Bull. Earthquake Res. Inst; Aki, K, 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors).

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Marco Geológico de Zona de estudio

2.1.1. Delimitación Geográfica.

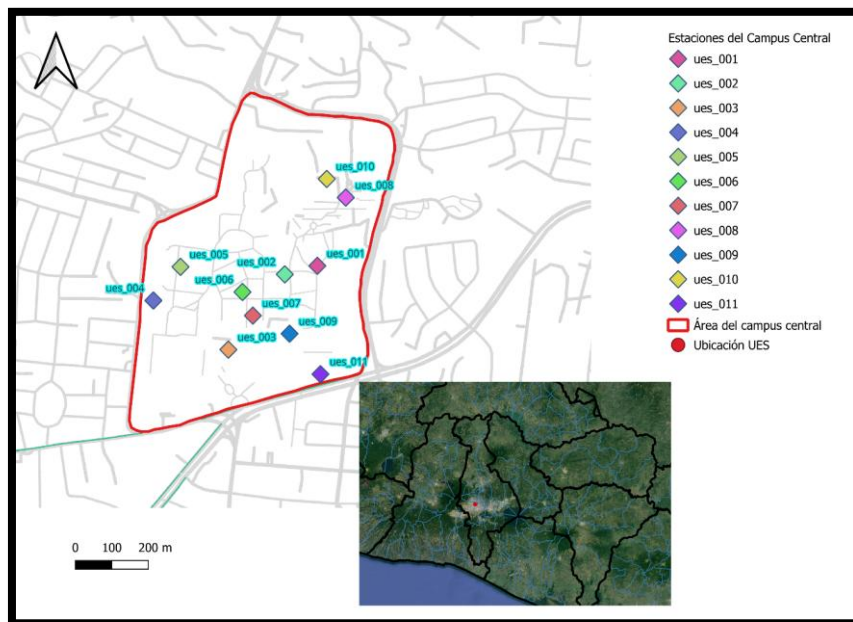


Figura 2.1. Mapa de Ubicación de zona de estudio, Campus de la Universidad de El Salvador, San Salvador Centro, El Salvador

La ubicación (ver figura 2.1) es el área del campus central de la universidad de El Salvador en San Salvador Centro, se tomaron datos para el método Nakamura HVSR de 11 puntos alrededor de sitios estratégicos en el campus universitario también se realizó una campaña de MASW (ver anexo 10) en el área cercana a la estación meteorológica.

2.1.2. Geología de la zona de estudio

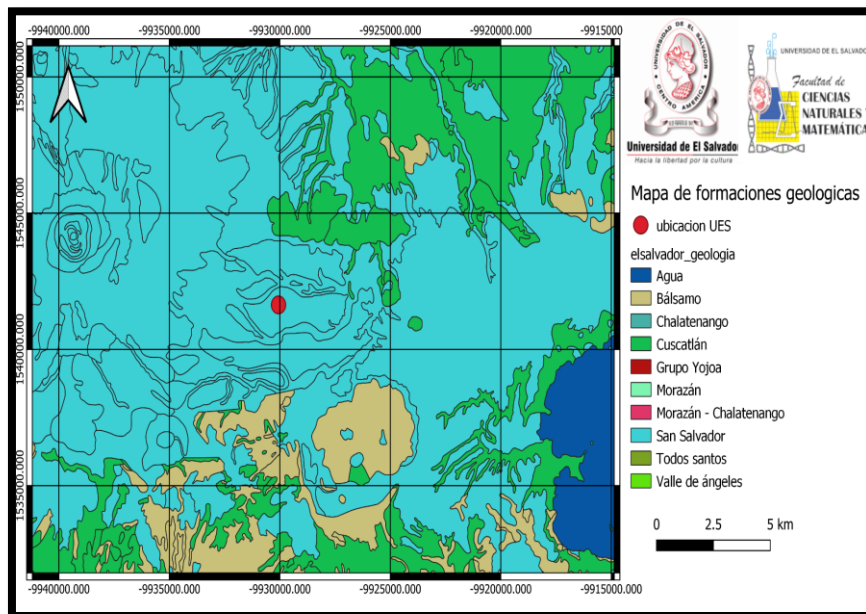


Figura 2.2. Mapa de formaciones geológicas

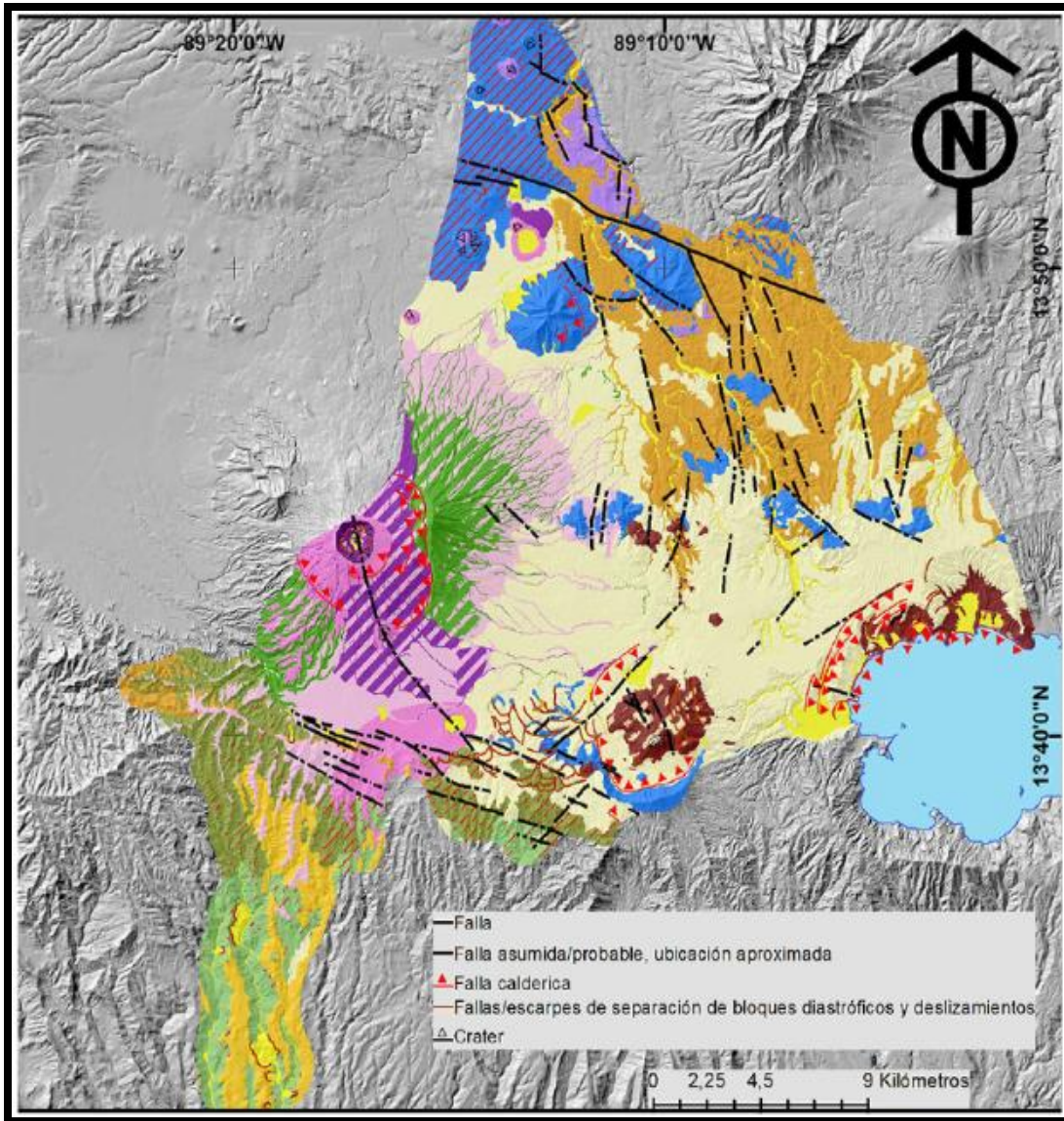
Lo más importante a resaltar y detallar de nuestra ubicación en el mapa geológico (ver figura 2.2 y 2.3) es: la Formación Bálsamo: ubicada al sur del Graben Central en la cordillera del Bálsamo, consiste en productos volcánicos andesíticos, como flujos de lava, brechas volcánicas, conglomerados y tobas. Las rocas son andesitas porfídicas y basálticas, con un contenido de SiO_2 entre 50 y 57%. Se identificaron tres estratovolcanes: Jayaque, Panchimalco y Antiguo Ilopango, la formación está cubierta por ignimbritas de Cuscatlán y tefras de San Salvador, y los valles erosionados sugieren un levantamiento reciente asociado a la subsidencia del Graben Central.

La Formación Cuscatlán (Plioceno-Pleistoceno): Se caracteriza por productos de vulcanismo ácido asociados a calderas y domos, destacando ignimbritas andesíticas y riolíticas, tobas y sedimentos volcánicos que se depositan sobre la Formación Bálsamo y bajo la Formación San Salvador, que gradúan hacia rocas epiclásticas y rocas silíceas extrusivas de composición intermedia; y rocas efusivas andesíticas y basálticas contemporáneas, hasta su límite superior definido por el contacto con la Formación San Salvador.

En la cordillera del Bálsamo, se encuentran ignimbritas vinculadas a la caldera de Jayaque (hasta 120 m de espesor) y a la caldera de Ilopango, el límite superior de Cuscatlán lo marcan las tefras dacíticas/riolíticas de la caldera de Coatepeque y tobas de Ilopango, además, la formación incluye domos extrusivos dacíticos relativamente jóvenes

La Formación San Salvador: se asocia con la actividad volcánica del Pleistoceno Superior y Holoceno, vinculada al Graben Central. Sus productos más recientes incluyen las escorias y tobas del Plan de Laguna (820 a. C.) y la tefra Tierra Blanca Joven (500-545 d. C.), además de conos de escoria como las tefras de la secuencia Tierra Blanca, que incluyen productos de Ilopango, Boquerón y los maares, se erosionan fácilmente, formando cañones profundos y relieves tipo "*Badland*".

También se tomó en cuenta el mapa geomorfológico de OPAMSS (ver figura 4) de este destacar que las litologías presentes dentro del territorio están compuestas por materiales de origen volcánico (Oligoceno - Holoceno) y depósitos aluviales, depósitos de la formación el Bálsamo (Plioceno) andesítico y lavas basálticas, tobas y piroclastos volcánicos; Unidades piroclásticas más antiguas de la caldera de Ilopango, tobas, ignimbritas, sedimentos volcánicos; y de san salvador Tefra (piedra pómez, ceniza volcánica) / ignimbritas de la caldera de Ilopango y del volcán San Salvador.



- | | |
|---|--|
| Depósitos fluviales/aluviales/poligenéticos | Conos de escoria y tobas freatomagmáticas basálticas |
| Cono y tobas freatomagmáticas basálticas | Flujos de lava basáltica y complejos/campos de flujos |
| Flujos de lava basáltica/andesítica | Tobas antiguas de calderas de Ilopango y Coatepeque |
| Flujos de lava basáltica/andesítica cubiertos por tefras | Conos de escoria/efusivos y domos extrusivos |
| Tefras Tierra Blanca con horizontes subordinados de volcán Boquerón | Conos efusivos y domos extrusivos cubiertos por tefras |
| Tefras de volcán Boquerón incluyendo cubierta subordinada de Tierra Blanca | Ignimbritas caldera de Jayaque y rocas epiclasticas relacionadas |
| Complejo estratovolcánico de zona proximal y media de Picacho | Flujos de lava andesíticas y brechas epiclasticas de zona proximal |
| Complejo estratovolcánico de zona proximal y media Picacho, cubierto por tefras | Brechas epiclasticas y lavas de zona externa |
| | Rocas afectadas por meteorización laterítica, cubiertas por tefras |

Figura 2.3. Mapa geomorfológico escala 1:50,000 del AMSS

(fuente: <https://geoportal.opamss.org.sv/portal/index.php/view/map/?repository=07&project=AnexosReglament>)

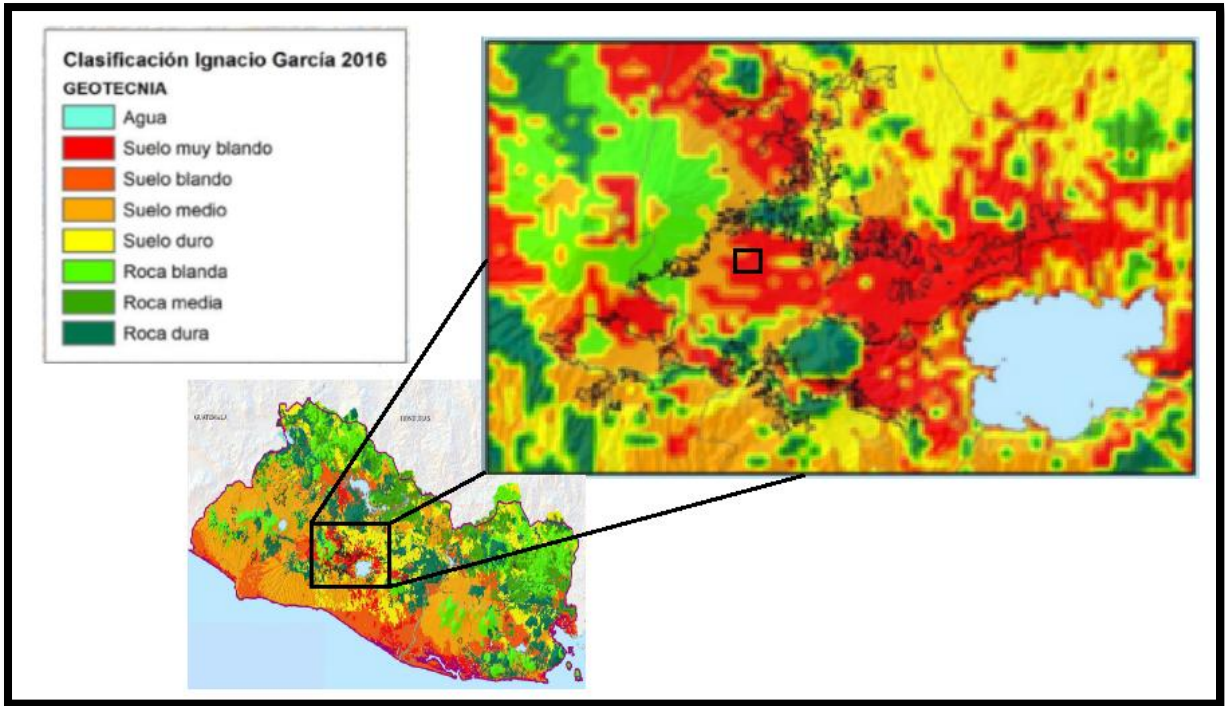


Figura 2.4. Mapa geotécnico de distribución de unidades geológicas reclasificadas por Ignacio García Flórez, 2016 según dureza del material (MARN. 2020).

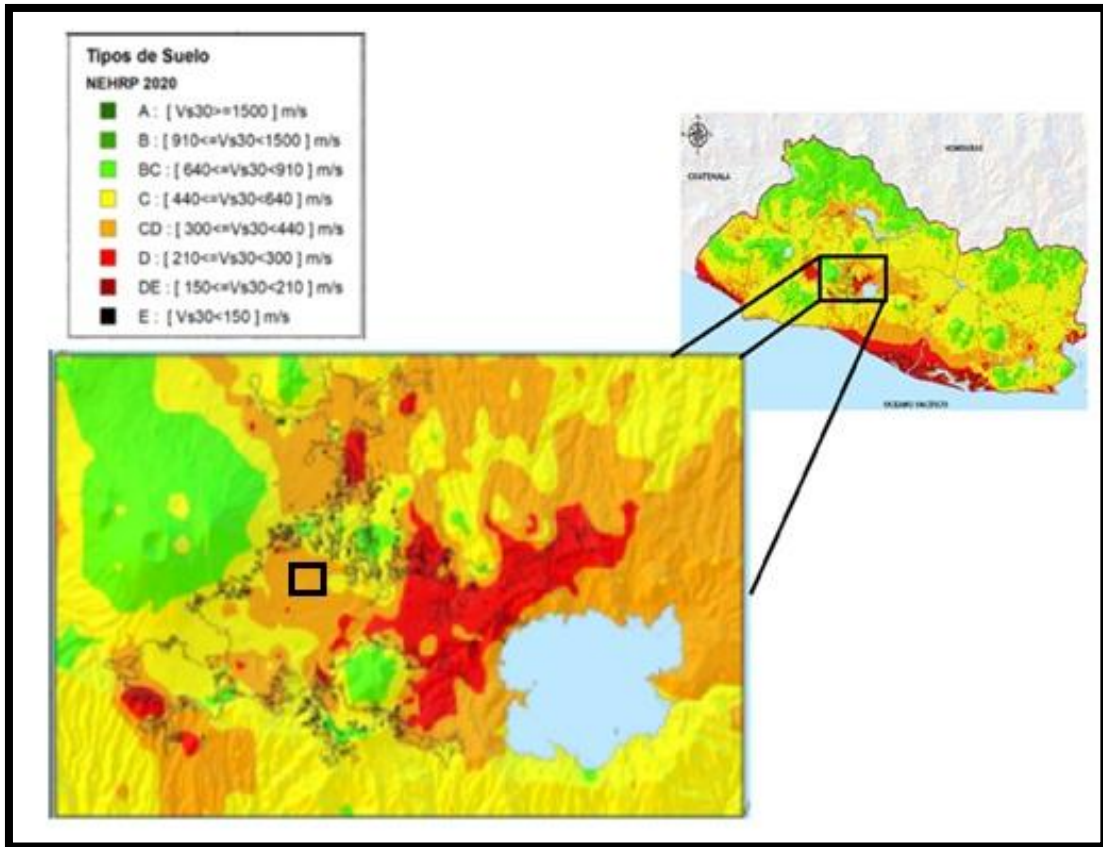


Figura 2.5. Mapa integrado de Vs30 para El Salvador (Mixco Durán, L. E. 2020).

En la figura 2.4 podemos ver un mapa de clasificación geotécnica del suelo reclasificado del mapa de unidades geológicas según la dureza del material, en ella podemos destacar que en la zona alrededor del campus se han reportado suelos de consistencia media a suelo muy blando, mientras en la figura 2.5 podemos destacar el mapa del V_s 30 que nos indica un promedio del valor de la velocidad de la onda e corte a 30 metros, en este caso hay que destacar que la velocidad se reporta alrededor de entre los 300 a los 440 m/s

También apporto información importante dos columnas estratigráficas correspondientes a áreas cercanas al campus la primera columna (ver figura 2.6) podemos destacar que en los primeros 30 metros hay material principalmente blando compuesto por ceniza volcánica y material piroclástico llegando alrededor de los 30 metros a material aglomerado y escoreaceo más consolidado siendo un posible bedrock sísmico, igualmente se tomo en cuenta una segunda columna estratigráfica más alejada (ver figura 2.7) que brinda información adicional que confirma un material suelto que alrededor de los 30 metros encuentra un material más consolidado.

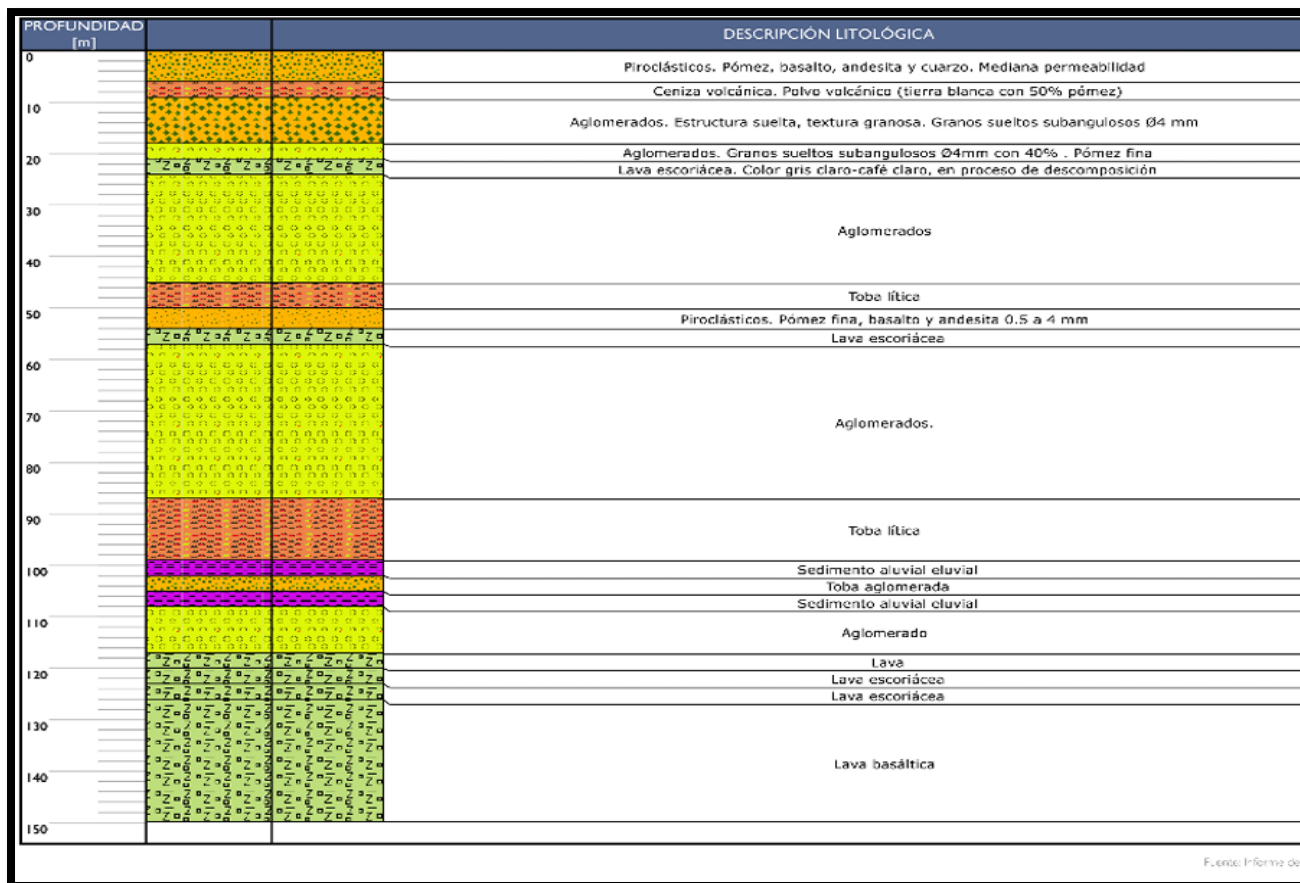


Figura 2.6 Columna Litológica de perforación de pozo, 13.718N -89.215O (SIHI, s.f).4

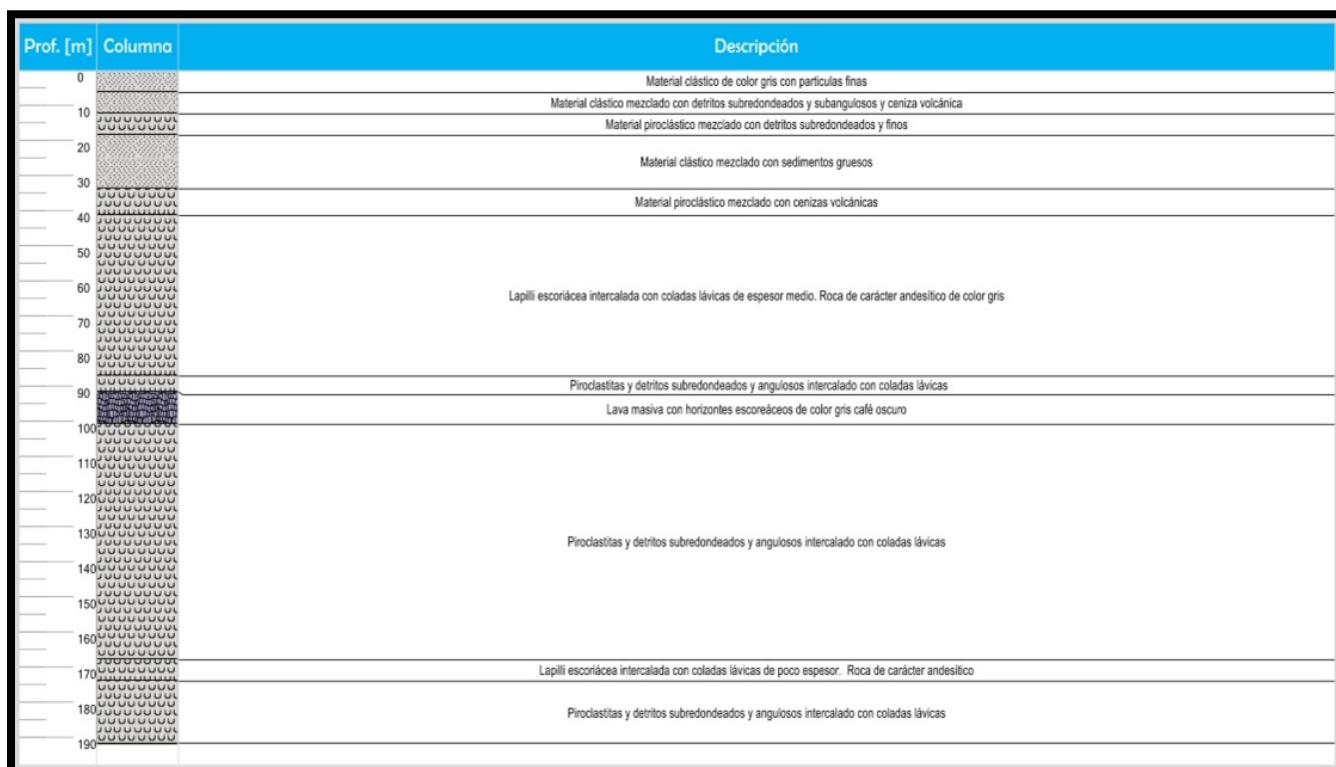


Figura 2.7. Columna Litológica de perforación de pozo, 13.706N -89.212O (SIHI, s.f).

2.2. Fundamentos de Sismología y Respuesta Sísmica del Suelo

Los sismos son eventos naturales que consisten en vibraciones del terreno causadas por la liberación repentina de energía acumulada en el interior de la Tierra debido al movimiento de las placas tectónicas que se transmite a la superficie en forma de ondas sísmicas, provocando deformaciones en el terreno y, en algunos casos, daños significativos a las estructuras construidas por el ser humano.

Los movimientos de las placas tectónicas generan estados de esfuerzo y acumulación de energía, cuando las rocas superan su límite de resistencia la energía se libera, lo que produce un sismo. *(Davis Peca 2019)*.

Podemos destacar 2 puntos importantes:

- El punto donde se produce la ruptura se denomina **hipocentro**.
- El punto en la superficie, ubicado verticalmente sobre el hipocentro se denomina **epicentro**.

Desde un punto de observación, se pueden definir las siguientes distancias:

- **Distancia epicentral:** Distancia entre el sitio de medición y la proyección ortogonal del hipocentro en la superficie.
- **Distancia hipocentral:** Distancia entre el sitio de estudio y el hipocentro.
- **Distancia focal:** Distancia entre el epicentro y el hipocentro.

Así mismo se deben mencionar los conceptos importantes de magnitud e intensidad sísmica:

Magnitud: Es una medida cuantitativa de la energía liberada durante un sismo, se calcula con escalas como la de Richter o la de magnitud de momento (M_w), siendo esta última la más utilizada actualmente.

Intensidad: Describe los efectos visibles y el nivel de destrucción causado por un sismo en una ubicación específica, Se mide con escalas como la Mercalli Modificada (MMI), que varía según las condiciones locales del terreno y las construcciones.

2.2.1. Ondas sísmicas

La energía liberada en el hipocentro se propaga a través de la Tierra en forma de ondas sísmicas, las cuales al llegar a la superficie disipan su energía y la cantidad disipada depende en gran medida de la profundidad del hipocentro.

Estas ondas son vibraciones mecánicas se propagan en todas las direcciones con una cierta velocidad "V", la cual varía según el medio que atraviesan generando movimientos oscilatorios alrededor de una posición de equilibrio dando lugar a ondas progresivas de esfuerzo y deformación, que pueden ser:

- **Longitudinales** (se propagan en la misma dirección del movimiento).
- **Transversales** (se propagan perpendicularmente a la dirección del movimiento).

Los sismos generan ondas elásticas que se clasifican en dos grandes grupos: ondas internas, de cuerpo o de volumen y ondas superficiales, estas ondas poseen diferentes propiedades y comportamientos que determinan cómo afectan al suelo y a las estructuras.

Las ecuaciones que gobiernan la propagación de estas ondas se basan en la proporcionalidad lineal entre esfuerzo y deformación, de acuerdo con la Ley de Hooke (Davis Peca, 2020).

Ondas de cuerpo, Internas o de volumen (ver figura 2.8): La velocidad de estas ondas depende únicamente de las propiedades del material en el que se propagan y se puede definir la velocidad de éstas en función de las constantes elásticas

$$V_p = \sqrt{\frac{M}{\rho}} \qquad V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (2.1)$$

Donde M es el módulo de compresibilidad, G es el módulo de corte y ρ la densidad del material.

Ondas P (Primarias o de compresión): Las ondas primarias (P) son ondas longitudinales en las que las partículas del medio vibran en la misma dirección en la que se propaga la onda, este tipo de ondas provocan compresiones y expansiones sucesivas en el material, generando cambios en el volumen sin alterar la forma del medio atravesado. Estas ondas cuentan con las siguientes características:

- Son las primeras en llegar a los sismógrafos debido a su alta velocidad.
- Se propagan mediante compresión y dilatación alternadamente, similares a las ondas sonoras.
- Pueden viajar a través de cualquier medio ya sea sólidos, líquidos o gases.

El comportamiento de un medio elástico cuando es atravesado por ondas P se puede comparar con el de un resorte. Al recibir un impulso, el resorte reacciona comprimiéndose y expandiéndose de manera alterna, la velocidad de propagación de estas ondas se describe mediante la siguiente ecuación matemática:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

Ondas S (Secundarias o transversales): Las ondas secundarias o transversales (S) generan deformaciones en las que las partículas del suelo se mueven en dirección perpendicular al avance de la onda.

Este movimiento provoca cambios en la forma del material sin modificar su volumen. La deformación que producen es de cizalladura o corte, lo que significa que genera esfuerzos tangenciales dentro del medio por el que se propagan.

Para las ondas S, se distinguen las ondas SH, que están polarizadas horizontalmente, y las ondas SV, que están polarizadas verticalmente, por lo tanto, una onda S genérica puede representarse como la suma vectorial de sus componentes SH y SV. Las ondas (S) cuentan con las siguientes características:

- Llegan después de las ondas P, ya que su velocidad es menor.
- Se desplazan perpendicularmente a su dirección de propagación sea de arriba a abajo o horizontalmente, generando movimientos de corte.
- Solo pueden viajar a través de sólidos, lo que las hace importantes para diferenciar materiales en el subsuelo.
- La amplitud de las ondas S por lo general es superior a la de las ondas P

El comportamiento de un medio elástico ante el paso de las ondas S puede compararse con el movimiento de una cuerda tensa que, al ser sacudida en un extremo, genera una serie de ondas transversales, alternando entre crestas y valles a medida que se propagan.

La velocidad con la que estas ondas se desplazan está definida por la siguiente ecuación matemática:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.3)$$

Comparando las dos ecuaciones de las velocidades V_p y V_s , se evidencia que la velocidad de las ondas S es inferior a la de las ondas P, pues la relación de estas últimas incluye el módulo de incompresibilidad que es siempre positivo. También se explica que las ondas S tengan la característica de no poder propagarse en fluidos, ya que en estos medios el módulo de rigidez (μ) es siempre nulo debido a su incapacidad para transferir esfuerzos de corte. (Engineering Seismology; Huerta, 2019).

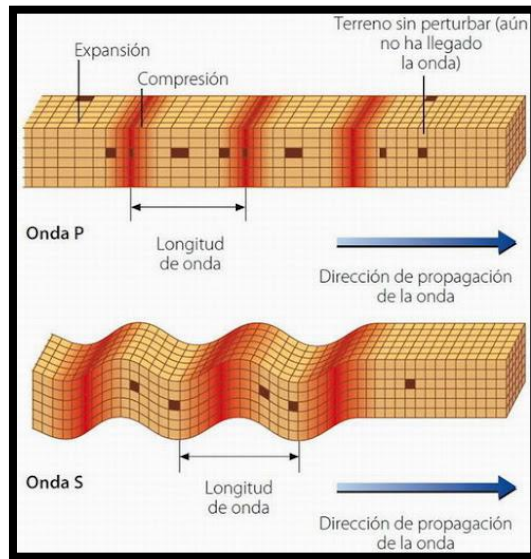


Figura 2.8. Ondas de cuerpo (fuente: iespoetaclaudio.centros.educa.jcyl.es)

Ondas Superficiales: Estas se generan cuando las ondas de cuerpo interactúan con la superficie de la tierra, llevan la mayor parte de la energía liberada en sismos superficiales e intermedios y suelen ser la causa principal de la destrucción ocasionada por los terremotos.

Ondas Rayleigh: Las ondas de Rayleigh (ver figura 2.9) se forman cuando una onda P y una onda SV interactúan con la superficie terrestre, generando frentes de onda con forma cilíndrica, estas ondas combinan movimientos en dirección longitudinal y transversal, las partículas del medio siguen un movimiento elíptico retrógrado dentro de un plano vertical alineado con la dirección de propagación, la intensidad de este movimiento se reduce progresivamente con la profundidad, en función de la longitud de onda.

Los estudios han demostrado que para diferenciar claramente las ondas S y R, la distancia desde la fuente debe ser al menos 2,5 veces la longitud de onda ($r > 2.5\lambda$), lo que se considera una

condición de "campo lejano" (far-field). Si la distancia es menor, las ondas tienden a mezclarse, dando lugar a un "campo cercano" (near-field).

Podemos resumir sus características:

- Generan un movimiento elíptico y vertical simultáneamente en el suelo que ocurre en el plano de propagación de la onda, similar a las olas del mar.
- Son responsables de gran parte de los daños estructurales durante un sismo debido a su energía concentrada en la superficie.

La ecuación matemática que describe la velocidad de las ondas de Rayleigh es la siguiente:

$$V_R \equiv \frac{0.874 + 1.117\nu}{1 + \nu} v_s \quad (2.4)$$

Ondas Love: Las ondas de Love (ver figura 9) solo se forman en medios donde la velocidad de las ondas S cambia con la profundidad, usualmente aumentando, estas ondas generan un movimiento de las partículas del suelo en dirección horizontal y perpendicular al sentido de propagación de la onda, de manera similar a la componente SH. Su velocidad se sitúa entre la de las ondas S en el estrato más lento y en el más rápido.

Sus características relevantes son:

- Producen movimientos polarizados horizontalmente perpendiculares a la dirección de propagación, (sólo poseen la componente horizontal del movimiento).
- Su impacto es severo en estructuras por su capacidad de generar grandes deformaciones laterales.

A medida que las ondas se propagan a través de volúmenes de terreno más grandes, su energía se dispersa, lo que reduce la amplitud del movimiento en el suelo, este fenómeno se conoce como amortiguamiento geométrico.

Las ondas de volumen pierden intensidad según una proporción de $\frac{1}{r}$ dentro del medio y $\frac{1}{r^2}$ en la superficie, mientras que las ondas de Rayleigh se atenúan más lentamente, siguiendo una relación de $\frac{1}{r^{0.5}}$

A mayor distancia de la fuente sísmica, las ondas de Rayleigh tienden a volverse más predominantes en comparación con las ondas de volumen, por otro lado, al aumentar la distancia, también aumenta la proporción entre la distancia recorrida y la velocidad de propagación para las ondas P, S y R. Además, otro tipo de atenuación ocurre debido a la falta de elasticidad perfecta del suelo. Esto sucede en todas las escalas de los fenómenos sísmicos, ya que parte de la energía generada no se transforma completamente en deformaciones, sino que se disipa en el medio.

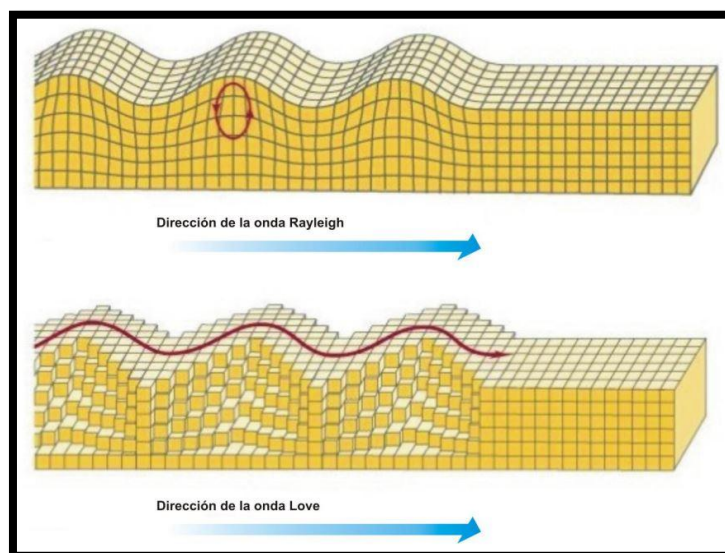


Figura 2.9. Ondas Superficiales (fuente: <https://www.argentina.gob.ar/inpres/docentes-y-alumnos/terremotos>)

Si se imponen condiciones como la continuidad de desplazamientos y esfuerzos en las interfaces entre materiales con distintas propiedades mecánicas, las ondas de Rayleigh presentan un fenómeno de dispersión, es decir, se propagan a velocidades que dependen de la frecuencia.

Cuando se comparan las velocidades de las ondas de volumen (ondas P y S) con las de las ondas superficiales (como las ondas de Rayleigh), se observa lo siguiente:

- Las velocidades de las ondas P (V_P) y S (V_S) dependen exclusivamente de las propiedades mecánicas del material que atraviesan, principalmente su rigidez y densidad.
- La velocidad de las ondas de Rayleigh (V_R) está relacionada con la velocidad de las ondas S mediante el coeficiente de Poisson ν , y como toda Onda le aplica la relación:

$$\lambda_R = \frac{V_R}{f} \quad (2.5)$$

En sismogramas típicos, tras la generada por un terremoto, se distinguen claramente distintas fases: primero aparece el ruido ambiental, luego la llegada de las ondas rápidas P, seguida por las ondas S, y finalmente las ondas superficiales, que se atenúan más lentamente con la distancia, por lo cual dominan la señal a grandes distancias.

Las ondas S (o de corte), que siguen inmediatamente a las ondas P, viajan por el interior de la Tierra a una velocidad del 60-70% de las P-ondas. Se propagan perpendicularmente tanto a la dirección de avance como a la superficie terrestre, y son más destructivas que las P por su menor atenuación energética. Junto con las P, forman las ondas de volumen (body waves).

Las ondas superficiales, un 10% más lentas que las de volumen, son las más destructivas. Su velocidad varía según el tipo de suelo. Incluyen ondas de Rayleigh (que se propagan como ondulaciones cerca de la superficie, con movimiento rotatorio progrado o retrógrado, conocidas como "ground roll") y ondas de Love (perpendiculares a la propagación, pero paralelas a la superficie), (Jesse Santos, et al., 2019)

En la naturaleza, la propagación de las ondas sísmicas es más compleja que en un medio elástico homogéneo porque el terreno está compuesto por capas con distinta densidad y rigidez.

A medida que las ondas recorren estas capas, aumentan los volúmenes de terreno afectados y cuando llegan a interfaces entre materiales diferentes, se originan fenómenos como cambios en la amplitud, duración, frecuencia y dirección de las ondas, además de la conversión entre tipos de ondas (por ejemplo, de P a S) y la generación de ondas superficiales.

Se identifican tres tipos principales de atenuación con la distancia:

1. Amortiguamiento geométrico: La energía se dispersa por la expansión del frente de ondas haciendo que su energía se distribuya en volúmenes más amplios y su amplitud disminuya.
2. Amortiguamiento interno (*damping*): Debido a efectos histéricos y fricción interna en los materiales, una parte de la energía sísmica se disipa en calor, reduciendo la amplitud de la onda.
3. Amortiguamiento por *scattering*: Ocurre en las interfaces entre materiales con propiedades mecánicas distintas. La onda incidente se divide en energía reflejada, refractada y transmitida según las propiedades de ambos medios.

Las direcciones de las ondas reflejadas y refractadas obedecen la ley de Snell, que relaciona los ángulos de incidencia y refracción con las velocidades en cada medio.

Cuando la velocidad en el medio de llegada es mayor que en el de origen (medio más rígido a uno más blando), las ondas refractadas se acercan a la perpendicular de la interfaz. Si es al revés, se genera una onda especial que viaja a lo largo de la interfaz.

La amplitud de las ondas reflejadas y transmitidas depende del cociente de impedancias sísmicas entre los dos materiales, y este se define:

$$\mu = \frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1} \quad (2.6)$$

Y las amplitudes resultan:

$$U_r = \frac{1-\mu}{1+\mu} U_i ; U_t = \frac{2}{1+\mu} U_i \quad (2.7)$$

Este efecto de amplificación es común en terrenos reales, donde las propiedades mecánicas aumentan con la profundidad, lo que provoca que las ondas sísmicas adquieran mayor amplitud local al acercarse a la superficie.

Esto implica que:

- Si $\mu > 1$ (la impedancia del medio receptor es mayor), la onda viaja hacia un medio más rígido, su velocidad aumenta, pero su amplitud disminuye.
- Si $\mu < 1$, la onda viaja hacia un medio más blando, su velocidad disminuye, pero su amplitud aumenta (amplificación).

2.2.2. Respuesta Sísmica local.

La microzonificación sísmica es el proceso mediante el cual se estudia y delimita un territorio en zonas con diferentes niveles de peligrosidad sísmica, tomando en cuenta las características locales del suelo, la geología, la topografía y los posibles efectos de amplificación de las ondas sísmicas. Para esto se suelen identificar zonas con un comportamiento sísmico homogéneo, caracterizando zonas estables, zonas susceptibles a amplificación local y zonas inestables.

La respuesta sísmica local (*RSL*) o efecto de sitio es el comportamiento particular que presenta un suelo o terreno frente a la propagación de ondas sísmicas, determinado por sus propiedades geológicas, geotécnicas y geomorfológicas, los estudios de respuesta sísmica local son fundamentales para la microzonificación sísmica y tienen como objetivo identificar (a escala detallada) las condiciones geotécnicas del subsuelo que modifican las características del movimiento sísmico esperado, generando amplificaciones del movimiento sísmico.

Estas condiciones incluyen el mecanismo focal del terremoto generado, la propagación de las ondas sísmicas en el sustrato rocoso y la transmisión de la señal sísmica desde la roca base (*bedrock*) hasta la superficie (nivel del terreno).

La RSL estudia cómo las características geotécnicas y morfológicas del subsuelo modifican el movimiento sísmico que llega a la superficie, afectando su amplitud, frecuencia y duración. Los efectos locales pueden ser estratigráficos (verticales), de valle o topográficos (2D-3D), y son responsables de la amplificación de las ondas sísmicas, fenómenos de resonancia y riesgos como inestabilidades de pendientes y licuefacción.

La evaluación de la RSL se basa en comparar parámetros del movimiento sísmico en la superficie respecto a la roca base, tanto en el dominio del tiempo (factor de amplificación) como en el de frecuencias (función de transferencia). El terreno actúa como un filtro que amplifica o atenúa ciertas frecuencias.

Refracción y reflexión Sísmica.

Una parte de la energía liberada por las ondas sísmicas se disipa en forma de calor debido a la fricción interna dentro de las rocas cuando éstas se deforman. Este proceso de disipación es más intenso cerca de la fuente sísmica, donde predominan la fracturación y la deformación plástica de las rocas. Sin embargo, a medida que las ondas se propagan y se alejan de la fuente, el comportamiento del suelo tiende a ser más elástico, ya que la deformación es inducida por el paso de las ondas en lugar de procesos internos de fractura.

Cuando una onda sísmica alcanza una superficie que separa dos materiales con diferentes propiedades elásticas, su energía se divide en dos partes: una fracción es reflejada de vuelta al medio original, mientras que otra parte se transmite al segundo medio, cambiando su dirección y velocidad debido al fenómeno de refracción. Además, pueden producirse efectos adicionales,

como la conversión modal, que genera nuevas ondas que se propagan hacia la superficie, o la difracción, que altera la dirección de propagación cuando las ondas encuentran irregularidades en la interfaz.

El modelo físico que representa la propagación de ondas en medios estratificados se conoce como el modelo de doble semi-espacio, este modelo describe la interacción entre dos capas de materiales distintos separadas por una superficie de discontinuidad, donde cada material posee diferentes propiedades mecánicas.

Cuando una onda P o SV incide en la interfaz entre dos materiales, el impacto genera cuatro ondas distintas: dos reflejadas (una longitudinal P1 y una transversal SV1) que regresan al primer medio, y dos refractadas (una longitudinal P2 y una transversal SV2) que se propagan dentro del segundo medio debido a la conversión modal. En el caso de una onda SH incidente, sólo se generan una onda SH reflejada y una onda SH refractada, ya que este tipo de onda no experimenta conversión modal.

El fenómeno de la reflexión se produce cuando una onda choca contra una interfaz entre dos medios que tienen diferentes impedancias acústicas, definidas como el producto de la densidad del medio y la velocidad de propagación de la onda. La amplitud de la onda reflejada aumenta en función del contraste entre las impedancias de los dos medios. Según la ley de reflexión, el ángulo en el que la onda incide es igual al ángulo en el que se refleja, y ambos ángulos se encuentran en el mismo plano: $\alpha_i = \alpha_{refl}$.

En cambio, la refracción se manifiesta cuando la onda atraviesa una superficie de discontinuidad donde la velocidad de propagación varía entre el medio superior (V_1) y el medio inferior (V_2). Al cambiar de un medio a otro, la dirección de propagación de la onda se altera, y este cambio puede describirse matemáticamente mediante la Ley de Snell (Richart et al., 1970).

Efecto de Sitio: El efecto de sitio es un concepto muy ligado al de la respuesta local, se refiere a la modificación de las ondas sísmicas debido a las condiciones locales del terreno. Estas variaciones pueden amplificar o atenuar la energía de las ondas, dependiendo de factores como la composición del suelo, la geometría del terreno y las estructuras geológicas subyacentes. La heterogeneidad del suelo y características morfológicas hacen necesario considerar la variación con profundidad de rigidez y amortiguamiento, así como el comportamiento mecánico no lineal del suelo bajo cargas cíclicas, a medida que aumentan las deformaciones, la rigidez disminuye y el amortiguamiento aumenta, afectando la respuesta sísmica y reduciendo la frecuencia fundamental del depósito. Esto también influye en la aceleración pico (PGA), la cual puede aumentar o disminuir en función de la intensidad del movimiento y las propiedades del terreno.

Suelos Blandos vs. Suelos Rígidos:

- Los suelos blandos tienden a amplificar las ondas sísmicas, aumentando el riesgo de daños.
- Los suelos rígidos, como las rocas, generalmente atenúan las ondas y reducen la amplitud del movimiento.

Respecto al tema de la respuesta sísmica local cabe mencionar los siguientes conceptos clave:

Frecuencia Fundamental del Suelo: Cada tipo de suelo tiene una frecuencia natural de vibración, conocida como frecuencia fundamental. Este parámetro es crucial para evaluar la vulnerabilidad del terreno frente a eventos sísmicos.

Resonancia: Cuando la frecuencia fundamental del suelo coincide con la frecuencia de vibración de una estructura, puede ocurrir el fenómeno de resonancia, aumentando significativamente el riesgo de daño estructural.

Amplificación Sísmica

La amplificación sísmica ocurre cuando las condiciones locales del suelo aumentan la energía de las ondas sísmicas. Este fenómeno es más común en:

Capas Blandas Sobre Basamento Duro: Las ondas quedan atrapadas y reflejadas entre las capas, incrementando la amplitud del movimiento.

Topografía Irregular: Zonas con pendientes pronunciadas o relieves abruptos también pueden amplificar las ondas sísmicas.

Microtemores, microtrepidaciones o microsismos: Los microsismos se definen como las oscilaciones naturales y regulares del subsuelo, que no son producidas por terremotos ni por fuentes artificiales como el tráfico o la maquinaria industrial, sino que son inducidas por fuentes naturales como olas oceánicas y tormentas, por tanto, las características de la amplitud y del periodo son afectadas por la condición del clima (Moreno & Alfaro, 2000). Están compuestos principalmente por ondas Rayleigh y tienen periodos moderadamente largos, estas señales aparecen en los registros de todos los sismógrafos, demostrando que la corteza terrestre está en un continuo estado de cambio (Djemson Badette, 2020; Determinación de periodos fundamentales del suelo mediante vibración ambiental en las comunidades de jardines del caribe y la playa, Puerto Rico).

2.2.3. Caracterización del Suelo en Estudios Sísmicos

La estratigrafía del suelo y su dinámica, es decir, la distribución y composición de las capas en el subsuelo, juega un papel crucial en cómo las ondas sísmicas se propagan. Estas capas pueden variar ampliamente en sus propiedades físicas y mecánicas, afectando la velocidad, amplitud y dirección de las ondas sísmicas.

- **Ondas P (Primarias):** Se propagan más rápido y son menos sensibles a los cambios en la rigidez del suelo.

- **Ondas S (Secundarias):** Son más lentas, pero su velocidad está directamente relacionada con la rigidez y elasticidad del material.

Las discontinuidades entre capas pueden generar reflexiones y refracciones de las ondas, modificando su propagación. Para caracterizar el comportamiento del suelo ante eventos sísmicos, es necesario medir ciertos parámetros geofísicos:

- **Velocidad de Ondas P y S:** Indicadores de la densidad y rigidez del material.

- **Vs30:** Promedio de velocidad de ondas S en los primeros 30 metros de profundidad, comúnmente utilizado para clasificar tipos de suelo en normativa sísmica.

- **Densidad y Módulo de Elasticidad:** Factores críticos que influyen en la transmisión de ondas sísmicas.

Estos parámetros en conjunto con los periodos fundamentales de amplificación sísmica y la función de transferencia son los parámetros básicos que se utilizan para realizar la zonificación sísmica, por eso es fundamental realizar estudios que determinen cada uno de estos parámetros.

2.2.4. Importancia de la Microzonificación Sísmica

La microzonificación sísmica es un proceso que consiste en dividir un área en zonas más pequeñas con comportamiento sísmico homogéneo, algo fundamental para la planificación urbana y la mitigación del riesgo sísmico.

2.2.4.1. Objetivos de la Microzonificación

- **Identificar Zonas Vulnerables:** Determinar las áreas con mayor riesgo de amplificación sísmica.
- **Proveer Información para Diseño Sismorresistente:** Asegurar que las estructuras están diseñadas para soportar las condiciones específicas del suelo.
- **Optimizar la Planificación Urbana:** Reducir el impacto de futuros eventos sísmicos en zonas urbanas densamente pobladas.

El riesgo sísmico se define como el producto de la peligrosidad sísmica por la vulnerabilidad del sistema suelo-estructura y exposición de los elementos en riesgo.

- La peligrosidad sísmica es la probabilidad de que en una cierta área y en un intervalo de tiempo dado ocurra un movimiento sísmico que supere un determinado umbral de intensidad, magnitud o aceleración pico.
- La vulnerabilidad sísmica es la propensión de una estructura a sufrir un daño de cierto nivel debido a un evento sísmico de una intensidad determinada.
- La exposición indica todos los elementos expuestos al riesgo (por ejemplo, el valor humano)

2.2.4.2. Aplicación en San Salvador

En regiones como San Salvador, la microzonificación sísmica es especialmente relevante debido a la diversidad de condiciones geológicas y la alta densidad poblacional. Los estudios realizados de zonificación sísmica han permitido identificar zonas específicas en áreas regionales, pero todos llegan a la conclusión que se deben hacer estudios de microzonificación más locales para poder implementar medidas adicionales de mitigación más específicas.

Beneficios:

- Reducción de Pérdidas Humanas y Económicas.
- Mejor Comprensión de los Riesgos Locales.
- Base para la Formulación de Políticas Públicas en Gestión del Riesgo
- Información para que entes locales o privados puedan tener en cuenta a la hora de mitigar riesgos

2.3. Principios del método Nakamura H/V (HVSR)

2.3.1. Teoría del método de Nakamura (HVSR).

La razón espectral (Razón H/V o HVSR) corresponde a la función de transferencia de los niveles superficiales sometidos a movimientos horizontales, el método parte suponiendo que las microtrepidaciones están compuestas por un cuerpo principal de ondas y por ondas superficiales Rayleigh. (Nakamura, 1989)

El ruido sísmico, a diferencia de las señales sísmicas generadas por fuentes puntuales y coherentes, es una señal continua producida por múltiples fuentes no relacionadas entre sí (Chávez-García & Montalva, 2014). El método de Nakamura permite analizar los microtemores del ruido sísmico y las características de amplificación del suelo en función de la frecuencia mediante mediciones de este tipo de ruido (Nakamura, 2000). La amplificación provocada por la geología local se conoce como Efecto de Sitio, y las frecuencias asociadas

reciben el nombre de frecuencias naturales, siendo la frecuencia fundamental aquella donde se observa el menor valor de pico de amplificación.

Un microtremor o microtrepidación son un tipo específico de vibraciones de baja amplitud en la Tierra, generalmente en el rango de 0.05 a 2 segundos de periodo (frecuencias típicas de 0.5 a 20 Hz aproximadamente). Se consideran un subconjunto del ruido sísmico ambiental, mayormente debidas a ondas superficiales (Rayleigh y Love), es una vibración muy débil y continua del suelo causada por fuentes naturales y artificiales.

Naturales: oleaje marino, viento, actividad volcánica o sísmica lejana.

Artificiales: tráfico vehicular, maquinaria, actividades humanas, etc.

Estos movimientos tienen baja amplitud y amplio rango de frecuencias, y son tan pequeños que generalmente no son percibidos por las personas.

La amplificación sísmica se clasifica en dos tipos: geométrica y dinámica (Rosales, 2001). Un fenómeno clave es la resonancia, que ocurre cuando una onda sísmica atraviesa una interfase con alto contraste de impedancia hacia una capa de menor rigidez y compactación, amplificando la componente de la onda asociada a la frecuencia fundamental de la capa más superficial. Este efecto se produce porque, al disminuir la rigidez del material, la velocidad de propagación de la onda decrece, lo que provoca un aumento en la velocidad de partícula para mantener constante el flujo de energía transmitida (Bommer, Salazar & Samayoa, 1998).

A Través de observaciones de microtremores usando sismómetros verticales, se obtiene la dispersión de la velocidad de fase por análisis frecuencia-número de onda. Con el método de la inversión generalizada se determinó la estructura de las ondas S usando las dispersiones de la velocidad de fase así se sabe que los microtremores verticales consisten principalmente de ondas Rayleigh (Horike, 1985).

2.3.2. Función de Transferencia.

Una función de transferencia es un modelo matemático que, a través de un cociente, relaciona la respuesta de un sistema a una señal de entrada o excitación (Ulloa, 2018).

La función de transferencia para un lugar corresponde a ST.

$$S_T = \frac{H_S}{H_B}$$

$$\begin{aligned} H_S &= \text{Espectro de Fourier horizontal de una estación superficial.} \\ H_B &= \text{Espectro de Fourier horizontal del basamento.} \end{aligned} \quad (2.8)$$

En el dominio temporal, una señal sísmica de tipo estocástico puede entenderse como el resultado de la convolución de las señales generadoras o señales fuente, en el dominio de las frecuencias, esta relación se simplifica a la multiplicación directa de dichas señales.

Definiendo (*) como el operador de convolución e (·) como la multiplicación, tenemos:

$$\begin{aligned} H_S(t) &= F_H(t) * F_R(t) * S(t) \\ \implies H_S(f) &= F_H(f) \cdot F_R(f) \cdot S(f) \end{aligned} \quad (2.9 \text{ y } 2.10)$$

Y se asume que:

$$H_B(f) = F_H(f) \quad (2.11)$$

Donde:

F_H = Espectro de Fourier de ondas de cuerpo polarizadas horizontal (Fuentes lejanas).

F_R = Espectro de Fourier de ondas Rayleigh (Fuente cercana).

S = Espectro de Fourier del efecto de sitio.

Se supone una componente vertical superficial libre de efectos de sitio y una componente vertical del basamento, tal como sigue Nakamura (1989):

$$V_S(f) = F_V(f) \cdot F_R(f) \quad (2.12 \text{ y } 2.13)$$

$$V_B(f) = F_V(f)$$

Donde:

V_S = Espectro de Fourier vertical de una estación superficial.

F_V = Espectro de Fourier de ondas de cuerpo polarizadas vertical (Fuentes lejanas).

F_R = Espectro de Fourier de ondas Rayleigh (Fuente cercana).

V_B = Espectro de Fourier vertical del basamento.

Partiendo de la suposición de que las componentes horizontal y vertical del movimiento en superficie son igualmente afectadas por las ondas Rayleigh, se plantea una función de efecto de sitio ajustada para compensar dichas alteraciones provocadas por estas ondas superficiales.

Se puede obtener que:

$$\frac{\frac{H_S}{H_B}}{\frac{V_S}{V_B}} = \frac{\frac{F_H \cdot F_R \cdot S}{F_H}}{\frac{F_V \cdot F_R}{F_V}} = S(f) \quad (2.14)$$

Y así obtenemos:

$$\frac{H_S}{V_S} \cdot \frac{1}{\frac{H_B}{V_B}} = R_S \cdot \frac{1}{R_B} = S(f) \quad (2.15)$$

Donde R_S y R_B son las tasas espectrales H/V superficial y en el basamento, respectivamente.

- La tasa $\frac{H_S}{H_B}$ permite eliminar el efecto de las fuentes lejanas polarizadas horizontal.
- La tasa $\frac{V_S}{V_B}$ permite eliminar el efecto de las fuentes lejanas polarizadas vertical.
- La razón entre las dos tasas señaladas elimina el efecto de las fuentes cercanas, de este modo prevalece sólo el efecto de sitio $S(f)$.
- En base a observaciones se ha obtenido que, para suelos rocosos, el espectro $\frac{H}{V} \approx 1$, ya que las amplitudes de las componentes vertical y horizontal de los microtremores son similares en la base rocosa ($R_B \approx 1$ para un amplio rango de frecuencias donde existe sustrato firme). (Ulloa, 2018)

Se define así la función de transferencia modificada como:

$$S_{TT} = R_S \cdot \frac{1}{R_B} \approx R_S \quad (2.16)$$

En base a esto, podemos observar que la función de transferencia de capas sedimentarias superficiales puede estimarse con observaciones de microtrepidaciones en superficie (Ulloa, 2018).

Además, ya se ha demostrado la relación entre el máximo pico del espectro H/V y la frecuencia fundamental o de resonancia del suelo (Lachet y Bard, 1994; Lermo y Chavez, 1994), y se puede estimar la profundidad (H) de la capa sedimentaria utilizando información de estratigrafía del suelo:

$$H = \frac{V_S}{4F_0} \quad (2.17)$$

Donde:

V_S = Velocidad de onda de cizalla en todo el depósito.

F_0 = Frecuencia fundamental.

El rango de frecuencias correspondiente al pico del espectro H/V de ruido superficial puede atribuirse a la componente transversal de las ondas de corte. Por lo tanto, el objetivo es estimar el factor de amplificación generado por la incidencia de múltiples ondas de corte transversales. Para lograrlo, es fundamental eliminar la influencia de las ondas Rayleigh presentes en el ruido superficial durante el proceso H/V, (Nakamura, 1989).

La amplitud del espectro H/V se relaciona con el contraste de impedancia (IC) entre los materiales presentes, pero se desconoce la totalidad de su relación con la amplificación del sitio.

$$I_C = \frac{\rho_B V_B}{\rho_S V_S} \quad (2.18)$$

Donde ρ_S representa la densidad del suelo y ρ_B la del sustrato rocoso, v_s representa la velocidad de onda sísmica en el suelo y v_B representa la velocidad de onda sísmica en el sustrato rocoso.

En afloramientos rocosos no se observa una amplificación predominante en ninguna dirección, mientras que en suelos más blandos dicha amplificación es generada por las propias capas de material poco consolidado (Ulloa, 2018).

2.3.3. Aplicación del método

Nakamura (1989, 2000) propone una metodología basada en el supuesto que el cociente espectral entre la componente horizontal y la vertical de las microtrepidaciones es una aproximación a la función de transferencia de los suelos. Nakamura se proponía, eliminar el efecto de las ondas Rayleigh para describir la función de transferencia en función de las ondas internas. Se enlistan a continuación los supuestos que consideró:

Las microtrepidaciones se propagan principalmente como ondas superficiales (Rayleigh y en menor medida Love), Nakamura originalmente asumió que predominaban las ondas Rayleigh, el efecto de las ondas Rayleigh es comparable en las componentes horizontales y verticales en superficie, justificando el cociente H/V como aproximación.

El ruido sísmico (microtremores) de origen artificial también se propaga principalmente como ondas superficiales, las componentes horizontal y vertical del ruido en el origen se consideran similares, es decir, antes de interactuar con el suelo local, no hay una amplificación diferencial.

Las capas superficiales blandas amplifican las microtrepidaciones al estar sobre un basamento rígido, La componente horizontal se amplifica por multirreflexión de ondas S, mientras que la

vertical se asocia a ondas P, La componente vertical se considera poco afectada por la amplificación de capas blandas.

En este trabajo se emplea la razón espectral (H/V) para determinar la frecuencia fundamental de vibración del suelo en distintos puntos, esta frecuencia es una propiedad intrínseca del terreno, independiente del tipo de excitación sísmica que reciba. Las capas superficiales del suelo tienen el efecto más significativo en las características dinámicas durante un sismo, por lo que es crucial estudiar sus propiedades de vibración.

La razón espectral H/V es la función de transferencia que relaciona los niveles horizontales y verticales de las microtrepidaciones del terreno, Nakamura parte de la hipótesis de que los microtemores están compuestos por un cuerpo principal de ondas de cuerpo y ondas superficiales de Rayleigh, ambas inducidas por fuentes naturales o artificiales.

Este método es muy útil para identificar el período predominante de resonancia de depósitos de suelo cuando se cuenta con estudios geológicos y geotécnicos complementarios que permitan validar los resultados, ya que la técnica por sí sola no siempre es completamente confiable.

A pesar de esto, la razón espectral es ampliamente usada porque permite identificar los modos de vibración y la frecuencia fundamental del suelo, además, existe una relación simple entre esta frecuencia, el espesor de la capa superficial más blanda y la velocidad promedio de las ondas sísmicas de corte (V_s), por lo que a partir de las mediciones H/V también se puede estimar el espesor de esta capa.

2.3.4. Elección de las curvas H/V

El proyecto SESAME (*Site Effects Assessment using Ambient Excitations*), una iniciativa europea desarrolló una guía ampliamente reconocida para el análisis del cociente espectral

horizontal/vertical (H/V). Según esta guía hay ciertos criterios para la identificación de la confiabilidad de las curvas espectrales H/V y clasificar el pico de la curva según su claridad.

2.3.4.1. Confiabilidad de La Curva

Es muy importante la confiabilidad de la curva, es decir su estabilidad y representatividad, una forma de corroborar esto es encontrando una curva similar con otros instrumentos de adquisición y selección de ventanas o logrando que la desviación estándar entre las curvas seleccionadas para cada estación sea baja.

2.3.4.2. Condición de Ciclos Significativos por Ventana

En H/V, el registro de ruido ambiental se divide en ventanas temporales y cada ventana se analiza por separado antes de promediar, los “ciclos por ventana” son un criterio de confiabilidad que indica cuántas oscilaciones completas de una frecuencia caben dentro de cada ventana temporal usada para calcular el espectro, siendo un ciclo una oscilación completa de una señal periódica, no puedes estimar bien una frecuencia si solo ves 1 o 2 ciclos, necesitas suficientes oscilaciones para que el espectro sea estable y representativo.

Condición básica:

$$F_0 > \frac{10}{l_w} \quad (2.19)$$

Donde:

- F_0 = Frecuencia fundamental del suelo (en Hz).
- l_w = Ancho de la ventana (en segundos).

Esta condición asegura que cada ventana contenga al menos 10 ciclos significativos de la frecuencia fundamental.

Condición para mayor confiabilidad:

$$F_0 > \frac{20}{l_w} \quad (2.20)$$

Aunque no es obligatoria, SESAME aporta esta condición que mejora la precisión del análisis al duplicar el número de ciclos capturados.

2.3.4.3. Número Total de Ciclos Significativos (n_c)

El Número Total de Ciclos Significativos (NCS) es el número total de oscilaciones completas de la frecuencia fundamental f_0 contenidas en todas las ventanas válidas usadas en el análisis H/V, usualmente es un criterio que aplica automáticamente los softwares

La fórmula:

$$n_c = l_w \times n_w \times F \quad (2.21)$$

Donde:

- n_c = Número de ciclos significativos.
- n_w = Número de ventanas seleccionadas por estación.
- F = Frecuencia de la señal (Hz).

Para asegurar una buena representación estadística, SESAME recomienda que n_c sea mayor a 200 ciclos significativos.

En la selección automática, todas las señales transitorias son consideradas, incluyendo perturbaciones no deseadas, para contrarrestar estos efectos:

Se sugiere aumentar el número mínimo de ciclos significativos:

- **Bajas frecuencias:** Alrededor de **2 veces** el valor.
- **Altas frecuencias:** Entre **4 a 5 veces** el valor, ya que aquí es donde las perturbaciones son más frecuentes.

2.3.4.3. Desviación Estándar

Una condición clave para la confiabilidad es que la desviación estándar (σ) de las curvas seleccionadas sea baja, especialmente alrededor de la frecuencia del pico fundamental, proyecto SESAME enfatiza que una desviación estándar baja indica que las curvas H/V son consistentes a lo largo de diferentes ventanas de tiempo, lo que sugiere una mayor confiabilidad en la identificación de la frecuencia fundamental del suelo.

Para procurar la estabilidad de la curva H/V, SESAME recomienda que la desviación estándar de la amplitud H/V ($\sigma_A(f)$) sea inferior a un valor umbral específico ($\theta(f_0)$) en torno a la frecuencia fundamental (f_0). Este criterio ayuda a validar que la curva obtenida es representativa y que el pico observado es significativo.

Además, en la guía SESAME, se sugiere que la desviación estándar de las curvas H/V obtenidas en diferentes ventanas temporales debe ser baja, especialmente alrededor de la frecuencia fundamental. Esto implica que la posición y amplitud del pico deben ser consistentes en las distintas ventanas analizadas, lo que refuerza la confiabilidad de los resultados.

Tener en cuenta que los valores de amplitud de la curva H/V deberían tomar valores mayores a 1, pero en caso de no ser así, es decir, que sean superiores a 10 o inferiores a 0.1 reflejarán, por ejemplo, un mal funcionamiento del sensor o ruido puntual (Ulloa, 2018)

2.3.4.4. Condición de amplitud de la curva.

Para que una curva H/V sea considerada clara y confiable, es necesario cumplir ciertos criterios relacionados con la amplitud y estabilidad del pico, estos factores aseguran que la curva represente de manera precisa las propiedades del sitio y permita identificar adecuadamente la frecuencia fundamental del suelo.

Condiciones de Amplitud.

Según los criterios cuantitativos de claridad de un pico en la curva H/V descritos en el manual del *SESAME*, se hace una definición de frecuencias críticas, donde f_- y f_+ son puntos antes y después de f_0 que ayudan a evaluar si el pico en f_0 es suficientemente prominente frente al resto de la curva.

Definición de Frecuencias Críticas:

Debe existir una frecuencia f_- en el rango $[\frac{F_0}{4}, F_0]$ tal que:

$$\frac{A_0}{A_{H/V}(f_-)} > 2 \quad (2.22)$$

Asimismo, debe existir una frecuencia f_+ en el rango $[F_0, 4F_0]$ que cumpla:

$$\frac{A_0}{A_{H/V}(f_+)} > 2 \quad (2.23)$$

Donde:

A_0 Es la amplitud de la curva H/V en la frecuencia fundamental F_0 .

$A_{H/V}(f_-)$ y $A_{H/V}(f_+)$ Son las amplitudes de la curva H/V en las frecuencias respectivas.

Condición de Amplitud Mínima: Se requiere que la amplitud en la frecuencia fundamental cumpla $A_0 > 2$ para ser considerada significativa.

2.3.5. Ecuación para el cálculo de las curvas H/V

La ecuación general para el cálculo de las curvas H/V (Horizontal/Vertical) en el análisis sísmico mediante el método Nakamura es la siguiente:

$$\frac{H}{V}(f) = \sqrt{\frac{H_N(f)^2 + H_E(f)^2}{V(f)^2}} \quad (7.24)$$

Donde:

- $H/V(f)$: Cociente espectral en la frecuencia f .
- $H_N(f)^2$: Espectro de Fourier de la componente horizontal Norte.
- $H_E(f)^2$: Espectro de Fourier de la componente horizontal Este.
- $V(f)^2$: Espectro de Fourier de la componente vertical.

2.4. Principio del método de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW)

2.4.1. Teoría del método MASW.

El MASW activo, es un método sísmico activo que convierte señales medidas en la superficie generadas por una fuente controlada y grabadas por un arreglo lineal de geófonos en un perfil vertical de rigidez del suelo expresado como velocidad de corte ($V_s(z)$), se utiliza para estimar la velocidad de corte del subsuelo (V_s) y, por ende, la rigidez del terreno, conceptualmente, el método se fundamenta en el hecho físico de que las ondas de Rayleigh que viajan por la superficie de la tierra son dispersivas en medios estratificados, lo que significa que su velocidad de fase depende de la frecuencia y, por tanto, diferentes frecuencias penetran a distintas

profundidades. Las frecuencias altas se atenúan rápido y responden a las capas superficiales; las frecuencias bajas penetran más profundo; midiendo cómo cambia la velocidad con la frecuencia (la curva de dispersión), es posible invertir esa relación y estimar cómo varía (V_s) con la profundidad, siendo una herramienta no destructiva de alta resolución para estudios geotécnicos, geofísicos e ingenieriles.

2.4.1.1. Principio físico del método MASW.

El método MASW se fundamenta en la propagación de ondas superficiales de tipo Rayleigh en un medio elástico estratificado verticalmente (1D).

Dado que las ondas de Rayleigh son un tipo de onda superficial en la cual los movimientos de partículas combinan componentes verticales y horizontales en el plano de propagación, describiendo trayectorias elípticas retrogradadas en el plano vertical de propagación, a diferencia de las ondas de cuerpo (P y S), las ondas Rayleigh están confinadas a una zona próxima a la superficie aproximadamente a una profundidad igual a una longitud de onda, lo cual las hace muy sensibles a las propiedades elásticas de las capas someras (densidad ρ , módulo de corte μ , módulo de compresibilidad λ).

En un medio homogéneo (sin variaciones verticales de propiedades), la onda Rayleigh tendría una velocidad de fase constante, independiente de la frecuencia, pero para un medio estratificado la velocidad de fase de la onda Rayleigh v_R no es constante, sino que depende de la frecuencia.
$$v_R = v_R(f)$$

Este fenómeno, de la dependencia entre la velocidad de fase y la frecuencia es lo que se denomina dispersión, cada frecuencia de la onda superficial interactúa con un “volumen efectivo” diferente del subsuelo (Park, Choon & Miller, et al., 1999).

Así las frecuencias bajas generan ondas de mayor longitud de onda, penetrando más profundo y están influenciadas por las capas más rígidas y mayor velocidad V_s , mientras que las frecuencias altas se atenúan rápidamente y solo responden a las capas superficiales, donde el material es generalmente menos rígido y menor velocidad de V_s .

La dispersión se obtiene al resolver el problema de valores propios de la ecuación de propagación de ondas elásticas en un medio estratificado, la solución general para una onda de Rayleigh satisface las condiciones de frontera en la superficie (libre de tensiones) y la continuidad de desplazamientos y tensiones en las interfaces de cada capa.

Esto conduce a una ecuación característica, cuya solución numérica proporciona las velocidades de fase posibles (v_{ph}) para una frecuencia dada:

$$F(v_{ph}, f; V_s(z), V_p(z), \rho(z)) = 0 \quad (2.25)$$

Para cada conjunto de parámetros del subsuelo (V_s, V_p, ρ), existe un conjunto discreto de soluciones que representan los modos de propagación de Rayleigh (modo fundamental y modos superiores).

El modo fundamental ($n=0$) es el más energético y estable, por lo que se utiliza en la mayoría de los análisis MASW.

Para extraer la dispersión de Rayleigh, se aplica el análisis *frequency wavenumber (FK)*, que consiste en una transformada de Fourier 2D sobre la matriz espacio-tiempo $u(x,t)$:

$$U(f, k) = \sum_{n=0}^{N-1} \sum_{m=0}^{M-1} u(x_n, t_m) e^{-i2\pi(ft_m - kx_n)} \quad (2.26)$$

Donde:

- f es la frecuencia
- k el número de onda
- x_n la posición del geófono
- t_m el tiempo de muestreo

En el espectro $U(f,k)$, los máximos de energía corresponden a las ondas Rayleigh dominantes, y la relación que define la curva de dispersión experimental es: $v_{ph} = \frac{f}{k_{máx}}$

Esta curva es la representación directa de la dependencia frecuencia-velocidad que luego se utiliza para inferir $V_s(z)$ mediante inversión numérica, en síntesis, el análisis FK activo convierte los registros tiempo-espacio en frecuencia-número de onda, de donde se extrae la curva de dispersión del modo fundamental.

La curva de dispersión resultante no es el final es la observación que alimenta la inversión. Invertir significa buscar un modelo de capas (espesores h_i , velocidades $V_{s,i}$, $V_{p,i}$, y densidades ρ_i) cuya curva teórica de velocidad de fase reproduzca la curva experimental dentro de ciertos límites; Dinver realiza esta tarea resolviendo el problema directo de ondas de Rayleigh (un problema de valores propios asociado a la ecuación de propagación) para un candidato de modelo y calculando la discrepancia con los datos

El proceso físico-matemático que une la dispersión con el modelo del subsuelo es bidireccional:

En sentido directo, si se conoce la distribución vertical de velocidades $V_s(z)$, densidades y espesores, es posible calcular la curva de dispersión teórica mediante la ecuación característica, siendo la solución directa del problema.

En sentido inverso, dado que en el método MASW se dispone de la curva de dispersión experimental obtenida a partir del análisis FK o f-v, es decir, $v_{ph,obs}(f)$ función el objetivo es encontrar el modelo $V_s(z)$ que, al resolver el problema directo, reproduzca la curva observada:

$$\min_{V_s(z)} \sum_i [v_{ph,obs}(f_i) - v_{ph,calc}(f_i)]^2 \quad (2.27)$$

Este proceso se denomina inversión de la curva de dispersión, y es el paso final del método MASW. El resultado es un modelo de capas donde cada capa posee su propia velocidad de onda de corte, espesor y densidad.

Podemos así decir que el método MASW se fundamenta en la relación directa entre la estructura de velocidades del subsuelo y la dispersión de las ondas superficiales, a partir de la curva de dispersión obtenida experimentalmente, se plantea un problema inverso que es resuelto mediante la solución iterativa del problema directo.

2.4.1.2. El problema inverso y la ecuación del problema directo en el análisis MASW.

En Geofísica, la solución del problema inverso (ver figura 2.10) consiste en entender el interior de la Tierra con datos obtenidos en la superficie de ésta, en este caso la Tierra es considerada como un sistema físico, cuyas propiedades pueden ser parametrizadas (Carlos Zambrano, 2020; Inversión masiva de curvas de dispersión de ondas superficiales).

El problema directo (*forward problem*) consiste en predecir la curva de dispersión teórica de ondas Rayleigh $v_{ph}(f)$, a partir de un modelo conocido del subsuelo definido por capas, cada una con sus propiedades elásticas; se conocen los parámetros del modelo a, se calculan los valores de dichos parámetros para un modelo conocido b.

El punto de partida es el sistema de ecuaciones de movimiento para un medio elástico lineal e isótropo:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \mu\nabla \times (\nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.28)$$

Donde:

- \mathbf{u} es el vector desplazamiento
- ρ la densidad del medio
- λ y μ los parámetros de Lamé, con $\mu = \rho V_s^2$ y $\lambda = \rho V_p^2 - 2\rho V_s^2$

En coordenadas 2D (x, z) y suponiendo una onda plana que se propaga horizontalmente, se busca una solución de la forma:

$$\mathbf{u}(x, z, t) = \mathbf{U}(z)e^{i(\omega t - kx)} \quad (2.29)$$

Sustituyendo en la ecuación de movimiento y aplicando condiciones de frontera (superficie libre de tensiones y continuidad entre capas), se obtiene una ecuación trascendental en términos del número de onda \mathbf{k} y la frecuencia ω :

$$F(\omega, k; V_s, V_p, \rho, h) = 0 \quad (2.30)$$

Esta ecuación solo tiene soluciones para ciertos pares (ω, k) , que representan los modos de propagación de las ondas Rayleigh, de aquí se obtiene la velocidad de fase:

$$v_{ph} = \frac{\omega}{k} \quad (2.31)$$

Por tanto, el problema directo consiste en resolver numéricamente la ecuación característica de Rayleigh para un rango de frecuencias y obtener $v_{ph}(f)$; La inversión de la curva de dispersión

se realizó mediante el software Dinver (Geopsy), el cual resuelve el problema inverso de manera indirecta utilizando un enfoque de búsqueda global, para cada modelo propuesto, se resuelve el problema directo (*forward problem*) calculando la curva teórica de dispersión, la cual se compara con la curva experimental mediante una función de error.

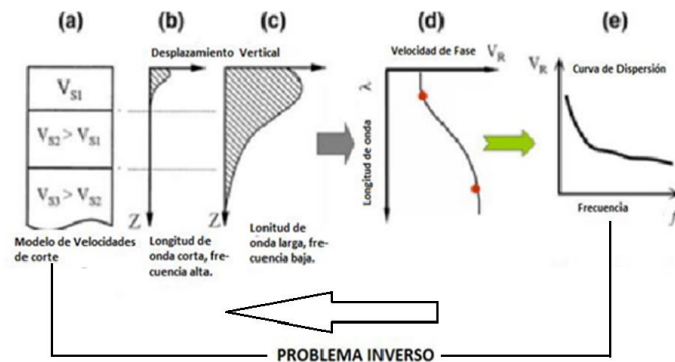


Figura 2.10. Planteamiento del problema inverso. Imagen tomada y modificada de Foti, 2011

2.4.2. Aplicación del Método MASW.

El término “multicanal” en MASW se refiere al uso de varios geófonos dispuestos linealmente, lo que permite registrar la variación espacial de la onda a lo largo del arreglo.

La etapa de adquisición busca generar un campo de ondas lo más coherente posible. Se coloca una fila de geófonos equi-espaciados (ver figura 2.11) y se aplica una fuente activa: típicamente un martillo sobre una placa de acero para acoplar energía al suelo.

La fuente se coloca a varios metros del primer geófono para que los frentes de onda lleguen ordenadamente a lo largo de la línea, se registran varias reiteraciones del golpe y mejorar la relación señal-ruido; cada geófono produce una traza en tiempo, el conjunto es una matriz tiempo-posición que contiene ondas directas, reflejadas y las ondas superficiales (ver figura 12), como se mencionó el objetivo es convertir esas trazas $u(x,t)$ en una representación que

facilite la medición de velocidades de fase por frecuencia, en este caso aplicando una transformada que lleva la señal del dominio espacio-tiempo al dominio frecuencia–número de onda (f–k).

El vector de desplazamientos registrados:

$$u(x, t), \quad x = x_1, x_2, \dots, x_N \quad (2.32)$$

Contiene información sobre la fase y la velocidad de propagación de las ondas. La utilización de múltiples canales mejora, la resolución espectral, la capacidad de separar modos, la relación señal-ruido, mediante promediado de registros idénticos (*stacking*).

Ya en el dominio f-k visualmente se genera un espectro se distinguen bandas de energía, extrayendo para cada frecuencia el k asociado al máximo de energía se obtiene la curva de dispersión experimental $v_{ph}(f)$ y finalmente se aplica la inversión.

Hay varios puntos conceptuales y prácticos que es imprescindible entender:

- **Relación entre frecuencia y profundidad:** la capacidad de resolución de la inversión viene dada por las longitudes de onda dominantes, una regla útil es que la máxima profundidad sensible es del orden de la mitad a una longitud de onda de las frecuencias bajas registradas. Por ejemplo, si la frecuencia mínima útil es 5 Hz y la velocidad de corte promedio en profundidad es 200 m/s, la longitud de onda $\lambda=V/f=40$ m, aunque se suele sugerir usar la longitud de onda entre 3 o 2.5 para mayor sensibilidad. Eso condiciona la geometría del arreglo y la fuente.
- **Sensibilidad no uniforme:** las frecuencias altas tienen alta sensibilidad a las capas superficiales; las bajas a capas profundas, además, ciertas capas tienen mayor influencia en ciertas frecuencias; la inversión comúnmente muestra bandas de incertidumbre

distintas con la profundidad, y por eso la parametrización (número de capas, dónde colocar los nodos) afecta fuertemente el resultado.

- **Ambigüedad y no unicidad:** varios modelos de estratificación pueden producir curvas de dispersión parecidas, para mitigar la no unicidad se usan restricciones (rangos físicos para V_s , relaciones empíricas entre V_p y V_s , densidad asociada) y se exploran múltiples soluciones aceptables para estimar incertidumbres.
- **Modos múltiples:** si el subsuelo admite modos superiores, la curva observada puede corresponder a una mezcla de modos. Identificar el modo fundamental y usar sólo él simplifica la inversión; cuando se reconocen modos superiores, puede invertirse un conjunto de curvas (fundamental + 1er sobretono) para mejorar la resolución vertical.
- **Aliasing y sampling espacial:** la separación entre geófonos Δx fija un límite al número de onda máximo. Si Δx es demasiado grande para las frecuencias altas, pierdes la capacidad de resolver esas frecuencias (y por tanto las capas más superficiales). Por eso se recomiendan espaciamientos pequeños si el objetivo es resolver centímetros/metros superficiales, o mayores para objetivos profundos.
- **Preprocesado:** aplicar filtros, eliminar offset DC, cortar ventanas temporales centradas en la señal de interés, y hacer grupos de golpes idénticos son prácticas estándar.

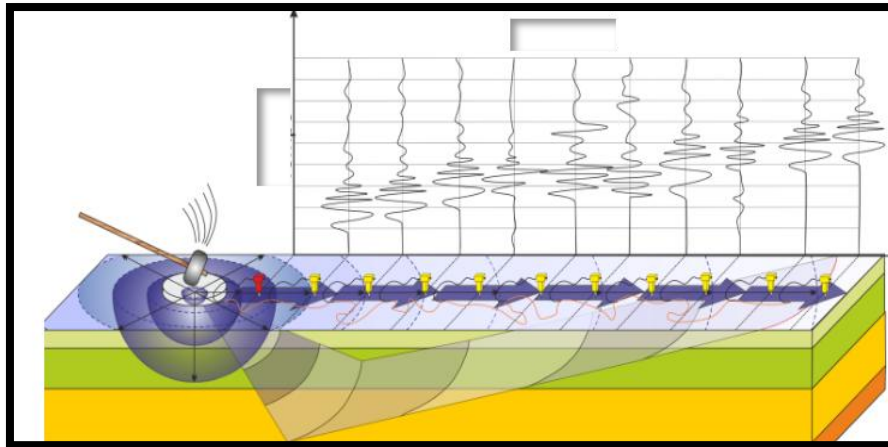


Figura 2.11. Arreglo para la medición de MASW (fuente: <https://cheming.ec/aplicacion-de-la-sismica-de-ondas-superficiales-masw/>).

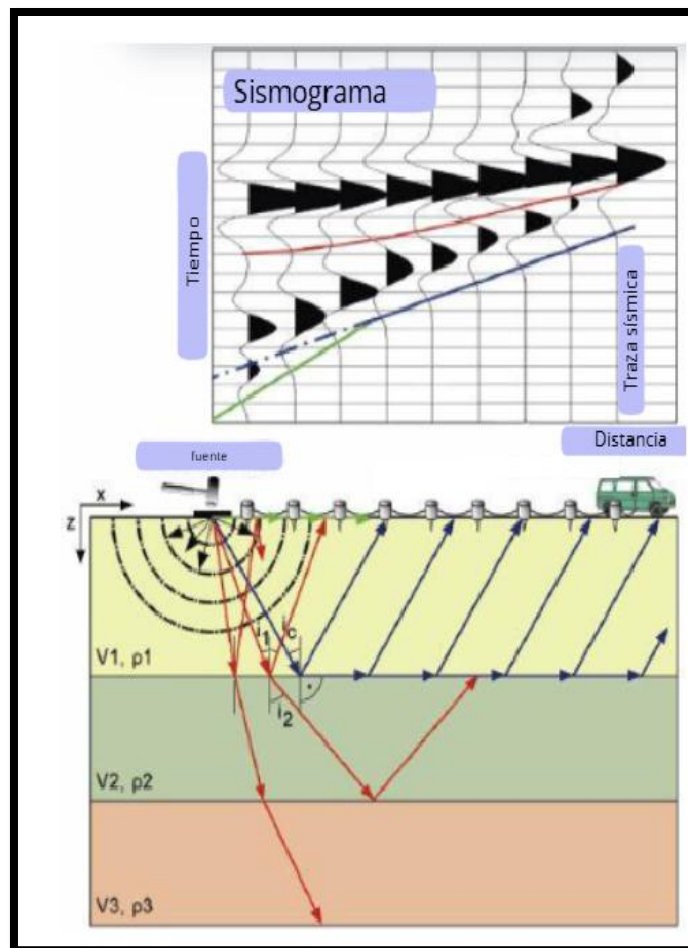


Figura 2.12. Fenómeno de la Dispersión en Medios Estratificados (fuente: <https://cheming.ec/aplicacion-de-la-sismica-de-ondas-superficiales-masw/>).

3. METODOLOGÍA

3.1. Equipo empleado para campaña de adquisición H/V

La campaña de adquisición H/V, objeto de este trabajo, se llevó a cabo utilizando la siguiente instrumentación:

- Adquisidor DAQLink III
- 2 sismómetros triaxiales
- 2 cables de conexión sismómetro a caja de derivación multicanal
- Cable de conexión batería a DAQLink III
- Cable LAN de conexión DAQLink III a PC
- Brújula
- Botón disparador (trigger)
- Batería de 12V
- PC portátil

DAQlink 3, System 24-bit Acquisition System (Adquisidor)

El *DAQlink 3 System 24-bit Acquisition System* (ver figura 3.1) es la tercera generación de sistemas sismógrafos portátiles de la empresa *Seismic Source Company*, es un dispositivo de adquisición de datos de alta precisión diseñado para captar señales sísmicas en estudios geofísicos, su resolución de 24 bits permite registrar con gran exactitud las variaciones en las vibraciones del suelo, mejorando la calidad de los datos capturados.

Este equipo es compatible con sensores triaxiales y ofrece capacidades avanzadas para la medición y almacenamiento seguro de información en condiciones de campo, siendo ideal para investigaciones de respuesta sísmica y análisis dinámicos del subsuelo.

El *DAQlink III* es un sistema versátil que puede configurarse para funcionar como una unidad de monitoreo autónomo, un equipo para estudios de refracción o un sistema de reflexión sísmica distribuida, está diseñado tanto para implementaciones temporales como para despliegues a largo plazo, permitiendo monitoreo continuo o intermitente, ya sea de forma local o remota. Gracias a su sincronización con reloj externo mediante un módulo GPS, radios VHF/UHF o conexión por cable, es adecuado para operar en diversos entornos.

El *DAQlink III* ofrece una tecnología avanzada que garantiza una alta calidad en la adquisición de datos de campo, su conversor analógico-digital (ADC) de 24 bits permite una velocidad de muestreo ultra rápida de 48,000 muestras por segundo, lo que se traduce en datos más precisos y detallados y gracias a su reloj de alta resolución, junto con su capacidad de bajo ruido y baja distorsión, el sistema genera registros de alta calidad.

El equipo está diseñado para proteger y gestionar los datos de manera eficiente almacenando siempre la información en su caja, evitando cualquier pérdida de datos además permite descargar registros mientras continúa grabando, asegurando una producción constante sin interrupciones, permite grabación continua o activada mediante temporizadores, eventos específicos o entradas de disparo, lo que lo hace adaptable a distintos proyectos, es modular y apilable, lo que facilita combinar múltiples unidades para aumentar los canales disponibles, la compatibilidad con un módulo GPS y redes facilita su sincronización y configuración eficiente, también mencionar que cuenta con un hardware de aluminio resistente y ligero, agujeros de rosca y anillos de sellado que lo hacen apto para su portabilidad en campo.

El *DAQlink III* incluye el software *VibraScope*, una herramienta integral que facilita la configuración del equipo para la adquisición de datos sísmicos, este software permite monitorear de manera eficiente la operación del sismógrafo, además de gestionar la descarga y evaluación de los datos recolectados durante el estudio, entre sus principales características.

VibraScope ofrece la visualización detallada de los datos capturados, junto con herramientas avanzadas de análisis que permiten evaluar amplitudes y espectros de fase, también incluye funciones para el cálculo del RMS del ruido y la generación de gráficos de señal, brindando información clave para evaluar la calidad de los registros y optimizar el rendimiento en investigaciones geofísicas.



Figura 3.1. (izquierda) DAQlink 3 System 24-bits sistema adquisidor, (derecha) componentes básicos de un DAQlink System.

Tabla 1. Especificaciones DAQlink 3 System obtenido de su manual.

Especificación	Descripción
Analógico/Digital:	Convertidor sigma delta de 24 bits
Filtros Anti-Alias:	85% de la frecuencia de Nyquist
Filtro de Corte Bajo:	Usuario seleccionable – DC, 0.1 Hz, 2 Hz
Tasas de Muestra:	1/48, 1/16, 1/8, 1/4, 1/2, 1, 2, 4, 8, 16 ms
Ganancias PreAmp:	x2 (6 dB) y x32 (30 dB) estándar; x1 (0 dB) y x16 (24 dB) opcional

Entrada máxima en x2 (Estándar):	3.58 Voltios P-P x2 (Estándar); 7.16 Voltios P-P x1 (Opcional)
Ancho de Banda:	CC a 15 kHz
Poder:	Menos de 0,4 vatios por canal
Impedancia de Entrada:	100k
Sincronización de Reloj:	GPS
No. de Canales:	6, 12 o 24
Temperatura:	-40°C a +85°C
Humedad:	0 a 100%
Tamaño:	330 x 230 x 60 mm
Peso:	3,5 kg
Almacenamiento de Datos (Interna 16GB CF):	120 Horas (24 canales @ 2ms)
Almacenamiento de Datos (a través de Ethernet):	Ilimitado
Formato de Datos:	Flotador de 32 bits IEEE SEG-Y/SEG-D

3.2. Adquisición de datos usando método Nakamura (*HVSR*).

Para la adquisición de datos, se utilizará el sistema *DAQlink 3*, conectado a dos sismómetros en cada estación de medición. El procedimiento consistirá en desplegar el equipo en cada una de las 21 estaciones dentro del campus de la Universidad de El Salvador.

En cada estación, se realizarán cuatro registros siguiendo este esquema:

1. **Primera medición:** Se coloca el *DAQlink 3* y los dos sismómetros en paralelo para la captura inicial de datos.
2. **Segunda medición:** Se rota la orientación de los sismómetros 45 grados y se registra nuevamente, para completar los cuatro conjuntos de datos por estación.

Dado que se emplean dos sismómetros por medición, en cada estación se obtendrán cuatro registros en total (dos por cada medición). Los datos obtenidos en cada punto serán procesados posteriormente para analizar la respuesta sísmica local y evaluar las características dinámicas del suelo en el campus.

3.2.1. Consideraciones generales para la obtención de registros sísmicos para método Nakamura H/V.

Antes de iniciar la campaña de adquisición de datos, para garantizar la calidad y confiabilidad de los registros sísmicos al aplicar el método Nakamura H/V, es fundamental seguir una serie de consideraciones relacionadas con la ubicación de las mediciones, la configuración del equipo y las condiciones ambientales.

Por este motivo se verificaron las condiciones ambientales según las recomendaciones del proyecto SESAME, incluyendo:

- **Minimización del ruido ambiental:** Evitar la actividad humana y vehicular para evitar interferencias, de ser posible evitar horarios con alto tráfico peatonal o vehicular, priorizando momentos de menor actividad para minimizar ruido externo.
- **Evitar condiciones meteorológicas adversas:** No se realizaron registros durante lluvias intensas o vientos fuertes, ya que podrían generar vibraciones no deseadas.
- **Ubicación del equipo en suelo estable:** Se evitaron zonas con pendientes pronunciadas, superficies inestables o estructuras rígidas cercanas que pudieran reflejar ondas sísmicas, así mismo se evitó la cercanía a fuentes de vibraciones antropogénicas
- **Configuración del Equipo:** Utilizar sismómetros de baja frecuencia natural (1 Hz o menor) para captar de manera óptima las vibraciones del suelo, asegurar una correcta nivelación y orientación de los sensores para evitar errores en las mediciones y verificar la conexión y calibración del **DAQlink 3** antes de iniciar la adquisición de datos.
- **Duración y Calidad de los Registros:** Registrar un mínimo de 20 a 30 minutos de datos continuos para garantizar estabilidad en la curva H/V y asegurar una tasa de muestreo adecuada, *generalmente entre 100 y 200 Hz*, dependiendo de la profundidad esperada del estrato de interés.

3.2.2. Campaña de Adquisición de Datos HVSR

La adquisición de datos HVSR se realizó utilizando dos geófonos, los cuales registraron simultáneamente en dos posiciones diferentes dentro del sitio de medición. Se empleó un total de seis canales de registro, distribuidos de la siguiente manera:

- Tres canales correspondientes a las componentes Z (vertical), N-S (norte-sur) y E-W (este-oeste) de un geófono.
- Tres canales correspondientes a las mismas componentes del segundo geófono.

Los geófonos se colocaron con una separación de 20 metros, asegurando que estuvieran correctamente nivelados y alineados al norte con una brújula, se evitó la presencia de desniveles y se garantizó un acoplamiento adecuado con el suelo, evitando interferencias de superficies artificiales como pavimento o concreto.

3.2.3. Geometría de Adquisición

La configuración utilizada en las cinco áreas de estudio siguió una disposición en "Cruz", con las configuraciones: **AB-BA** y **AB45°-BA45°**

Este método permite evaluar con mayor precisión las posibles direccionalidades de la señal, mejorando la confiabilidad de las mediciones. Se estableció un intervalo de muestreo de 2 milisegundos y una duración total de registro de 30 minutos por estación.

3.2.4. Configuración del Sistema de Adquisición

El sistema de adquisición utilizado fue el DAQlink 3, encargado de convertir la señal captada por los geófonos de formato analógico a digital. La configuración del DAQlink 3 se realizó mediante el software VScope, instalado en un ordenador portátil.

Una vez configurado el sistema, se inició la prueba mediante un disparador (trigger), asegurando que los registros capturados cumplieran con los parámetros establecidos.

3.3 Procesamiento HVSR.

3.3.1 Metodología para el Procesamiento de Datos HVSR utilizando el software Geopsy.

El procesamiento de los registros adquiridos se realizó en Geopsy, utilizando los archivos generados por VScope en formato .sg2, los cuales contienen las seis componentes registradas (tres de cada geófono), geopsy aplica ciertos pasos:

- **Selección de ventanas:** el registro se divide en segmentos de tiempo (p. ej., 20–40 s). Esto asegura que cada ventana de tiempo pueda considerarse aproximadamente estacionaria.
- **Ventaneo con funciones suavizantes:** cada ventana se multiplica por una función tipo coseno levantado (*taper*) para reducir fugas espectrales (*leakage*) en la FFT.
- **Transformada de Fourier rápida (FFT):** se aplica a cada ventana.

La Transformada de Fourier descompone una señal en sus componentes de frecuencia, la FFT (Fast Fourier Transform) es un algoritmo eficiente para calcular esa descomposición, si tienes un registro temporal $x(t)$, la FFT produce un espectro complejo $X(f)$.

Para cada ventana m de longitud N :

$$X^{(m)}(f) = \sum_{n=0}^{N-1} x^{(m)}[n] e^{-i2\pi fn/N} \quad (3.1)$$

Para obtener el espectro de potencia se hace un escalamiento y una normalización:

$$P^{(m)}(f) = \frac{1}{Nf_s} |X^{(m)}(f)|^2 \quad (3.2)$$

Donde:

fs = frecuencia de muestreo

$|X^{(m)}(f)|^2$ = energía contenida en la frecuencia f (según el teorema de parseval).

Teorema de Parseval: Según el teorema de Parseval la energía total se define como:

$$\sum_{n=0}^{N-1} |x[n]|^2 = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} |X[k]|^2 \quad (3.3)$$

El PSD representa cómo se distribuye la potencia de la señal en función de la frecuencia (no solo la energía bruta).

Geopsy no usa un único espectro por ventana, sino que hace un promedio estadístico:

$$PSD(f) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M P^{(m)}(f) \quad (3.4)$$

Con M = número de ventanas.

Finalmente calcula el cociente H/V con los PSD obtenidos de cada componente:

$PSD_{NS}(f)$ = espectro de la componente Norte-Sur.

$PSD_{EW}(f)$ = espectro de la componente Este-Oeste.

$PSD_Z(f)$ = espectro de la componente vertical.

Se calcula:

$$H(f) = \sqrt{\frac{PSD_{NS}(f) + PSD_{EW}(f)}{2}} \quad (3.5)$$

y luego

$$H/V(f) = \frac{H(f)}{PSD_Z(f)} \quad (3.6)$$

De aquí surge la curva H/V, con sus intervalos de confianza. A continuación, veremos cómo se realiza esto en el software.

Configuración Inicial en *Geopsy*

- A. Abrir *Geopsy* y configurar las preferencias. Se usaron las predeterminadas, aunque es posible modificar parámetros como formato de archivo, visualización gráfica y nombres de identificación.
- B. Importar los archivos de señal .sg2, conteniendo las seis componentes sísmicas.
- C. En la sección *Edit*, des-seleccionar la opción "*Bloquear edición de tabla*", que por defecto está activada en *Geopsy*.
- D. Corregir la identificación de las componentes, ya que los datos de *VScope* registran todas las señales como verticales. Se editó la tabla para asignar correctamente los nombres de cada componente:
 - a. Vertical, Norte, Este para el Geófono A.
 - b. Vertical, Norte, Este para el Geófono B.

Creación de Grupos de Señales

- A. En la sección *Edit*, seleccionar *New Groups*.
- B. En la opción *Create Several Groups*, seleccionar *Key/Component*.
- C. Se generan tres grupos de señales (Vertical, Norte y Este) con las componentes, lo que permite visualizar el gráfico y la tabla individualmente.

Cálculo de la Razón H/V

- A. Seleccionar las componentes de señal.
- B. En la sección *Tools*, seleccionar la herramienta *H/V*.
- C. Abrir el "*TOOLBOX*" relacionado con el gráfico H/V (se abre automáticamente).

- D. En la sección “*TIME WINDOWS*” seleccionar la opción “*GENERAL*”, configurar:
 - a. Longitud de las ventanas temporales.
 - b. Activar la opción “*ANTI-TRIGGERING ON RAW SIGNAL*”.
 - c. Seleccionar “*AUTO*” y hacer clic en “*SELECT*”.

Aplicación del *Anti-Triggering* (anti activación)

La opción *Anti-triggering* permite a *Geopsy* calcular automáticamente ventanas temporales en cada señal, se descartan transitorios energéticos, es decir, picos que superan la amplitud media de la señal, esto mejora la precisión del análisis al eliminar interferencias externas.

Generación del Espectro H/V

- A. Iniciar el cálculo de la razón H/V presionando *Start*.
- B. Se genera el gráfico H/V de los datos, el cual puede ajustarse en *Properties* para mejorar la visualización.
- C. Exportar el gráfico en formato .png y guardar los datos en un archivo en formato .hv

Análisis de Espectros de Frecuencia

- A. En *Tools*, seleccionar la opción *Spectrum*.
- B. Se genera el gráfico del espectro de frecuencia para cada componente individual.
- C. Cada espectro representa la media de los espectros obtenidos en todas las ventanas temporales seleccionadas.
- D. Exportar la imagen.

Evaluación de la Direccionalidad H/V

- A. En *Tools*, seleccionar la herramienta *H/V Rotate*.

B. Esto permite analizar la variabilidad direccional de la razón H/V en función de la orientación del sitio.

C. Exportar la imagen

Obteniendo así las curvas h/v de cada sismómetro de forma individual, posteriormente se realiza el análisis individual de cada una de las gráficas generadas de las 4 mediciones realizadas por sitio (ver la sección de metodología para el análisis de gráficas), después de asegurarse que las 4 mediciones sean correctas se procede a la generación de un promedio.

3.3.2. Generación de gráfico promedio de curvas h/v y cálculo de espesores.

Mediante Python se desarrolló un programa que lee los cuatro archivos .hv con curvas H/V obtenidos en un mismo sitio (en diferentes orientaciones) generados previamente en *geopsy*, verifica que todas tengan las mismas frecuencias, y luego calcula el promedio aritmético punto por punto de las amplitudes H/V. Obteniendo un gráfico promedio de las curvas h/v con el fin de obtener un dato más preciso y contrastar con las diferentes curvas realizadas previamente.

El código utilizado realiza automáticamente la conversión de los datos de frecuencia (en Hz) a periodo (en segundos), lo cual es particularmente útil para aplicaciones ingenieriles. Esto es así porque en ingeniería sísmica es común manejar los datos en términos de periodo, pues facilita la interpretación y el diseño sísmico de estructuras.

Además, el código genera gráficos con la representación espectral en función del periodo, y guarda en un archivo Excel los valores correspondientes tanto de frecuencia como de periodo para cada uno de los sitios analizados, almacenándolos en una carpeta de ubicación determinada.

Primero, el programa lee todos los archivos .hv en cada subcarpeta. Cada archivo contiene pares de valores $(f, A(f))$, donde f es la frecuencia en (hz) y $A(f)$ es la amplitud H/V correspondiente.

Luego, como hay varias curvas registradas para un mismo sitio, el código construye un promedio espectral de todas ellas, de la forma:

$$\bar{A}(f_i) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N A_k(f_i) \quad (3.7)$$

Donde $A_k(f_i)$ es la amplitud en la frecuencia f_i para la curva k , y N es el número de curvas disponibles. Este paso sirve para suavizar la variabilidad y obtener una curva representativa del sitio.

El siguiente paso consiste en identificar el pico fundamental de resonancia. Esto se hace buscando el valor máximo de la curva, es decir: $f_{\text{pico}} = \underset{f}{\operatorname{argmax}} A(f)$.

De este modo, el programa obtiene la frecuencia fundamental f_{pico} , el período fundamental T , se obtiene mediante el recíproco: $T = \frac{1}{f_{\text{pico}}}$. Y la amplitud máxima asociada a ese pico.

Con la frecuencia fundamental ya calculada, el código aplica una relación de la teoría de ondas sísmicas en suelos estratificados, se asume un modelo simple de una capa blanda de espesor H sobre un basamento rígido.



Figura 3.2. Modelo simplificado de capa.

En este caso, la frecuencia fundamental está dada por la condición de cuarto de longitud de onda: $f_0 = \frac{V_s}{4H}$, donde V_s es la velocidad de propagación de ondas S en el material de la capa.

Despejando H , el espesor de la capa, se tiene:

$$H = \frac{V_s}{4f_0} \quad (3.8)$$

Usando $V_s = 300$ m/s, este número es usado basado en los valores del mapa V_s 30 generado por el ministerio de medio ambiente (MARN) y confirmado por valores similares obtenidos a través del MASW.

Finalmente, guarda todos los resultados (frecuencia, período, amplitud y espesor) en tablas y gráficos, y los exporta en un archivo de Excel con un resumen de todos los sitios analizados.

Luego con otro código se realiza un modelo 3D de espesores del terreno, realiza un análisis espacial tridimensional de los espesores del suelo en diferentes sitios, utilizando interpolación para generar superficies continuas. A diferencia del código anterior, aquí no se hace análisis espectral, sino que se trabaja directamente con los valores de espesor H y sus coordenadas (x,y) en el espacio geográfico.

Para poder representar la capa en 3D, se crea una malla regular de coordenadas, Luego, se realiza interpolación cúbica usando los datos de los sitios para estimar los valores de espesor en cada punto de la malla:

$$Z_{\text{sup}}(X, Y) \approx \sum_i h_i w_i(X, Y) \quad (3.9)$$

Donde $w_i(X, Y)$ son funciones de interpolación cúbica que dependen de la distancia de cada punto de la malla a los sitios conocidos.

Como resultado genera una superficie azul que representa cómo varía el espesor entre los sitios, cada sitio se muestra con un punto rojo y una línea vertical que conecta la base con la superficie, para ver exactamente dónde está medido.

En resumen, convierte tus puntos de medición dispersos en un “mapa 3D” continuo que se puede visualizar y entender fácilmente, mostrando tanto los valores medidos como varía el espesor entre ellos.

Siguiendo este procedimiento, se garantizó un análisis preciso y confiable de la respuesta sísmica del suelo en el campus de la Universidad de El Salvador, permitiendo obtener datos clave para la caracterización geofísica de la zona.

3.3.3 Metodología para el Análisis e interpretación de gráficas *HVSR*.

3.3.3.1 Análisis de gráficas individuales.

Previo al cálculo del valor promedio final se realiza un análisis individual de cada curva h/v, curva PSD y h/v rotado para ver si hay cambios grandes a cortas distancias debido a direccionalidad o ruido, el análisis es el siguiente:

Análisis de las curvas H/V: En el análisis de las curvas H/V, la atención se centra en la identificación de picos espectrales que representan la frecuencia fundamental del sitio. Para ello, se examina la relación entre el movimiento horizontal y el vertical a lo largo del espectro de frecuencias. La frecuencia fundamental (f_0) se reconoce como el primer pico significativo y estable de la curva, usualmente a bajas frecuencias, que presenta una amplificación clara con respecto al nivel de base.

Un criterio fundamental para validar dicho pico es su claridad y persistencia. El pico debe ser nítido, reproducible en diferentes ventanas de tiempo, y con una relación señal/ruido suficiente (generalmente un valor de $H/V \geq 2$ acompañado de un SNR *Signal-to-Noise Ratio*) superior a 3, cuando la curva presenta un máximo bien definido, con amplitud claramente superior a las oscilaciones vecinas, puede considerarse como la frecuencia fundamental del sitio.

En los casos donde aparecen múltiples picos, se distinguen posibles modos superiores o resonancias locales, estos se interpretan de acuerdo con su consistencia espacial y temporal, y su amplitud relativa respecto al pico principal. El ancho del pico también se evalúa, ya que un pico estrecho indica un fuerte contraste de impedancias entre capas, mientras que un pico ancho sugiere un perfil más heterogéneo o con mayor amortiguamiento.

Asimismo, se comparan las curvas obtenidas en distintas orientaciones o mediciones independientes para verificar la repetibilidad del resultado, la consistencia en la localización de f_0 entre diferentes registros incrementa la confiabilidad de la interpretación, mientras que variaciones significativas pueden deberse a ruido instrumental, condiciones superficiales, o heterogeneidades en el subsuelo.

En síntesis, el análisis de las gráficas H/V se basa en identificar la frecuencia fundamental a partir del primer pico dominante, evaluar su amplitud y estabilidad, analizar la presencia de posibles modos secundarios, y verificar la consistencia entre mediciones, este procedimiento asegura que la frecuencia reportada corresponda a una respuesta real del sitio y no a errores del registro, para comprenderlo mejor lo podemos ver en el siguiente ejemplo:

El siguiente registro se tomó en ues_010 y se usará como ejemplo sobre cómo se realiza el análisis previo a la realización de la curva promedio que se usará como dato final (ver figura 3.3)

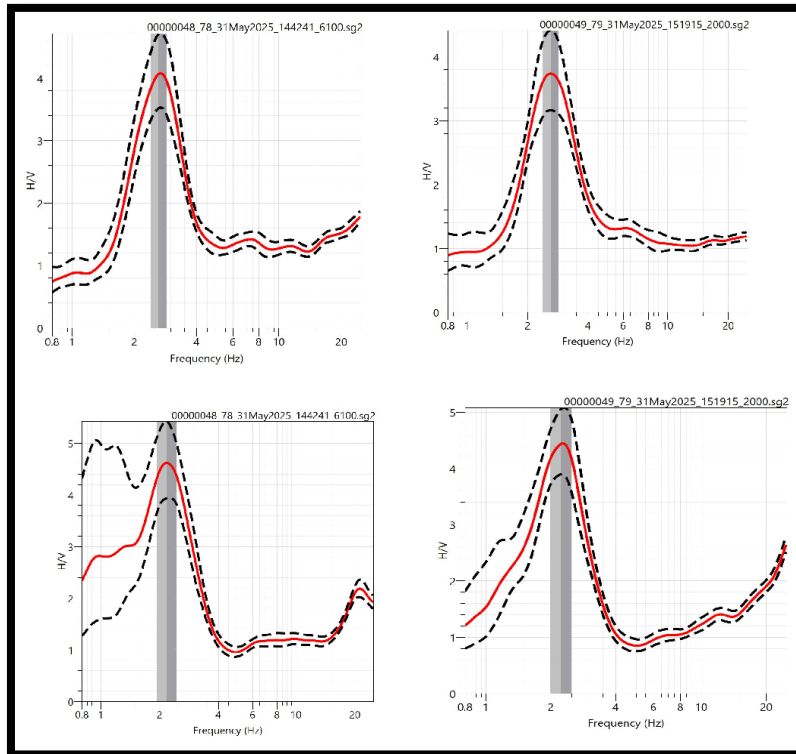


Figura 3.3. Curvas iniciales individuales de los 4 registros obtenidos en ues_010.

Los cuatro espectros H/V muestran un pico fundamental claro en torno a los 2.5-3 Hz, aunque con variaciones en la amplitud máxima y en la nitidez del pico entre mediciones. En todos los casos, el intervalo sombreado confirma que el algoritmo identificó el mismo rango de frecuencias dominantes, lo cual sugiere una buena consistencia espacial en la determinación de la frecuencia fundamental pese a la separación de los sensores.

En cuanto a la amplitud del pico, se observan diferencias: en dos de los registros el máximo alcanza valores entre 4.5-5 Hz, mientras que en los otros dos el valor máximo ronda entre 3–3.5 Hz. Estas discrepancias en amplitud son comunes en mediciones H/V, ya que la amplitud

es más sensible a factores locales como la orientación del sensor, pequeñas variaciones en el terreno superficial, o incluso diferencias en el acoplamiento del instrumento al suelo. Por el contrario, la frecuencia fundamental tiende a ser más robusta y coherente entre mediciones, lo cual se confirma en este caso.

Amplitudes elevadas (por encima de 5) suelen indicar que el sitio tiene un marcado contraste de impedancia acústica entre capas superficiales blandas y el sustrato duro o rocoso, lo que genera un efecto de amplificación sísmica significativo, estas condiciones pueden ser especialmente riesgosas para edificaciones, ya que aumentan el movimiento de las estructuras ante un sismo, además de amplitudes superiores a 10 se consideran graves y representan una clara alerta para la evaluación de riesgos sísmicos.

Amplitudes medias (por encima de 3) corresponden típicamente a sitios con estratigrafía moderada o transiciones menos abruptas entre el suelo y el sustrato, donde el efecto de amplificación persiste, pero es menos extremo.

Amplitudes bajas (por debajo de 3) indican que el suelo es más rígido o que el contraste entre capas es menor, por lo cual la amplificación sísmica será menos relevante. En estos sitios, los movimientos sísmicos tienden a ser transmitidos sin grandes incrementos en intensidad.

Finalmente, también podemos corroborar la desviación estándar como las líneas discontinuas arriba y abajo de la curva promedio, La validez de la frecuencia fundamental se evaluó siguiendo los criterios del proyecto SESAME (2004), considerando tanto la estabilidad en frecuencia del pico H/V como la dispersión estadística de las amplitudes, usualmente considerando desviaciones en la amplitud alrededor del pico superiores a 0.5hz como muy dispersas y puestas en consideración para descarte o retoma de datos.

La franja sombreada indicada por *Geopsy* representa el intervalo de frecuencia en el cual el máximo H/V se considera estable y reproducible, adicionalmente, la confiabilidad del resultado se evaluó mediante la desviación estándar de las amplitudes H/V; considerándose válidos aquellos puntos que presentaron un pico bien definido, con franja sombreada presente y una dispersión estadística limitada.

En resumen, sobre el ejemplo podemos decir que el análisis conjunto de los cuatro registros indica que la frecuencia fundamental del sitio se encuentra estable alrededor de 2.5–3 Hz, con una dispersión de amplitudes atribuible a efectos locales y de instalación. Esto confirma la utilidad del arreglo en cruz: permite discriminar entre variaciones instrumentales o superficiales y el verdadero comportamiento del subsuelo.

Análisis densidad espectral de potencia (PSD): El análisis espectral de las señales sísmicas se realiza a partir del cálculo de la densidad espectral de potencia (PSD) (ver figura 16), que representa la distribución de la energía de la señal en función de la frecuencia. De esta manera, es posible identificar en qué rangos de frecuencia se concentran los máximos de energía, lo que a su vez permite reconocer la respuesta dinámica característica del sitio.

En cada gráfico se presentan tres componentes: Este–Oeste (línea verde), Norte–Sur (línea roja) y Vertical (línea azul), la comparación entre estas curvas permite evaluar la variabilidad direccional de la señal, es decir, si el terreno presenta un comportamiento diferenciado según el eje de propagación.

Geopsy genera 2 gráficos (PSD) uno con la línea continua y uno con línea punteada, la línea continua representa el espectro obtenido directamente del promedio de las ventanas de tiempo procesadas. Este resultado refleja la respuesta más “cruda” o inmediata del registro. Por su parte, el gráfico con la línea discontinua corresponde a un espectro suavizado mediante la aplicación de una ventana de filtrado o de un método de promediado (por ejemplo, Konno-

Ohmachi o similar). El suavizado tiene como finalidad eliminar fluctuaciones locales de la señal que podrían deberse a ruido, destacando únicamente las tendencias más robustas.

La curva continua permite visualizar las irregularidades y detalles finos de la señal, útiles para detectar posibles anomalías o resonancias secundarias, mientras la curva discontinua muestra de manera más clara los picos dominantes de frecuencia, lo que facilita la interpretación y comparación entre componentes, si las punteadas y la continua coinciden bastante la señal es estable, si están muy separadas hay dispersión o presencia de ruido.

Estas gráficas son fundamentales porque representan la base del análisis de la respuesta sísmica del sitio. Los picos principales de las curvas indican las frecuencias naturales a las cuales el terreno amplifica la señal, mientras que las diferencias de amplitud entre componentes permiten identificar direccionalidad en la amplificación. Esta información es clave para la caracterización dinámica del suelo, y constituye un insumo indispensable para la evaluación de la vulnerabilidad sísmica y para el diseño de estructuras seguras en la zona de estudio.

La densidad espectral de potencia describe cómo se distribuye la potencia (energía) de una señal en función de la frecuencia.

Matemáticamente, si $x(t)$ es una señal estacionaria, el PSD se define como:

$$S_{xx}(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \mathbb{E} \left[|X_T(f)|^2 \right] \quad (3.10)$$

Donde:

- $X_T(f)$ = Transformada de Fourier de la señal truncada en un intervalo T .

- $E[\cdot]$ = valor esperado (promedio estadístico).

- El PSD tiene unidades de $[x]^2/\text{Hz}$

En el ejemplo basado en el punto registrado en ues_010 obtuvimos las siguientes curvas:

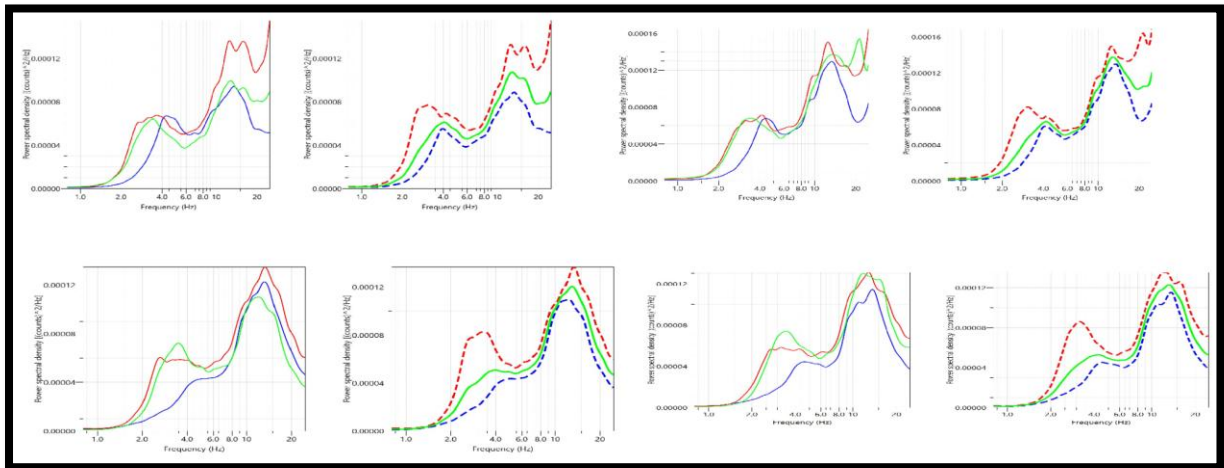


Figura 3.4. Curvas PSD de los 4 registros obtenidos en ues_010.

En los gráficos espectrales obtenidos en ues_010 se aprecia un comportamiento consistente en las tres componentes (roja, verde y azul), donde se observan incrementos progresivos de la densidad espectral de potencia a medida que aumenta la frecuencia, con la presencia de varios picos definidos.

En todos los casos, se distingue el pico en el rango de 2-4 Hz en ese punto se observa lo que se espera de la frecuencia fundamental según el método Nakamura, donde la componente vertical contribuye menos energía que las horizontales, como es esperado. Asimismo, se distinguen picos secundarios en torno a los 8 a 12 Hz y entre los 16-20 Hz, atribuible a resonancias secundarias atribuibles a capas más someras o a fuentes de ruido ambiental, estos picos secundarios no afectan la determinación de la frecuencia principal, pero resultan útiles para describir la complejidad dinámica local del subsuelo.

La comparación entre las curvas continuas y discontinuas indica la estabilidad y repetibilidad del cálculo, ya que las formas generales coinciden, pero las curvas discontinuas muestran una amplitud ligeramente mayor en las frecuencias bajas y medias. Esto refleja la influencia del método de suavizado aplicado en el procesamiento espectral, que resalta las tendencias principales sin eliminar las variaciones de detalle.

En conclusión, el H/V constituye la herramienta central para definir f_0 , mientras que el PSD complementa la interpretación al mostrar cómo se distribuye la energía por componente y frecuencia, ayudando a descartar posibles artefactos y a identificar resonancias adicionales.

Análisis de los resultados de la herramienta *H/V Rotate*. Finalmente, antes de realizar el promedio se hace el análisis de direccionalidad a través de la herramienta *H/V rotate*, (ver figura 17), el análisis *H/V rotate* permite explorar la estabilidad de la frecuencia fundamental frente a la rotación de las componentes horizontales

El método clásico de Nakamura (H/V) promedia las dos componentes horizontales y las divide por la vertical, pero el *H/V rotate* consiste en rotar el plano horizontal en diferentes ángulos (0° a 180°) y calcular el cociente H/V en cada orientación, Esto se representa como una familia de curvas, cada una para un ángulo de rotación. Con el objetivo de verificar si la frecuencia fundamental (f_0) y la forma del pico cambian según la dirección, en el eje X está la frecuencia, en el Y el azimut (orientación de la componente horizontal), y el color indica la amplitud H/V.

Si el pico fundamental aparece independiente del azimut (es decir, siempre en la misma frecuencia sin importar la orientación) se considera que el pico de resonancia (f_0) es estable en todas las direcciones se considera que el subsuelo es relativamente isótropo y homogéneo en términos de respuesta sísmica y se valida la robustez del resultado. Si el pico cambia de amplitud o se desplaza mucho o desaparece según el ángulo indica anisotropía o estratigrafía

direccional (por ejemplo, capas inclinadas, estructuras geológicas alargadas, rellenos con orientación preferente) o limitaciones en la aplicación del método.

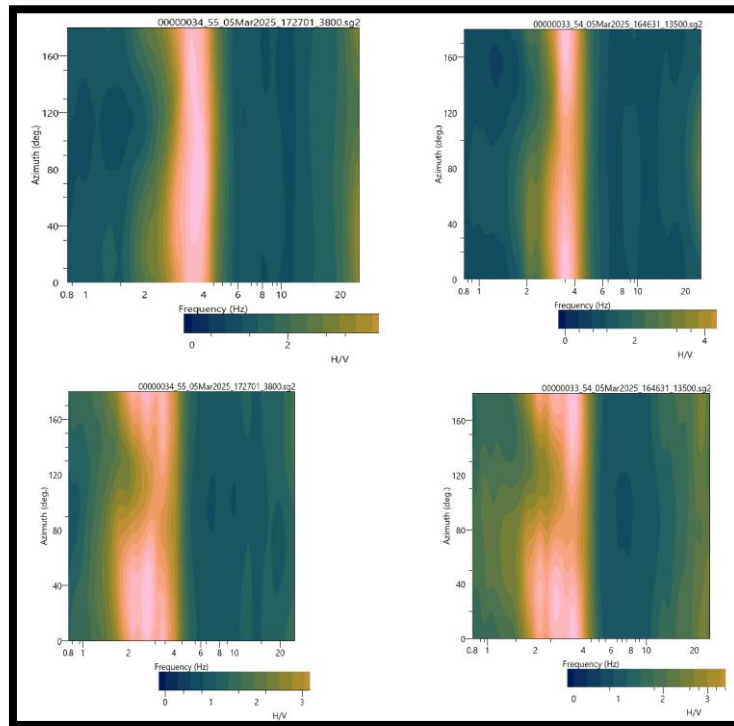


Figura 3.5. Gráficos H/V Rotate de los 4 registros obtenidos en ues_010.

Viendo las gráficas obtenidas, en todas se observa un pico predominante entre 2–3 Hz, que se mantiene estable a lo largo de todos los azimuts, esto confirma que la frecuencia fundamental es estable y no depende de la dirección de análisis.

La amplitud máxima H/V también se mantiene concentrada en ese rango de frecuencias, lo cual refuerza la confiabilidad, en frecuencias mayores a 6-8 Hz se nota algo más de variabilidad con el azimut (colores dispersos), pero eso es común porque allí la señal tiene menor energía y aumenta la influencia del ruido.

3.3.3.2. Análisis conjunto y generación de gráfico promedio.

La frecuencia fundamental del sitio se ubica establemente en el rango 2.5-3 Hz, detectada en H/V clásico y corroborada en H/V Rotate, el PSD respalda esta interpretación mostrando acumulación de energía en bajas frecuencias.

La ausencia de variaciones notables con el azimut en los H/V Rotate demuestra que el arreglo en cruz y la instalación fueron adecuados, y que los resultados son robustos y confiables, las diferencias menores en amplitud entre ventanas de tiempo o entre orientaciones son atribuibles a variabilidad natural del ruido y no afectan la identificación de la frecuencia fundamental.

Finalmente, al corroborar que los gráficos tienen la forma adecuada y que no se detectaron errores de instalación o ruido excesivo se procede a obtener el valor definitivo de frecuencia fundamental y amplitud generando el gráfico promedio con el código de Python previamente mencionado. Aumentando la robustez del dato presentado y convirtiendo el valor de frecuencia a periodo siendo esta unidad más útil para aplicaciones ingenieriles, siendo este el valor presentado (ver figura 3.6).

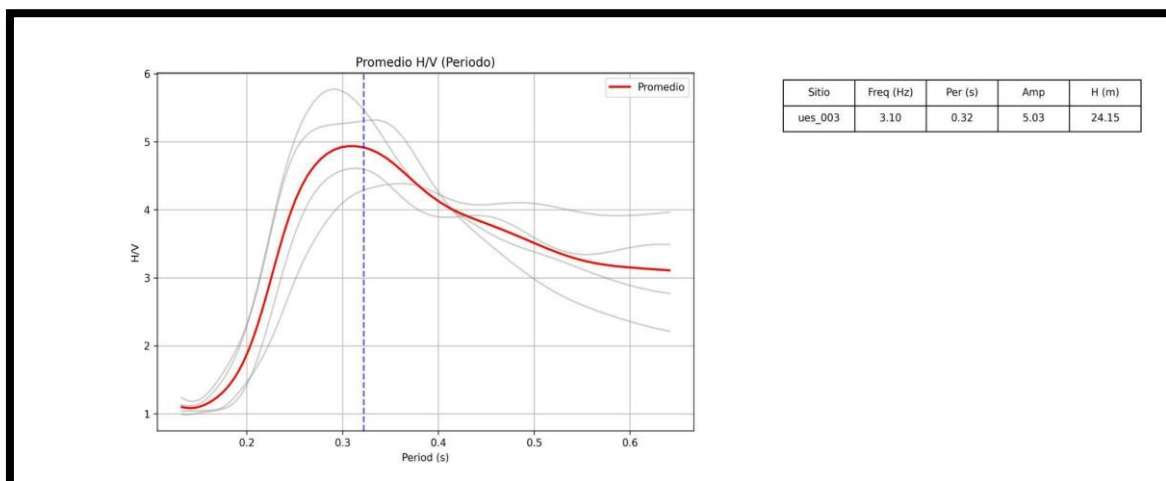


Figura 3.6. Curva H/V promedio en valores de periodo (resultado final) en ues_010.

3.4. Equipo empleado para campaña de adquisición MASW

La campaña de adquisición MASW, se llevó a cabo utilizando la siguiente instrumentación:

- Adquisidor DAQLink 4
- 24 geófonos verticales
- cables de conexión para geófonos
- Cable de conexión batería a DAQLink 4
- Cable LAN de conexión DAQLink 4 a PC
- Brújula
- Botón disparador (*trigger*)
- Batería de 12V
- PC portátil

DAQlink 3, System 24-bit Acquisition System (Adquisidor): El sistema DAQLink 4 (ver figura 3.7) es un sistema de adquisición sísmica digital de 24 bits de múltiples canales, cada unidad DAQLink 4 puede tener de 6 a 24 canales analógicos independientes. El sistema DAQLink 4 utiliza conexiones de red Ethernet estándar y protocolo de red TCP/IP estándar, usando su hardware Ethernet, se pueden conectar varias unidades DAQLink 4 para aumentar el número de canales. Además, DAQLink 4 se puede conectar a cualquier configuración de red estándar.

Es la cuarta generación de sistemas de sismógrafos portátiles, se puede configurar como un sistema de monitoreo independiente, un sistema de refracción o un sistema de reflexión sísmica distribuida, viene con el software Vscope que controla el sismógrafo, proporcionando control de adquisición, control de calidad de datos y almacenamiento de archivos.

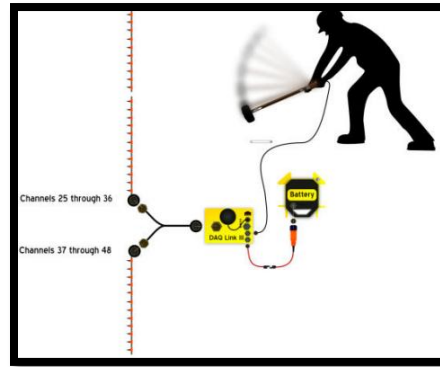


Figura 3.7. (izquierda) DAQlink 4 System 24-bit Acquisition System, (derecha) componentes básicos y aplicación del DAQlink 4 System.

Tabla 2. Especificaciones DAQlink 4 System obtenido de su manual.

Especificación	Descripción
A/D	Convertidor sigma delta de 24 bits
Filtros antialias	85% de frecuencia de Nyquist
Filtro de corte bajo	Seleccionable por el usuario: 0,001 a 120 Hz
Tipos de filtro	Fase lineal
Tasas de muestreo	125 a 64.000sps
Ganancia del preamplificador	x1 (0 dB) y x16 (24 dB)

Tensión máxima de entrada	+/-3,7 V con ganancia x1
Ancho de banda	De CC a 20 kHz
Impedancia de entrada	100K ohmios
Sincronización del reloj	GPS o radio VHF
Alimentación	10 a 28 V CC
Consumo de energía	Normalmente 0,13 W por canal
Rendimiento a 500sps	
Precisión del gatillo	+/-1 μ s
Rango dinámico	mejor que 124 dB
%THD	0.00008%
Diafonía	Mejor que -125 dB

CMRR	Mejor que -100 dB
Ruido de fondo	<0.2 μ V RMS at 500sps
Físico	
Número de canales	24
Temperatura	-40°C a +85°C
Humedad	0 a 100%
Talla	279 x 246 x 40 mm
Peso	2kg
Formato de los datos	SEG-2, SEG-D, SEG-Y, ASCII y MiniSEED

3.5. Adquisición de datos MASW.

Para la adquisición de datos, se utilizará el sistema *DAQlink 4*, conectado a 24 canales. El procedimiento consistirá en desplegar el equipo dentro del campus de la Universidad de El Salvador se usa una configuración lineal por lo que se coloca una fila de geófonos equiespaciados cada 2 metros, realizando varias mediciones o golpes, se realiza un golpe a 2 metros

del primer geófono, a 10 metros del primer geófono, a 2 metros del último geófono y a 10 metros del último geófono, gracias a esto se puede revisar el resultado desde distintas perspectivas y analizar cuál es el dato que da más información después de ser procesada.

Se busca generar un campo de ondas lo más coherente posible; por esto se registran varias reiteraciones, para un estudio típico una configuración de 24 geófonos con espaciado 2 m y una fuente a 2-10 m del primer geófono es razonable; repartir la energía con una placa y realizar 3-5 golpes suele dar buena relación señal/ruido.

3.6. Procesamiento MASW.

3.6.1. Metodología para el Procesamiento *MASW* utilizando el software *Geopsy*.

3.6.1.1. Preparar los datos (antes de abrir *FK Active*).

- Primero se abre el archivo en *Geopsy*, se debe tener una matriz x-t clara: trazas ordenadas por posición (x) y tiempo (t), por lo que es importante revisar esas columnas en la tabla de valores de *geopsy* y asignar valores correctos.
- Revisar la componente: para MASW y FK activo normalmente se trabaja con la componente vertical (geófonos verticales).

3.6.1.2. Ajustar la configuración de la herramienta *FK active* en *Geopsy*.

Selecciona una ventana temporal que contenga la energía de las ondas superficiales (coda y la fase útil), eliminando ruido tardío y partes sin señal y configurar los parámetros principales:

- **Rango de frecuencia (fmin-fmax):** se define el rango a analizar.
- **Rango de velocidad (o rango de número de onda):** en *Geopsy* normalmente pides un rango de velocidades de fase (vmin–vmax) o un rango de número de onda k, si no se

conoce, se pone un rango amplio y luego se recorta visualmente a criterio del investigador.

- **Número de muestras en k (o resolución en k)**
- **Filtro previo:** Si es necesario a criterio del investigador.

3.6.1.3. Ejecutar FK y leer la imagen f–k.

Al iniciar el cálculo, *Geopsy* generará el espectro f–k (mapa 2D: frecuencia vertical vs número de onda o velocidad horizontal) con la energía concentrada en curvas.

Se observa:

- **Banda principal:** será el modo fundamental de Rayleigh.
- **Múltiples bandas:** posible presencia de modos superiores; se debe separar a criterio del investigador.
- **Artefactos / *aliasing*:** simetría o imágenes fuera de la banda esperada indican problemas de muestreo.

Extracción de la curva de dispersión (f–V): En la vista f-k, se elige la herramienta de picado. Se traza a ojo la cresta de máxima energía para cada frecuencia. Se identifica la cresta continua que atraviesa el rango de frecuencias, ese es el modo fundamental, al usar la herramienta de picado se puede guiar por los valores de normalización más cercanos al valor de uno, al ver dos crestas paralelas se marca la más continua en todo el rango como fundamental, finalmente se guarda y exporta la curva y la imagen.

3.6.1.4. Inversión de curvas de dispersión.

En este paso se usa “*Dinver*” (acrónimo de Dispersion Inversion) es el módulo de Geopsy que realiza la inversión no lineal de las curvas de dispersión experimentales de ondas superficiales, su objetivo es determinar un modelo 1D de velocidades sísmicas (V_s , V_p , densidad, espesores de capas) cuyo modelo teórico reproduzca la curva de dispersión observada.

Para esto se define el modelo inicial, incluyendo número de capas, número de modelos, frecuencia de muestreo, además de una capa final con valor infinito inferior.

Para cada capa se introducen rangos de parámetros:

- **Espesor (h):** entre un mínimo y máximo razonable.
- **V_s :** velocidad de onda de corte, se usa estimaciones 100-200 m/s (suelo blando), 400-600 m/s (transición), 800–1500 m/s (roca).
- **V_p :** suele fijarse por relación con V_s .
- **Densidad (ρ):** Si se conoce.

Finalmente se ejecuta la inversión, el software generará muchos modelos aleatorios dentro de los rangos definidos, cada modelo produce una curva teórica produciendo un conjunto de soluciones con un error asociado, el perfil con menor *misfit* (desajuste) suele seleccionarse como modelo representativo.

3.6.2. Metodología para el Análisis e interpretación de gráficas *MASW*.

3.6.2.1. Análisis de la curva de dispersión

El resultado principal del FK activo es un gráfico $f-k$ o $f-c$ (frecuencia vs. velocidad de fase). Geopsy muestra la curva de dispersión extraída, representa cómo se mueve la onda de Rayleigh en el sitio dependiendo de la frecuencia, cada punto en la curva representa la velocidad aparente

de la onda de Rayleigh que está dominada por una profundidad aproximada de $\lambda/3$ (un tercio de la longitud de onda), además se aplica una normalización, Geopsy ajusta la amplitud máxima de cada frecuencia a 1, generando una banda de color uniforme que facilita la identificación visual del modo fundamental. Esta banda sirve como guía para el proceso de picado de la curva de dispersión.

En el gráfico podemos observar:

- **Eje X:** frecuencia (Hz)
- **Eje Y:** velocidad de fase (m/s)
- **Manchas de energía:** zonas donde FK detectó energía coherente viajando como onda superficial, los tonos oscuros (azul/verde oscuro) señalan zonas de mayor energía/coherencia y los tonos rosados/claros son zonas de baja energía.

El mapa muestra energía f - V ; los tonos oscuros indican máxima coherencia/energía para cada frecuencia.

Un incremento gradual de velocidades (curva suave ascendente) indica un suelo estratificado típico, si la curva muestra una pendiente muy pronunciada, indica un contraste fuerte de rigidez, como roca superficial o un basamento muy rígido y si muestra saltos o zonas planas, puede indicar un manto rígido o estratos muy contrastantes.

3.6.2.2. Análisis del modelo de inversión

Dinver de *geopsy* toma la curva de dispersión y te devuelve un modelo 1D del suelo, típicamente en base a capas con espesor, velocidad V_s y si se posee la información de densidad y V_p (si de este no se posee se liga a la V_s). Representa la variación vertical de la rigidez del terreno (V_s), que es directamente proporcional:

$$G = \rho \cdot V_s^2 \quad (3.11)$$

donde G es el módulo de rigidez, en la práctica, lo que te entrega es el perfil $V_s(z)$, véase cómo cambia la velocidad de onda de corte con la profundidad.

V_s baja = suelo blando, compresible, deformable.

V_s alta = suelo rígido, denso, o roca.

el F-k activo genera una curva de dispersión que revela cómo se comportan las ondas al viajar, y la inversión reconstruye el subsuelo para generar un perfil V_s que explica esa firma, esto es útil para determinar el V_{s30} (velocidad de la onda s a 30 metros) para clasificación de sitio según normas sísmicas, para identificar estratos blandos que amplifiquen el movimiento sísmico, detectar cambios litológicos, identificar profundidad del basamento rígido y reconocer contactos entre materiales.

4. Análisis de resultados.

4.1. Resultados método HVSR.

A fin de caracterizar las condiciones de sitio y las propiedades del suelo en el área de estudio, se realizaron mediciones de ruido ambiental utilizando el método de razón espectral de Nakamura (HVSR). En la tabla siguiente se resumen los parámetros principales obtenidos para cada sitio muestreado, incluyendo la frecuencia fundamental (Hz), el periodo asociado (s), la amplitud máxima de la razón espectral, la altura estimada de la columna de suelo (H), y las coordenadas geográficas, obtenidos de la curva promedio HVSR obtenido de los 4 datos obtenidos por sitio (ver anexo 3). Estos resultados permiten identificar las variaciones espaciales de las propiedades dinámicas del suelo y constituyen la base para el análisis de susceptibilidad sísmica y respuesta local. La información compilada en la tabla es fundamental

para la interpretación de la dinámica del subsuelo y para futuras correlaciones con estudios geotécnicos y sísmicos locales.

Tabla 3. Resultados obtenidos en cada uno de los sitios donde *freq.* Es frecuencia en hertz, *Per.* Es el periodo en segundos, *Amp.* es la amplitud, un cociente adimensional y *H* el espesor en metros.

Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)	Este	Norte
ues_001	2.74	0.37	6.17	27.37	-89.2014	13.71919
ues_002	2.87	0.35	5.17	26.16	-89.2022	13.71898
ues_003	3.10	0.32	5.03	24.15	-89.2036	13.7171
ues_004	2.70	0.37	5.43	27.78	-89.2055	13.71832
ues_005	2.47	0.40	4.06	30.33	-89.2048	13.71916
ues_006	2.74	0.36	5.14	27.37	-89.2033	13.71853
ues_007	2.59	0.40	3.71	28.99	-89.203	13.71794
ues_008	2.49	0.40	4.62	30.18	-89.2007	13.72089
ues_009	2.96	0.35	2.61	25.38	-89.2021	13.71749
ues_010	2.47	0.41	3.65	30.40	-89.2011	13.72136
ues_011	2.94	0.34	3.96	25.53	-89.2013	13.71648

Las frecuencias fundamentales (f_0) varían entre aproximadamente 2.47 Hz y 3.10 Hz, lo que sugiere la presencia de depósitos de suelo blando de espesores moderados a bajos sobre el sustrato rocoso, ya que suelos más profundos o menos rígidos suelen presentar valores más bajos de frecuencia. Los periodos asociados fluctúan entre 0.32 s y 0.41 s, lo que está en alineación con respuestas típicas para zonas urbanas con moderada estratigrafía de suelos.

Los valores de amplitud obtenidos en el espectro H/V (HVSr) representan el grado de amplificación sísmica local y ayudan a determinar cómo la energía de las ondas sísmicas puede ser intensificada por el suelo superficial durante un terremoto. Las amplitudes máximas registradas del espectro H/V van desde 2.61 hasta 6.17; los sitios con mayor amplitud (como en el caso de ues_001, ues_004) pueden estar sujetos a una mayor amplificación sísmica local, lo cual es relevante para la evaluación del riesgo sísmico y para establecer recomendaciones de diseño estructural en función del efecto de sitio, por lo general se considera en el ámbito de la

ingeniería civil que con valores de amplitud mayor a 5 puede provocar daño estructural significativo.

En conjunto, la diversidad en los valores de frecuencia, periodo y amplitud entre sitios indica la heterogeneidad del subsuelo dentro del área estudiada. Las variaciones pueden estar asociadas a cambios litológicos, diferencias en el espesor de los depósitos aluviales, o variaciones en el nivel freático. Esto subraya la importancia de realizar múltiples mediciones para tener un análisis representativo y confiable.

Se debe señalar también, que durante el análisis previo a los gráficos de PSD (ver anexo 5) por componente no se encontraron picos extraños o señales de ruido significativo, por otro lado en el análisis del gráfico de direccionalidad H/V *rotate* (ver anexo 6) se encontró cierta direccionalidad a la izquierda en bajas frecuencias principalmente en los puntos *ues_11*, *ues_9*, *ues_5*, esto está asociado a ruido por las limitaciones propias del equipo utilizado que tiene baja sensibilidad a muy bajas frecuencias y no a información geofísica relevante.

4.1.1. Perfiles de espesores.

Con el fin de visualizar la distribución espacial del espesor de los depósitos superficiales respecto al basamento rocoso, se elaboraron perfiles 2D integrando los resultados obtenidos por el método HVSR. Estos perfiles permiten evidenciar las variaciones en la elevación de la superficie y el espesor H del suelo sobre el nivel medio del mar (MSL), en los distintos puntos de medición de la zona de estudio.

En cada gráfico, la línea roja representa la topografía del terreno, mientras que la línea negra indica la profundidad del basamento rocoso; la zona sombreada en azul corresponde a la columna de suelo blando entre ambas. Los sitios de medición se señalan en el perfil,

permitiendo correlacionar la ubicación espacial con los resultados obtenidos de parámetros sísmicos.

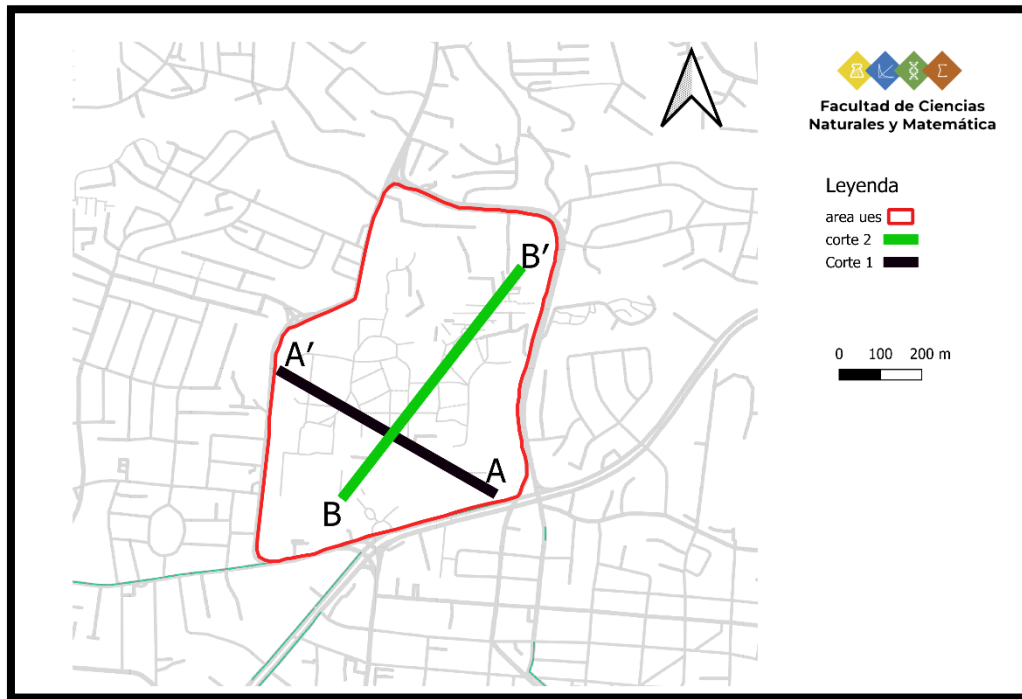


Figura 4.1. Perfiles realizados en función de los valores obtenidos para representar el valor de los espesores

Estos cortes permiten tener una visión transversal del subsuelo en direcciones estratégicas de la zona, integrando la información obtenida mediante el método HVSR, estos cortes son fundamentales para identificar sectores con mayor espesor de suelo blando, los cuales presentan mayor susceptibilidad a efectos de amplificación sísmica. Asimismo, facilitan la interpretación de la heterogeneidad geológica y su impacto en la respuesta dinámica local, aportando información relevante para la microzonificación sísmica y la gestión de riesgos en futuros desarrollos urbanos.

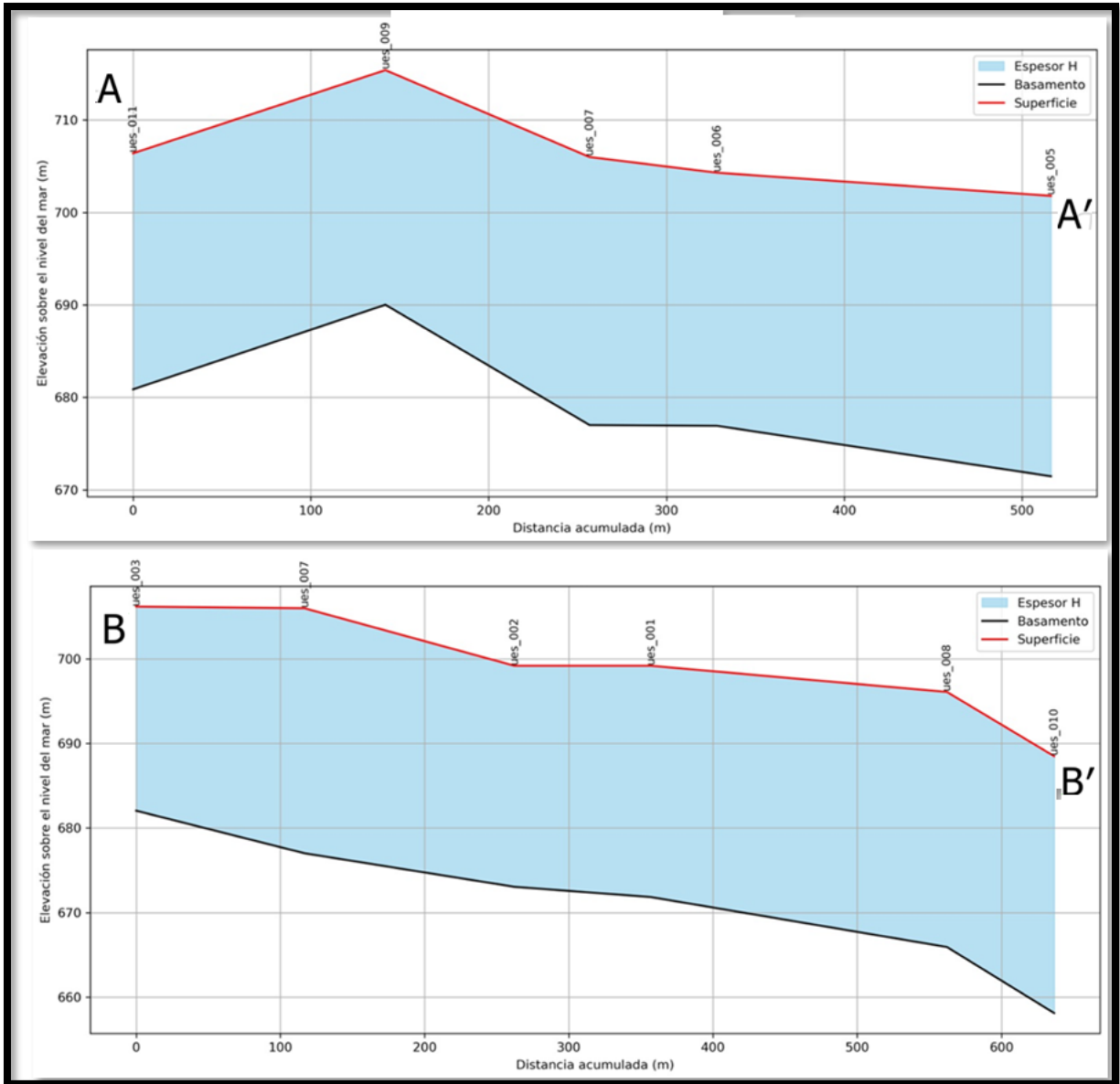


Figura 4.2. (arriba) Corte 1, (abajo) Corte 2

En el perfil superior (corte 1), se puede observar que el espesor H varía entre aproximadamente 24 y 31 metros, con un máximo en el sitio ues_003 donde el terreno presenta una elevación mayor y el espesor del suelo superficial es más pronunciado.

El perfil inferior muestra el espesor H en otra sección donde el espesor superficial también varía, con valores cercanos a 20-30 metros, observándose una disminución progresiva hacia la derecha del corte, coincidente con la reducción en elevación del terreno y el basamento.

Estas secciones 2D permiten visualizar claramente la variabilidad espacial del espesor de los depósitos superficiales, fundamental en el análisis de la respuesta dinámica del suelo y la valoración del potencial de amplificación sísmica local.

Cada estación ubicada sobre las trazas corresponde a un sitio de medición presentado en la tabla de resultados HVSR, los valores de periodo fundamental reportados ahí reflejan el espesor y tipo de suelo alojado en cada punto:

En las regiones de mayor espesor superficial representado en los perfiles como la zona azul, los valores de periodo fundamental suelen ser mayores, indicando la presencia de depósitos más blandos y profundos. Por ejemplo, en los cortes, sitios como ues_003 y ues_005, donde el espesor es máximo, tienen periodos relativamente altos que oscilan en el rango de 0.40-0.41s.

Por contraste, sitios con menor espesor y basamento más cercano a la superficie, como ues_009 y ues_011, presentan valores de periodo fundamental más bajos (0.34-0.35s), reflejando suelos más delgados y posiblemente más rígidos, a partir de la relación inversa entre periodo y frecuencia fundamental.

4.1.2. mapa de contorno de isoperiodos.

Para ilustrar la distribución espacial del periodo fundamental obtenido mediante el método HVSR, se elaboró un mapa de contorno empleando el software *Surfer*, fue generado a partir de los valores registrados en los distintos puntos de medición y procesado mediante el método de interpolación *Kriging*, asegurando una visualización continua y representativa de las variaciones locales presentes en el área estudiada (ver figura 22). El resultado permite identificar gradientes y zonas de interés sísmico, facilitando la interpretación de los posibles efectos de sitio y la relación entre los parámetros geofísicos evaluados y el contexto geológico de la región.

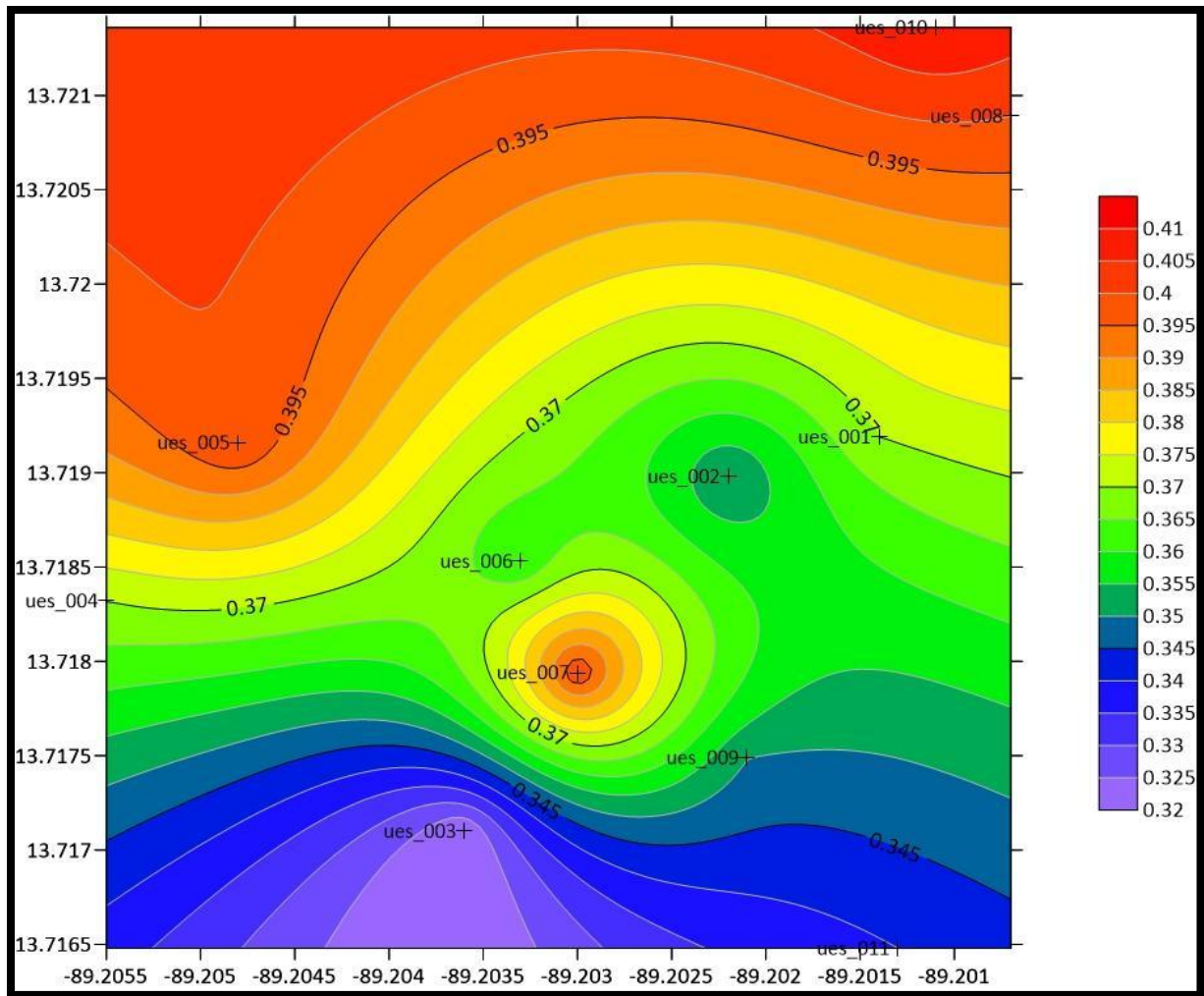


Figura 4.3. Mapa de contornos de periodo fundamental del suelo obtenido mediante el método HVSR.

El mapa de contornos elaborado en *Surfer* muestra la distribución espacial del período fundamental (T_0) obtenido a partir de los espectros HVSR en el área estudiada, La característica más destacada del mapa es un máximo claramente definido alrededor de la estación ues_007, donde los valores de T_0 alcanzan los 0.40–0.41 s. Esta anomalía presenta una geometría aproximadamente circular, sugiriendo un engrosamiento local del depósito blando, o bien la presencia de un material de muy baja rigidez inmediatamente bajo la estación.

La concentración cerrada de isolíneas alrededor de este punto indica un gradiente fuerte, es decir, una transición brusca hacia materiales más rígidos a corta distancia, esto sugiere una depresión local del basamento o un relleno sedimentario puntual más espeso que en el resto del sitio.

A partir del máximo en ues_007, se observan gradientes que se distribuyen con las siguientes direcciones:

Hacia el sur y suroeste (hacia ues_003 y ues_011): El período disminuye hacia valores de 0.32-0.345 s, lo que indica una reducción significativa del espesor de los sedimentos o un aumento en la rigidez del material subyacente.

Hacia el norte y noroeste (ues_005, ues_010): Los valores aumentan nuevamente hacia 0.395-0.40 s, aunque no alcanzan el máximo observado en ues_007. Esto sugiere otro sector con depósitos más blandos, aunque no tan marcados como el centro de la anomalía.

Hacia el este (ues_001, ues_002, ues_009): Se identifican valores intermedios entre 0.36 y 0.37 s, con un pequeño mínimo local cercano a ues_002 (~0.365 s), esto indica un sector ligeramente más rígido comparado con el centro de la anomalía.

La orientación alargada de las isolíneas en esta región (aproximadamente NE-SW) indica que los cambios en el espesor o rigidez del subsuelo tienen una dirección estructural preferente.

4.2. Resultados método MASW.

Con el objetivo de caracterizar las propiedades dinámicas del subsuelo en el área de estudio, se aplicó el método MASW (Multi-Channel Analysis of Surface Waves). Este método permite obtener perfiles de velocidad de onda de corte (V_s) mediante el análisis de la propagación de ondas superficiales generadas en campo y registradas por arreglos multicanal de geófonos.

Se procesaron los datos sísmicos para obtener las curvas de dispersión de ondas Rayleigh (ver figura 23), las cuales representan la variación de la velocidad de fase en función de la frecuencia, este análisis fue realizado utilizando el software *Geopsy*, que facilita la visualización y selección de las curvas de dispersión más representativas para cada línea sísmica de medición.

Posteriormente, a partir de las curvas extraídas, se llevó a cabo el proceso de inversión geofísica utilizando *Dinver*, lo que permitió generar modelos de subsuelo con profundidad, estimando la variación de la velocidad de onda de corte (V_s) en cada estrato identificado. Los resultados se presentan en forma de gráficos de dispersión y perfiles de inversión, evidenciando los principales contrastes de velocidad y rigidez del terreno

4.2.1. Resultados de dispersión F-K activo.

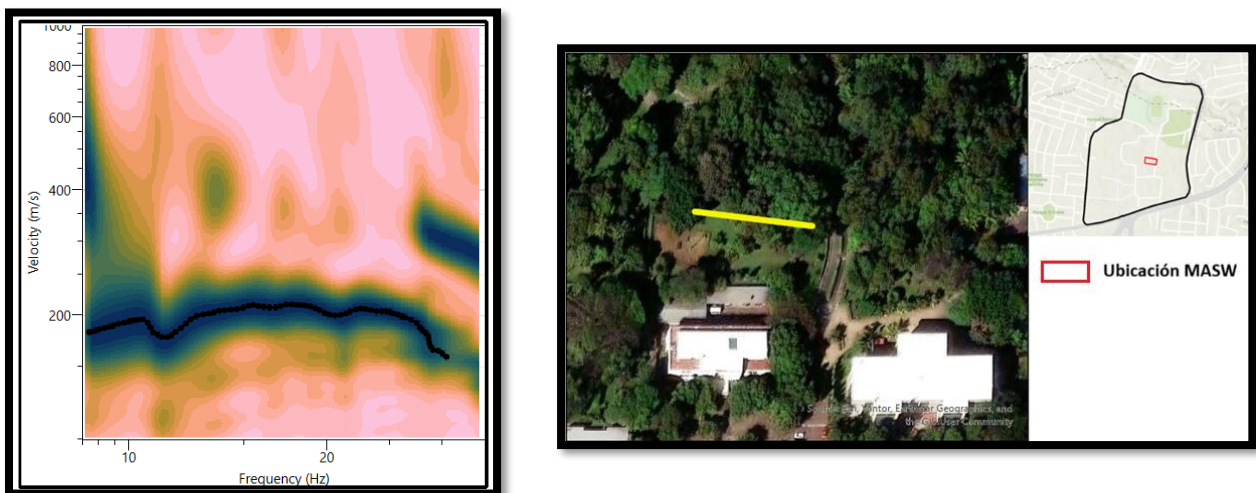


Figura 4.4. (izquierda) Gráfico de dispersión F-K activo, (Derecha) Ubicación perfil MASW.

El espectro FK muestra un modo fundamental estable con velocidades de fase dominantes 200-240 m/s entre 5-20 Hz, la dispersión es compatible con un modelo 2 capas.

La curva picada (línea negra) corresponde al modo fundamental: es continua y homogénea en la banda 6-18 Hz, lo que indica un picado confiable para inversión, se observan manchas de energía a velocidades mayores entre 400-600 m/s que probablemente corresponden a modos superiores o a ruido de fondo y no se usan en la inversión. Usando la relación $\lambda=c/f$ y sensibilidad $\approx\lambda/3$, las frecuencias registradas proporcionan información útil en el rango 3-10 m. Por tanto, la inversión estará bien condicionada para caracterizar capas someras hasta 10 m; la resolución más allá de ese rango disminuye al menos con el equipo y configuración empleada.

La sensibilidad de las frecuencias registradas cubre aproximadamente 3-15 m, por lo que la inversión es robusta para las capas someras, pero no para profundidades mayores (se recomienda complementar con métodos que alcancen frecuencias más bajas si se necesita caracterizar más profundidad).

4.2.2. Resultados de modelo de inversión.

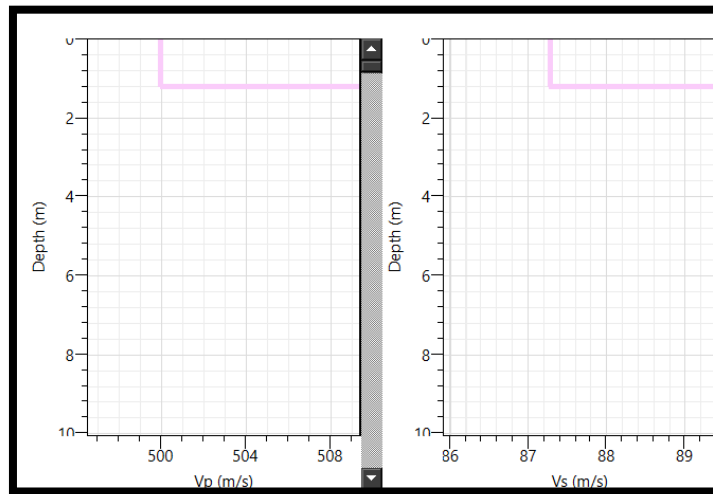


Figura 4.5. Modelo de inversión (visualización de la primera capa)

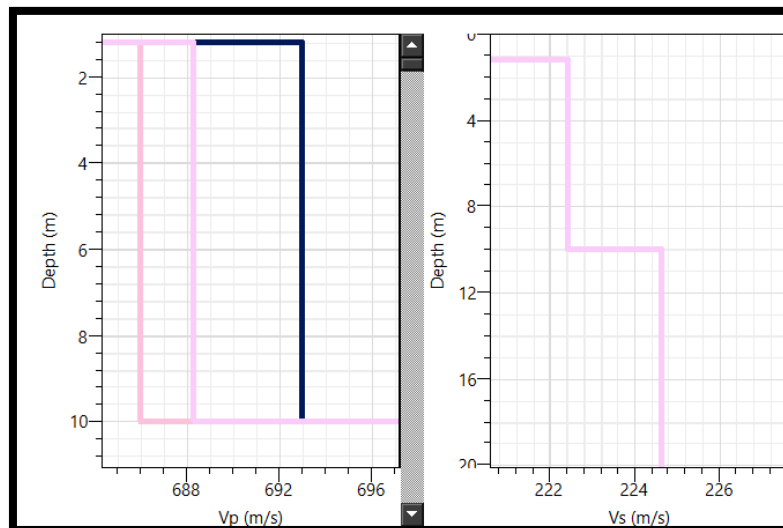


Figura 4.6. Modelo de inversión (visualización de la segunda capa y la última capa semi-infinita)

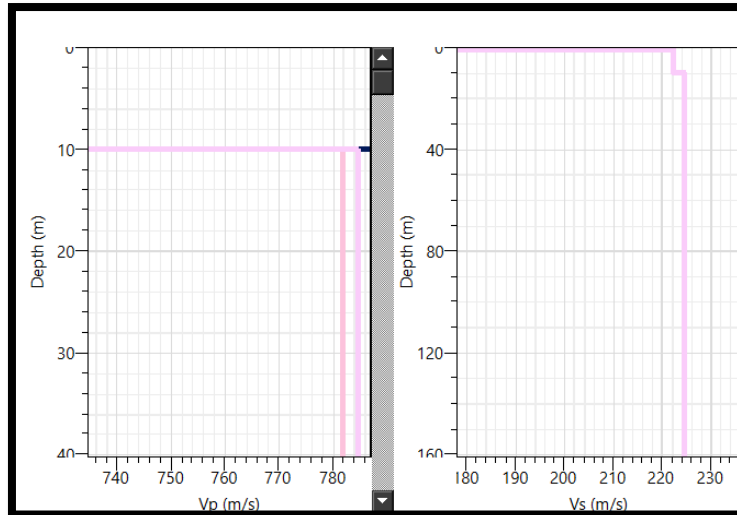


Figura 4.7. Modelo de inversión (visualización de la segunda capa V_p y visualización general de V_s)

El modelo presentado corresponde a una inversión MASW del modo fundamental, parametrizado como dos capas someras más semi-infinito, los resultados indican una capa superficial muy blanda (espesor $\approx 1.5-2$ m, $V_s \approx 87-95$ m/s) sobre un estrato más competente (espesor $\approx 2-10$ m, $V_s \approx 220-225$ m/s) que se extiende hasta profundidades donde la inversión alcanza la semi-infinitud ($V_s \approx 225$ m/s). El modelo es coherente con la columna litológica disponible (piroclásticos, pómez y ceniza en los primeros metros; aglomerados y lava escoriácea en los niveles inferiores).

La primera unidad a más o menos 0-2 m muestra $V_s \approx 87-95$ m/s, coherente con depósitos piroclásticos pómez y ceniza descritos en la columna estratigráfica, la segunda unidad (2-10 m) presenta $V_s 222-225$ m/s, coherente con aglomerados y tobas más compactas, por la sensibilidad espectral del registro, la inversión no resolvió contrastes adicionales de forma robusta a profundidades mayores, por lo que se modeló un semi-espacio con $V_s \approx 225$ m/s.

Capa 1 (0 - $\approx 2-3$ m).

Valores representativos: $V_s \approx 87-90$ m/s; $V_p \approx 500-510$ m/s

Materiales piroclásticos sueltos (pómez, ceniza con alta porosidad). La baja velocidad de corte es coherente con su alta porosidad y baja rigidez. Esta capa controla la respuesta a altas frecuencias y la resonancia superficial.

Los Vs (87-90 m/s superficial y 222-225 m/s debajo) coinciden con la columna (pómez/ceniza, aglomerados/toba)

Capa 2 (\approx 2-10 m)

Valores representativos: Vs \approx 222-225 m/s; Vp \approx 685-690 m/s

Depósitos volcánicos más compactos (aglomerados, tobas más consolidadas, lava escoriácea alterada). El salto de Vs entre capa 1 y 2 es consistente con la transición observada en la columna estratigráfica.

Medio profundo / semi-infinito (>10 m en el modelo)

Valores representativos: Vs \approx 225 m/s (constante)

La inversión no resolvió contrastes adicionales significativos a profundidad dentro de la sensibilidad del registro; por tanto, se modela un semi-espacio con propiedades similares a la capa anterior, esto es por falta de sensibilidad a mayores profundidades.

Se reconoce que la incertidumbre principal proviene de la falta de ensayos geotécnicos complementarios véase valores de densidad y de velocidad complementarios; por ello se recomienda complementar este estudio con estudios, sondeos y ensayos dinámicos futuros para confirmar los valores de densidad y Poisson y reducir la incertidumbre en los parámetros derivados, por otro lado la comparación de la curva de dispersión generada por el modelo con la picada del f-k activo coincide con un error de 0.0707 (véase anexo 2) esto indica que ambas curvas se parecen y tienen buena coincidencia, esto no asegura que el modelo sea idéntico a la

realidad, pues puede fallar por falta de parámetros o por errores al realizar el picado pero indica mayor certeza.

4.2.3. Otros Productos finales.

Usando el software “Paraview” para mejor visualización se realizaron modelos con los datos anteriormente obtenidos.

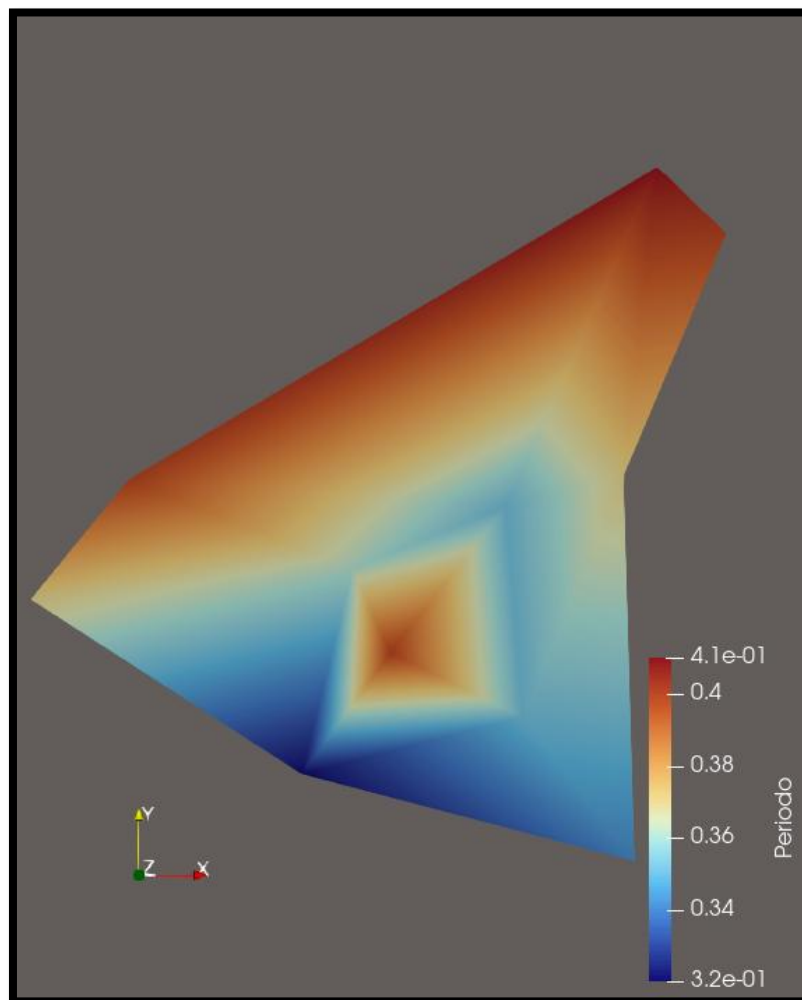


Figura 4.8. Modelo de Períodos Fundamentales del Suelo (T_0).

El mapa de interpolación espacial del período fundamental del suelo (T_0), estimado mediante el método HVSR, muestra una variación comprendida aproximadamente entre 0.32 s y 0.41 s dentro del área de estudio, en el que se observa un patrón espacial bien definido:

Zona central:

Presenta los valores más altos de período (0.39-0.41 s), lo que indica la presencia de materiales más deformables o un mayor espesor de materiales blandos sobre el basamento rocoso.

Sector suroeste:

Se registran los valores más bajos de período (0.32-0.34 s), lo que sugiere materiales más rígidos o menor espesor.

Gradiente norte-sur:

Se evidencia un incremento progresivo del período desde el sur hacia el norte-centro del área, indicando una variación lateral de rigidez del subsuelo.

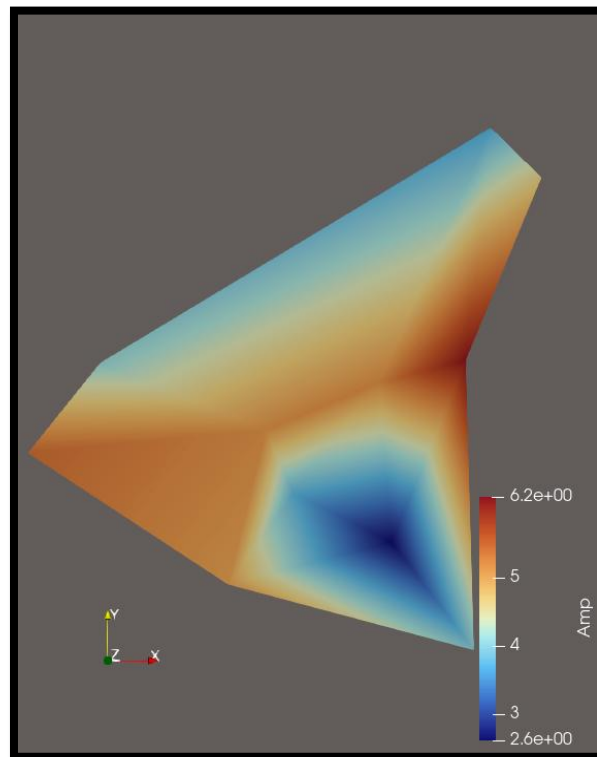


Figura 4.9. Modelo de Amplificación.

La amplitud HVSR representa el contraste de impedancia sísmica entre el depósito superficial y el basamento.

Amplitudes altas, indican fuerte contraste de impedancia, lo que implica: Mayor potencial de amplificación sísmica, mayor vulnerabilidad ante excitaciones cercanas a T_0 .

Amplitudes bajas, indican contraste moderado y menor amplificación relativa.

El mapa de amplitud máxima HVSR presenta valores aproximados entre 2.6 y 6.2, se distinguen:

- Máxima amplificación en la zona central (5-6), coincidente con los mayores períodos.
- Menor amplificación hacia el sector sureste (2.6-3).

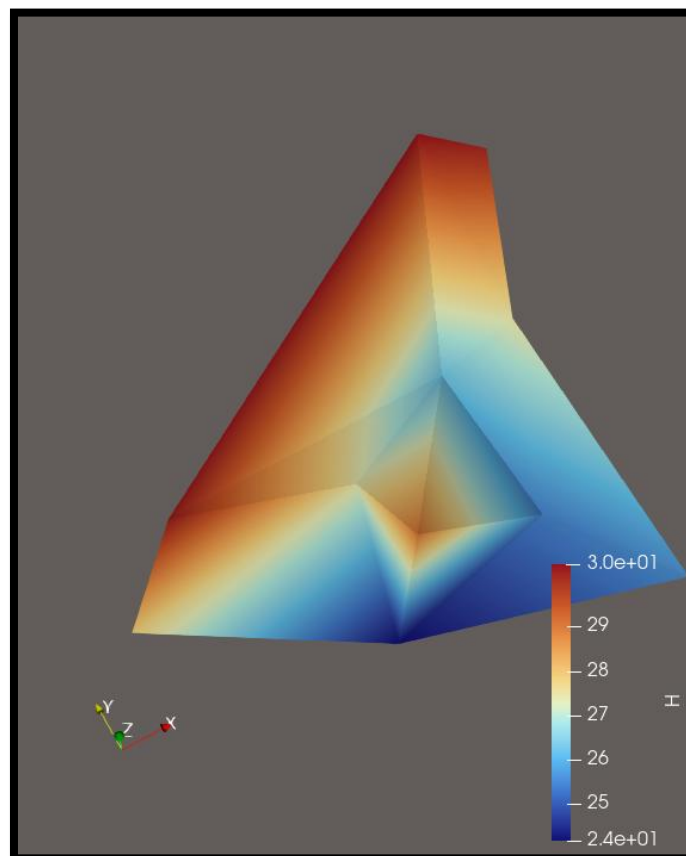


Figura 4.10. Modelo 3D del Espesor Estimado (H).

El modelo tridimensional del espesor estimado muestra valores aproximados entre 24 m y 30 m, y se identifican:

- Mayor espesor hacia el sector norte-noreste (valores cercanos a 30 m).
- Menor espesor en el sector sur-suroeste (valores cercanos a 24–25 m).

Esto evidencia que existe coherencia espacial entre las zonas de mayor período (T_0 alto) y las zonas de mayor espesor estimado. Esto refuerza la validez interna del modelo, ya que el incremento del período fundamental coincide con el aumento del espesor sedimentario.

Finalmente se realizó un ráster con los datos para producir un mapa georreferenciado en el que se observa la micro-variación sísmica en el área de estudio (ver figura 30)

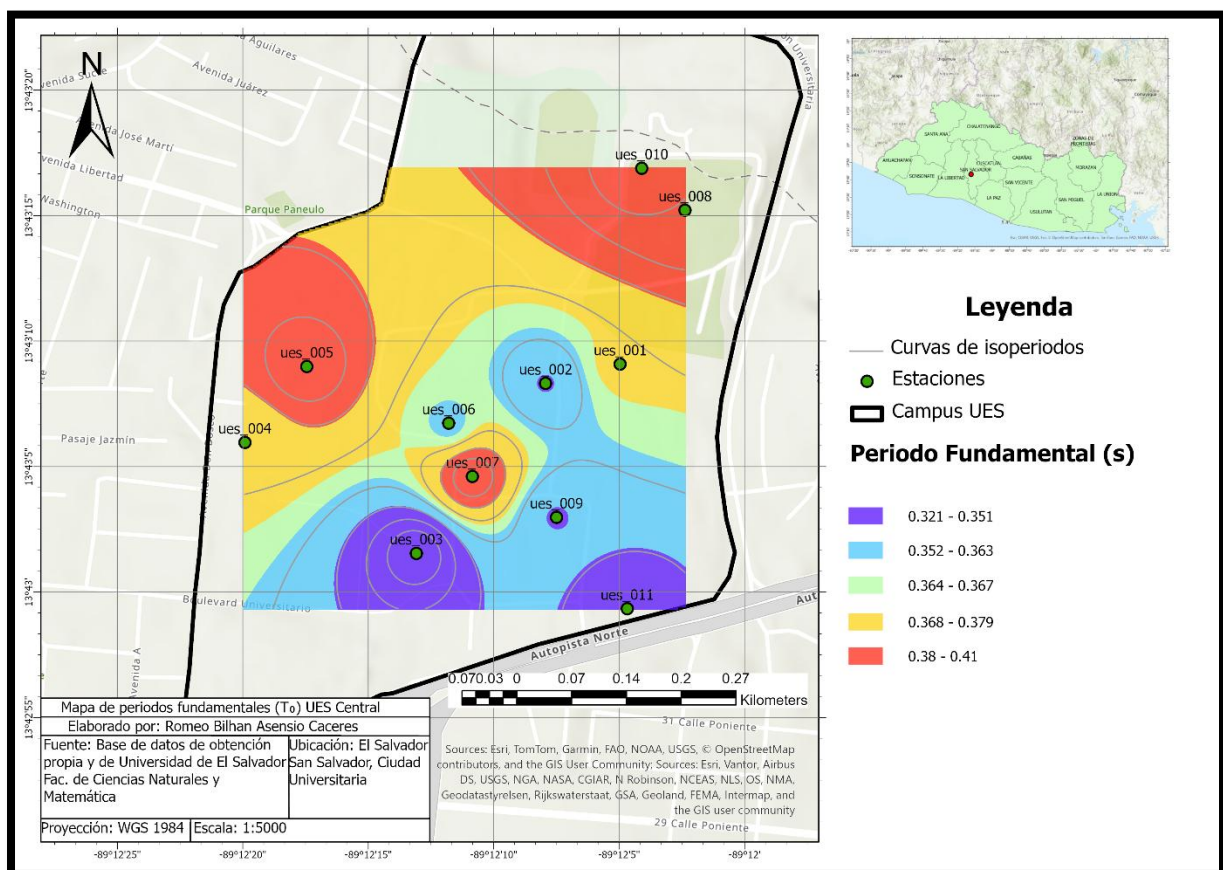


Figura 4.11. Mapa georreferenciado de periodos fundamentales (T_0)

El mapa muestra la distribución espacial del período fundamental del suelo (T_0) estimado mediante el método HVSR en el campus de la Universidad de El Salvador, la variación total es de aproximadamente **0.085 s**, lo que indica una heterogeneidad moderada del subsuelo en un área relativamente pequeña, las zonas de mayor período coinciden con mayor espesor estimado y también con mayores amplitudes HVSR, esto indica consistencia interna del modelo.

El mapa de períodos fundamentales evidencia una variabilidad lateral moderada en el comportamiento dinámico del subsuelo dentro del área de estudio mostrando 2 principales zonas con diferentes períodos fundamentales. Los valores más altos de período se concentran en el sector norte-oeste, sugiriendo mayor espesor o menor rigidez relativa, mientras que el sector sur presenta períodos menores asociados a materiales más competentes y una posible zona intermedia de transición, esta distribución espacial indica la presencia de heterogeneidad litológica y variaciones en la estructura interna del depósito superficial.

5. Conclusiones.

El análisis de los resultados obtenidos mediante el método HVSR permitió identificar y comparar los valores del periodo fundamental de suelo en cada sitio de muestreo, se observaron variaciones relevantes que responden a las diferencias geológicas locales, lo que confirma la utilidad del método para la microzonificación sísmica y la caracterización preliminar de las condiciones de respuesta del terreno.

El mapa de contornos generado con *Surfer* a partir de los datos HVSR proporcionó una representación espacial clara y continua del periodo fundamental en el área de estudio; las zonas con mayores valores de periodo se asocian a espesores mayores o materiales más blandos, mientras que los valores bajos indican presencia de suelos compactos o rocosos. Este mapa facilita la identificación visual de gradientes y potenciales efectos de sitio, aportando criterios valiosos para la planificación urbana y la mitigación del riesgo sísmico local.

La aplicación del método MASW permitió obtener perfiles 1D y secciones de velocidad de onda S (V_s) en el subsuelo, evidenciando la heterogeneidad y los cambios de rigidez de los estratos superficiales, los resultados de MASW complementan el análisis espectral, aportando información sobre la compactación, el espesor y las propiedades elásticas de los suelos.

Los valores del periodo fundamental obtenidos en los diferentes puntos de medición reflejan una significativa variabilidad espacial en las condiciones locales del terreno, confirmando la presencia del efecto de sitio en el área de estudio, esta variación indica que ciertas zonas presentan amplificación sísmica, principalmente aquellas con períodos fundamentales mayores, que corresponden a suelos más blandos o espesores mayores de materiales no consolidados.

El análisis a partir de los cocientes espectrales horizontales y verticales (HVSR) permitió identificar los periodos resonantes característicos del subsuelo en cada estación, evidenciando así las propiedades dinámicas y la respuesta de sitio asociada, los resultados muestran que el efecto de sitio puede aumentar notablemente la amplitud del movimiento sísmico, lo cual es crucial para un diseño sísmico adecuado y para la gestión de riesgos.

Los sitios ues_001, ues_004, ues_006 (Período 0.36-0.37 s, Amplitud 5.14-6.17): Estos sitios presentan periodos fundamentales moderados con amplitudes altas, lo que indica presencia de suelos relativamente blandos o con espesores que favorecen una amplificación importante del movimiento sísmico, estos valores sugieren un efecto de sitio significativo que puede incrementar la vulnerabilidad sísmica local.

Los sitios ues_002, ues_003, ues_005, ues_008 (Período 0.32-0.40 s, Amplitud 4.06-5.43): Estos valores muestran un efecto de sitio moderado, con amplitudes medias que indican condiciones del subsuelo menos blandas o de menor espesor en comparación con los sitios anteriores, pero aún con capacidad para amplificar ciertas frecuencias sísmicas.

Los sitios ues_007, ues_010, ues_011 (Período 0.34-0.41s, Amplitud 3.65-3.96): Muestran periodos similares a los anteriores, pero con amplitudes más bajas, indicando suelos de rigidez intermedia que probablemente amplifican el movimiento sísmico en menor grado, ofreciendo condiciones más favorables para la estabilidad estructural.

Los sitios ues_009 (Período 0.35 s, Amplitud 2.61): Este sitio presenta la amplitud más baja y un periodo moderado, lo que puede interpretarse como un suelo más rígido o cercano al lecho rocoso, con bajo efecto de sitio y amplificación mínima del movimiento sísmico.

Los resultados indican que el efecto de sitio varía dentro del área de estudio, donde sitios con periodos fundamentales alrededor de 0.36-0.37 s y amplitudes altas reflejan condiciones

favorables para amplificación del movimiento sísmico. Mientras tanto, sitios con amplitudes menores, como ues_009, reflejan menor vulnerabilidad sísmica, esta heterogeneidad en las propiedades dinámicas del subsuelo impone la necesidad de considerar el efecto de sitio en la planificación sísmica local, con especial atención a aquellas áreas que presentan mayor potencial de amplificación.

El uso de dos sismómetros triaxiales dispuestos inicialmente enfrentados y posteriormente rotados 45° permitió verificar la coherencia direccional de los registros y minimizar la influencia de ruidos o aportes excesivos desde una componente particular del movimiento. Tras comprobar que las curvas H/V obtenidas en cada orientación no presentaban ruido significativo ni discrepancias importantes, se promediaron las cuatro curvas resultantes para definir un único espectro H/V representativo por sitio, a partir del cual se extrajeron el periodo fundamental y la amplitud asociados al efecto de sitio. Este procedimiento incrementa la robustez y confiabilidad de los parámetros estimados, ya que reduce la dispersión entre mediciones, atenúa posibles anisotropías instrumentales o ambientales y garantiza que los valores finales utilizados en la microzonificación sísmica reflejen de manera más estable la respuesta promedio del subsuelo en cada punto de observación.

La aplicación de múltiples sismómetros aunado al promedio de curvas realizado permitió tener valores más certeros del sitio de estudio especialmente en algunos sitios donde un registro a veces daba un valor significativamente diferente que de haberse tomado un solo dato nos habría dado un valor erróneo (ver anexo 3)

El análisis MASW y el modelo de inversión, a pesar de las limitaciones de profundidad y de falta de parámetros para mejorar la certeza del modelo indica valores de V_s superiores a los 200 m/s a 10 metros por lo que es razonable en base a los valores que dieron otros estudios más exhaustivos realizados de V_{s30} en zonas cercanas que indican valores de V_s de hasta 300 m/s,

además de dar valores de V_s razonables que coinciden con la rigidez material esperada según las columnas estratigráficas cercanas.

Comparando los valores de V_{s30} obtenidos del registro de microtrepidaciones con los obtenidos de ensayos “*Downhole*”, se notó una diferencia alrededor del 23%, siendo un valor aceptable, por lo que se concluye que el método MASW es una buena aproximación a los métodos directos, especialmente si se refuerza con una línea más larga de geófonos y más tomas de datos en distintas zonas.

Las características geológicas y geomorfológicas del subsuelo del campus muestran una clara correlación con la respuesta sísmica observada mediante los resultados HVSR. Los mayores valores de amplitud (5-6) y periodos en torno a 0.36-0.40 s se asocian a la presencia de materiales volcánicos poco consolidados en los primeros metros, como ceniza volcánica, tierra blanca joven y piroclásticos de pómez, basalto y andesita, que presentan baja rigidez y alta capacidad de amplificación del movimiento sísmico, en contraste, las menores amplitudes (2-3) se relacionan con unidades más competentes en profundidad, tales como tobas más compactas, aglomerados densos, sedimentos aluviales consolidados y lavas, donde el incremento de la velocidad de onda de corte reduce el efecto de sitio.

Aunque el área de estudio no corresponde a una cuenca sedimentaria clásica al ser nuestro territorio un ambiente volcánico; la respuesta dinámica identificada mediante HVSR refleja contrastes de rigidez entre depósitos vulcano-clásticos superficiales (tobas, cenizas y piroclastos poco consolidados) y niveles volcánicos más competentes, como coladas de lava o tobas líticas consolidadas y la variabilidad espacial del período fundamental sugiere cambios laterales en el espesor y grado de consolidación de estos depósitos piroclásticos

Geomorfológicamente, las zonas topográficamente más bajas o de acumulación de depósitos volcánicos sueltos tienden a concentrar los sitios con mayor amplificación, mientras que los

sectores apoyados sobre materiales volcánicos más rígidos muestran una respuesta sísmica más atenuada, esta coherencia entre el perfil litológico, la estructura estratigráfica y los parámetros dinámicos obtenidos (periodo fundamental y amplitud H/V) confirma que la variación espacial del efecto de sitio en el campus está controlada principalmente por los cambios laterales y verticales en la naturaleza y grado de consolidación de los depósitos volcánicos.

En consecuencia, la microzonificación sísmica derivada del estudio refleja de manera consistente la influencia del contexto geológico y geomorfológico local sobre la respuesta sísmica del área del campus de la Universidad de EL Salvador.

Finalmente podemos corroborar con los estudios realizados previamente en años anteriores por instituciones públicas, especialmente el más reciente realizado en el AMSS con apoyo de la cooperación italiana por Peca, D. (2020), mostrando que los resultados obtenidos por la metodología presentada son consistentes con los resultados entre 2.5-3 hz y espesores superiores a 15 metros (ver anexo 1 y 2), que se han obtenido históricamente en las zonas cercanas añadiendo que con este estudio se cuenta ahora con información más local y específica para las distintas zonas del campus de la Universidad de El Salvador.

6. Recomendaciones.

Los valores de periodo fundamental y amplitud identificados señalan frecuencias donde la amplificación sísmica es mayor, es fundamental diseñar estructuras con periodos naturales alejados de esos valores para minimizar riesgos de resonancia.

Las variaciones espaciales en periodo y amplitud indican que no todos los sitios tienen la misma respuesta sísmica, se debe definir zonas de diseño específicas según las condiciones locales de suelo para optimizar seguridad y costos, en áreas con alta amplitud y periodos prolongados, hacer estudios complementarios por si es necesario realizar técnicas como mejoramiento de suelo, aislamiento sísmico o diseño antisísmico especial para reducir daño.

También es importante evidenciar que los espesores calculados son mayores a 15 metros y como detallan otros estudios relacionados al AMSS esto indica un riesgo significativo especialmente para estructuras altas que superen los 4-5 pisos de altura y toda edificación alta que se realizare en la zona debería considerar los valores obtenidos en este estudio durante su proceso de planificación con el fin de evitar resonancias sísmicas que puedan causar daños estructurales que causen pérdidas materiales o humanas.

Realizar mediciones en un mayor número de sitios, incluyendo zonas no cubiertas en este estudio, para aumentar la resolución espacial del mapa de periodo fundamental y validar la interpolación.

Combinar HVSR con otras técnicas sísmicas pasivas o activas que permitan validación cruzada y mejorar la caracterización del subsuelo y su respuesta, para mejorar la identificación de capas profundas y aumentar la precisión del periodo fundamental estimado.

Aplicar análisis espectral avanzado y modelos de atenuación para caracterizar no solo el periodo, pero también la amplitud y atenuación del movimiento sísmico local, incluso poder

determinar una función de transferencia con datos de equipo más sensible y estaciones de acelerómetros sísmicos.

Incluir campañas repetidas en diferentes condiciones ambientales y estaciones para evaluar la variabilidad temporal y el efecto de ruido en la estimación del periodo fundamental, o incluso colocar estaciones de monitoreo de microtemores así como de movimiento vertical para detectar variaciones temporales y poder discernir la contribución del ruido.

Integrar los resultados con modelos geológicos y geotécnicos detallados para una interpretación más completa del efecto de sitio y fomentar la creación de bases de datos abiertas y colaborativas de mediciones y resultados que faciliten análisis comparativos y avances colectivos en vulnerabilidad y mitigación.

La información sísmica local debe ser un insumo clave en la planificación territorial, garantizando una infraestructura resiliente y preparada ante sismos.

7. Bibliografía.

- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30(1), 25-33.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*, New Zealand.
- Nogoshi, M., & Nagumuma, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremors (Part 2). *Journal of the Seismological Society of Japan*, 24(1), 26-40.
- Akamatsu, K. (1961). On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 39, 167-184.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 35(3), 243-256.
- Lemus Aguilar, L. F., Niño Portillo, O. O., & Zaldaña Morales, M. A. (2019). *Determinación del período de vibración y perfil de velocidad de corte del suelo mediante el registro de microtremores en El Salvador y propuesta de microzonificación sísmica en las ciudades de Santa Ana, San Salvador y San Miguel*.
- Park, Choon & Miller, Richard & Xia, Jianghai. (1999). *Multichannel analysis of surface waves (MASW)*.
- Godínez Zambrano, C. (2020). *Inversión masiva de curvas de dispersión de ondas superficiales*

- Santos, J., Catapang, A. N., & Reyta, E. D. (2019, diciembre). *Understanding the fundamentals of earthquake signal sensing networks. Analog Dialogue.*

- Badette, D. (2020). *Determinación de periodos fundamentales del suelo mediante vibración ambiental en las comunidades de Jardines del Caribe y La Playa, Puerto Rico* [Tesis de maestría, Universidad de Puerto Rico].

- Bolt, B. A. (1993). *Earthquakes*. W. H. Freeman and Company.

- Wyllie, P. J. (1987). *The way the earth works: An introduction to the new global geology and its revolutionary development*. John Wiley & Sons.

- Mixco Durán, L. E. (2020). *Generación de mapa de velocidades promedio a 30 metros de profundidad (Vs30) de El Salvador*. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Dirección General del Observatorio Ambiental, Gerencia de Geología, Área de Sismología.

- Castillo, L. A. (2023). *La valutazione della risposta sismica locale nell'area metropolitana di San Salvador mediante modellazione numerica 1D e 2D* [Tesis doctoral, Dottorato di Ricerca XXXV Ciclo, Sistemi Terrestri e Ambiente Costruito]

- Linares, R. A. (1985). *Microzonificación sísmica del área metropolitana de San Salvador, basada en la observación de Microtemblores, espectros de respuesta y registro de sismoscopios*. San Salvador.

- OPAMSS & NORSAR. (2008). *Earthquake Risk Reduction in Guatemala, El Salvador, and Nicaragua with regional cooperation to Honduras, Costa Rica, and Panama*. Noruega.

- Burgos, P., et al. (2007). *Primera fase de la microzonificación sísmica en las principales ciudades de El Salvador*.

- Galdámez y Kattan, 2007. *Estudio de Respuesta de Capas Superficiales de Suelo en el Área Metropolitana de San Salvador.*
- Reyes y Sorto, 2007. “*Evaluación de microsismos en la ciudad de Santa Tecla*”
- Salazar et al., 2007. *Hybrid Inversion Technique for the Evaluation of Source, Path, and Site Effects Employing S-Wave Spectra for Subduction and Upper-Crustal Earthquakes in El Salvador*
- Schmidt, 2005. *Mitigación de Georriesgos en Centroamérica: Amenaza sísmica relativa del Área Metropolitana de San Salvador*
- Bommer et al., 1998. *Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador.*
- Atakan et al., 2004. *Local Site Effects on Microtremors, Weak and Strong Ground Motion in San Salvador, El Salvador.*
- Aguilar, 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).*
- Sánchez y Mojica, 1984. *Estudio de espectros de respuesta para el Área Metropolitana de San Salvador como Base para una Microzonificación Sísmica*
- Martínez, 1979. *Microzonificación sísmica del área metropolitana de San Salvador*
- Shmidt-Thomé, 1975. *The geology in the San Salvador area (El Salvador, Central America): a basis for city development and planning*

- Bard, P. Y. (2004). *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibration measurements, processing and interpretation. Sesame European Research Project*

- González Renderos, A. N., Navarro Palma, S., & Vides Escobar, D. E. (2020). *Caracterización de la respuesta sísmica del suelo en catorce estaciones acelerográficas de El Salvador mediante la estimación de periodos de vibración y perfiles de velocidad de corte a partir de mediciones de microtemores.*

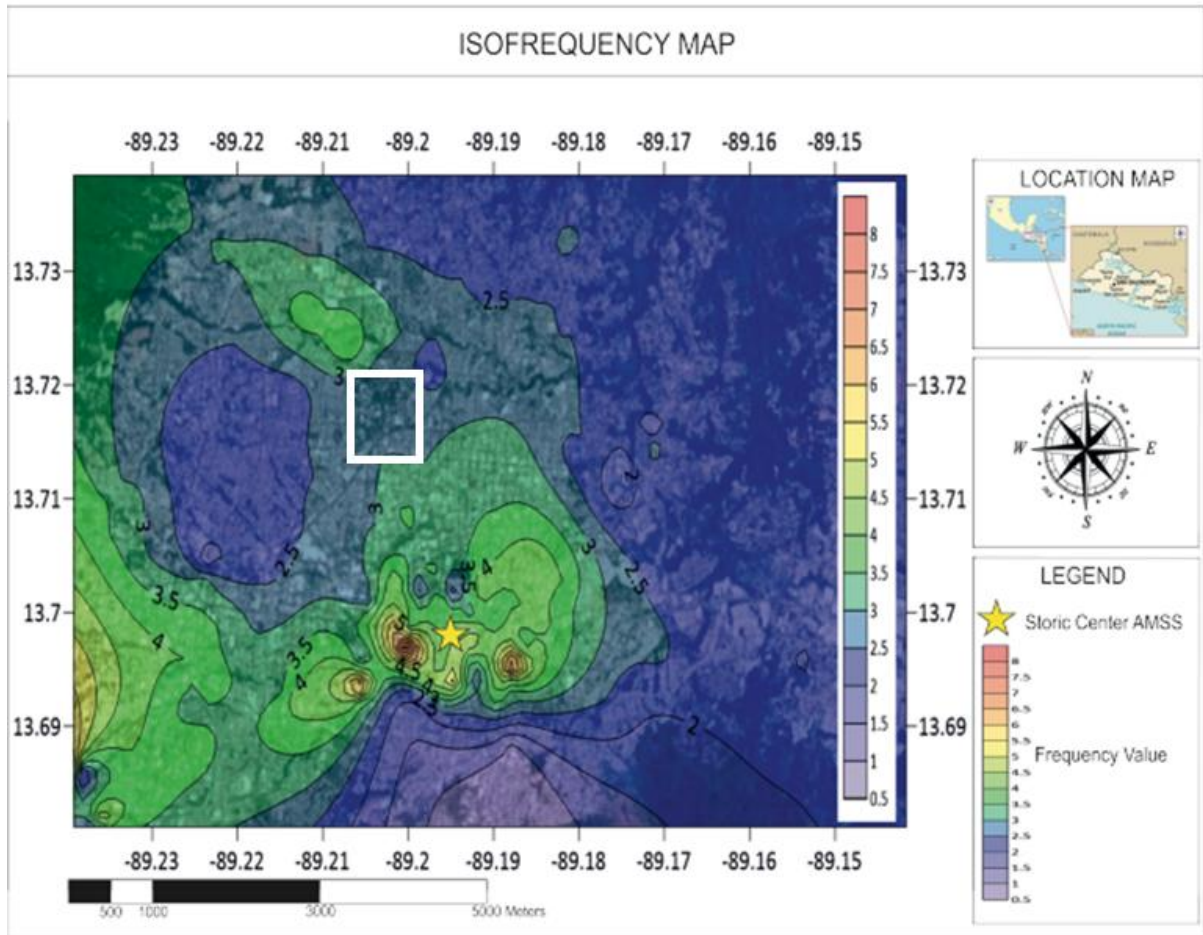
- Peca, D. (2020). *Valutazione preliminare della risposta sísmica locale in aree significative della città di San Salvador (El Salvador).*

- Paxi, R., Antayhua, Y., & Cuenca, J. (s.f.). *Estimación de efectos de sitio usando el cociente espectral H/V en las estaciones SAB2, SAB3 y SAB4 de la RSTS.*

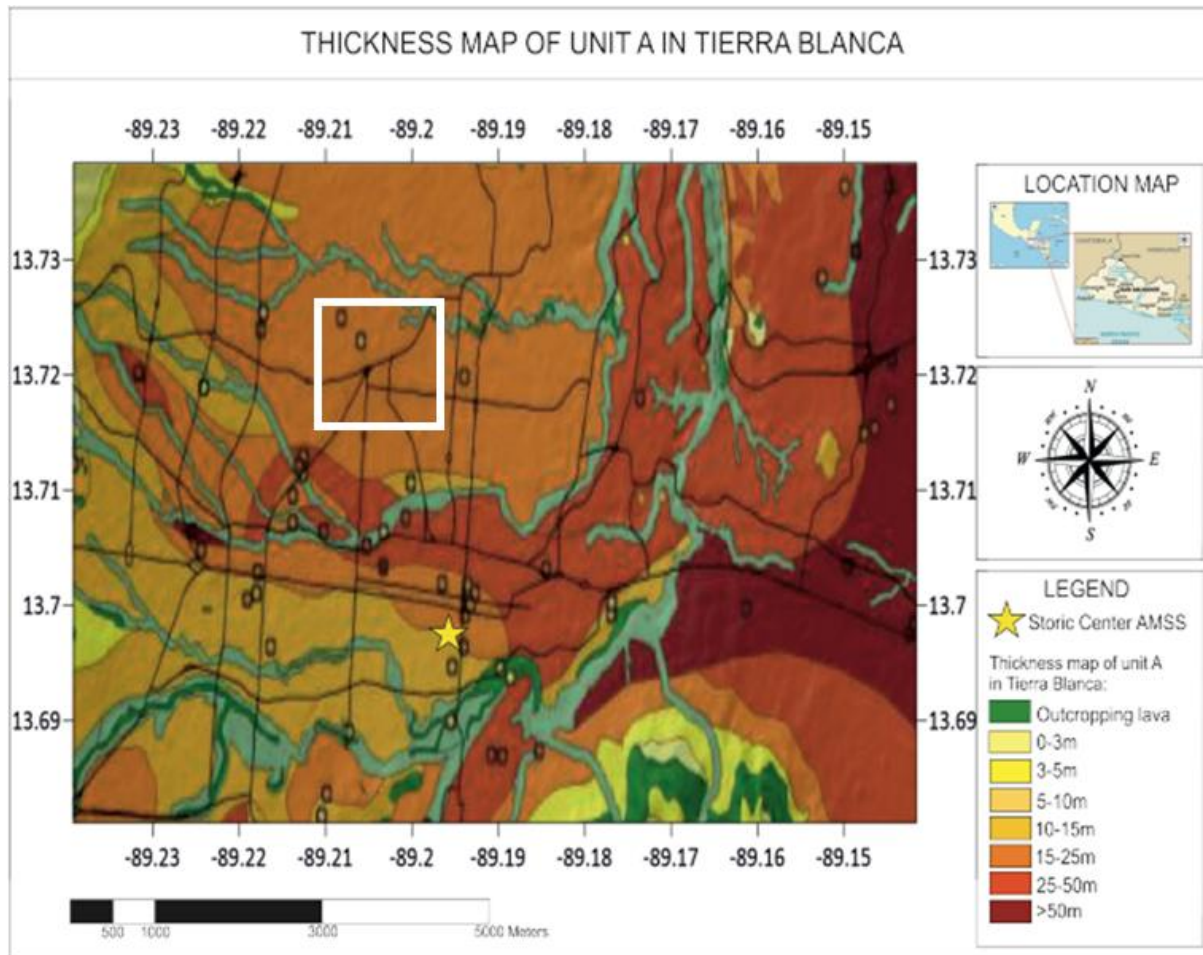
- Jesse Santos, et al., 2019, *Understanding the Fundamentals of Earthquake Signal Sensing Networks.*

8. Anexos.

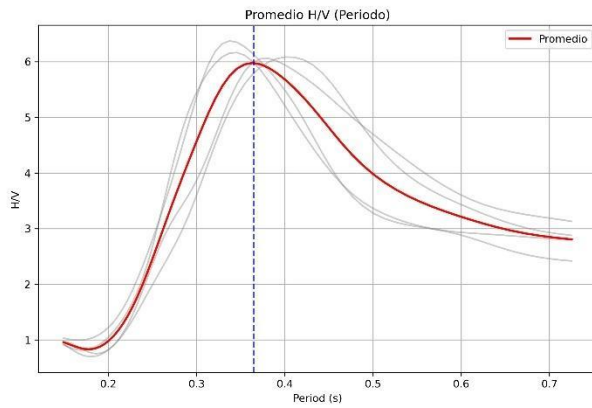
Anexo 1. Mapa general de isofrecuencias realizado por Peca, D. (2020) general en base a distintos puntos H/V tomados en el AMSS.



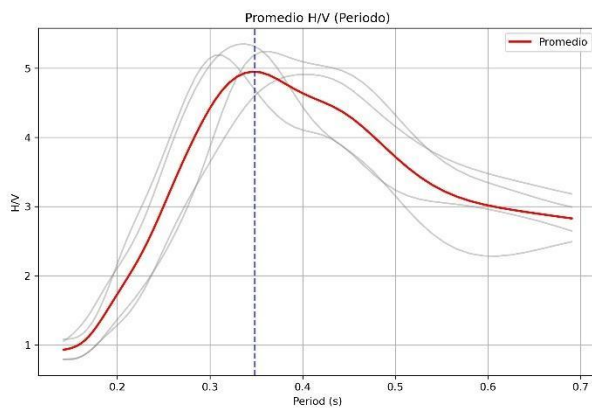
Anexo 2. Mapa general de isoespesores de la unidad tierra blanca realizado por Peca, D. (2020) general en base a distintos puntos H/V tomados en el AMSS.



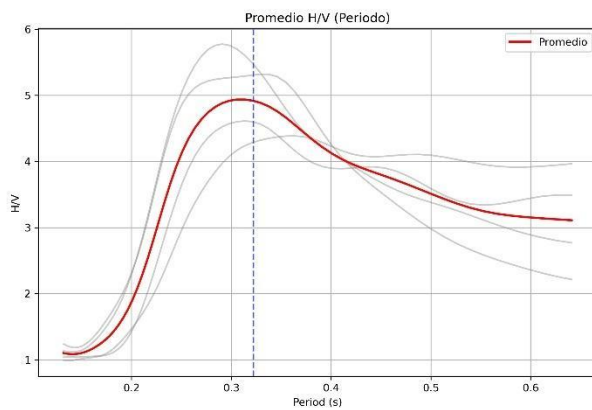
Anexo 3. Curvas promedio de periodo por sitio.



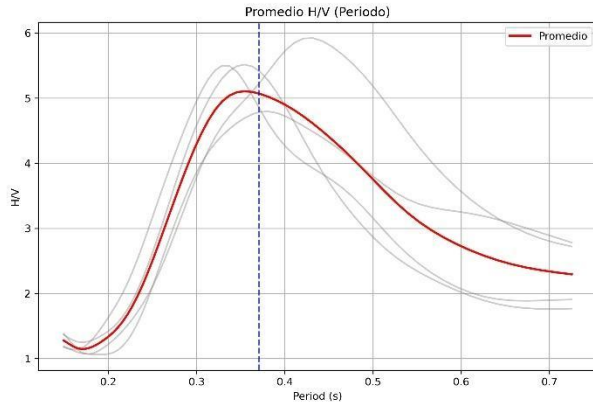
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_001	2.74	0.37	6.17	27.37



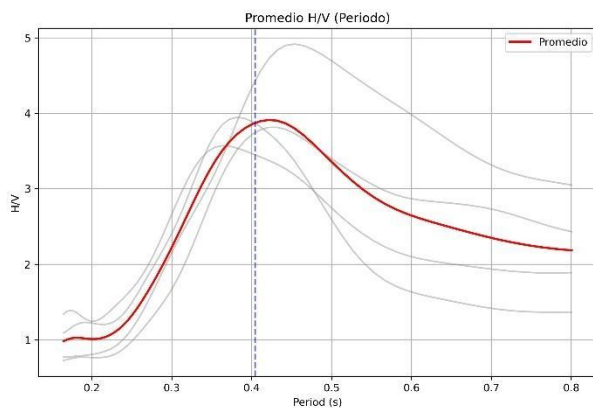
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_002	2.87	0.35	5.17	26.16



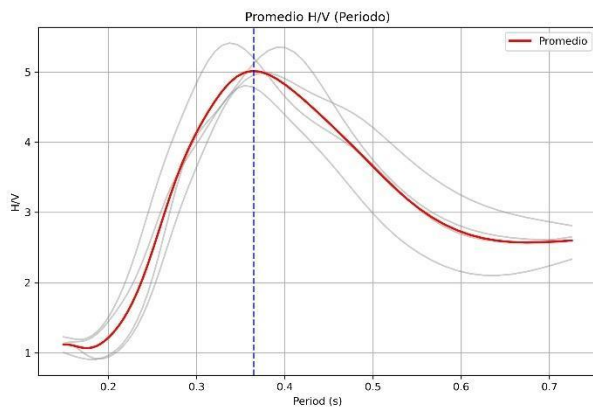
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_003	3.10	0.32	5.03	24.15



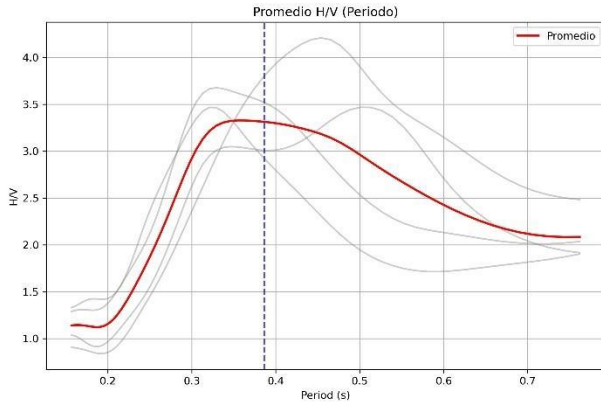
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_004	2.70	0.37	5.43	27.78



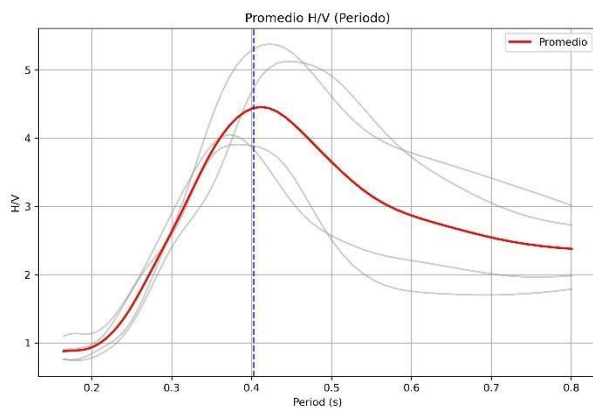
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_005	2.47	0.40	4.06	30.33



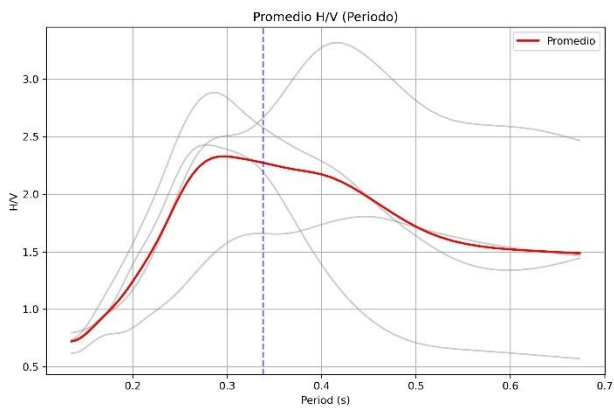
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_006	2.74	0.36	5.14	27.37



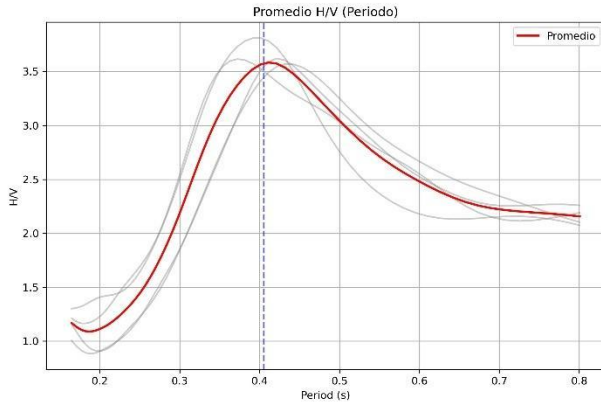
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_007	2.59	0.40	3.71	28.99



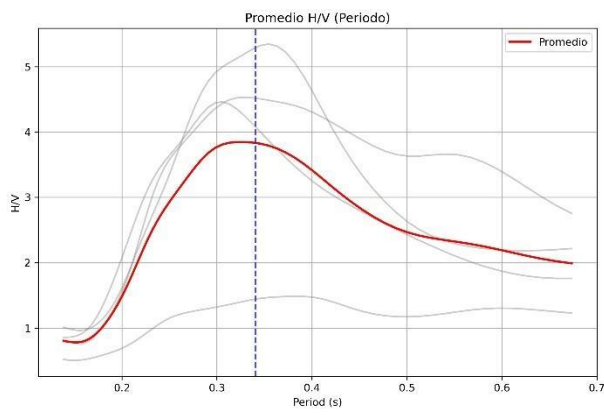
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_008	2.49	0.40	4.62	30.18



Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_009	2.96	0.35	2.61	25.38



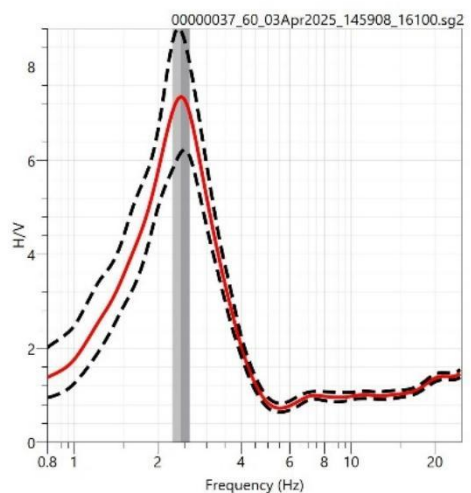
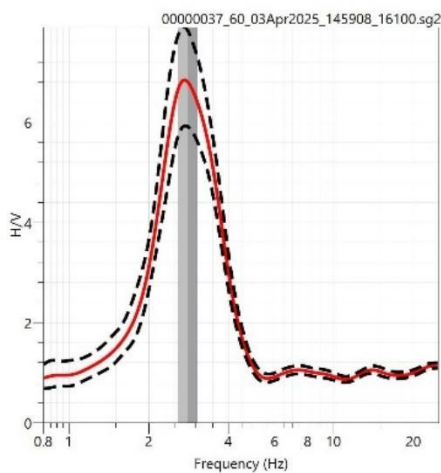
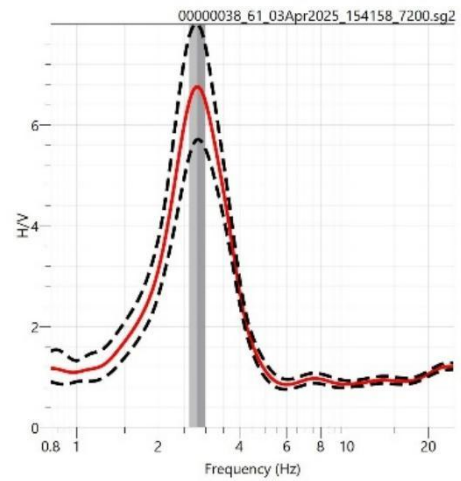
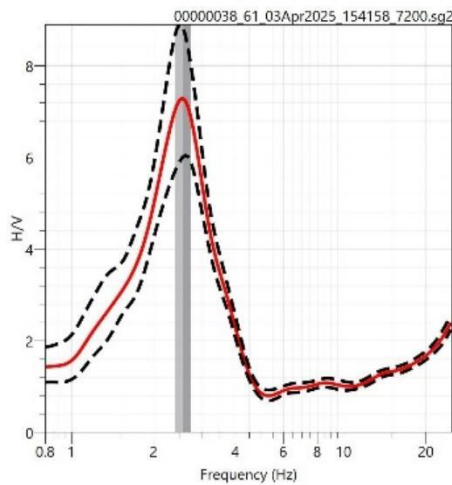
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_010	2.47	0.41	3.65	30.40



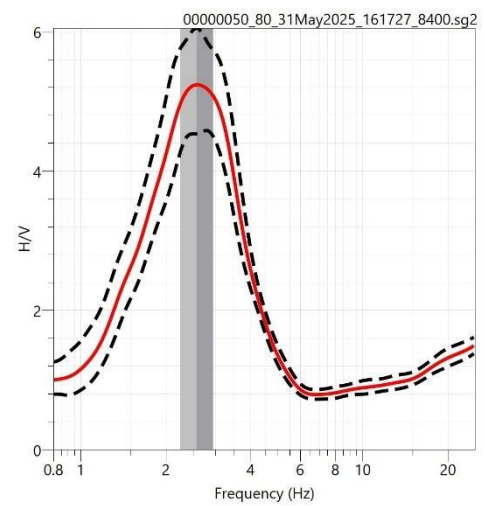
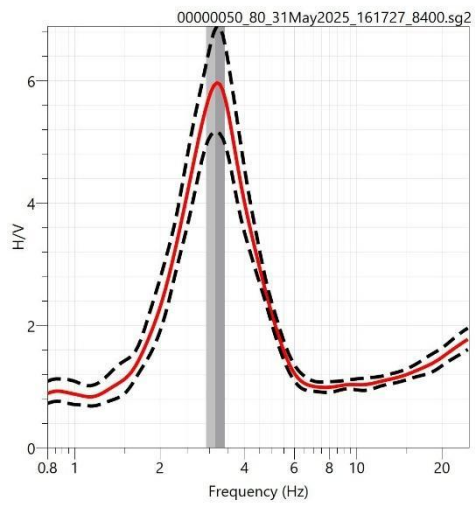
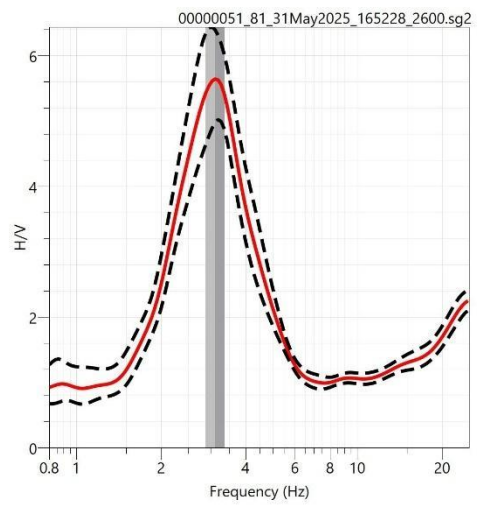
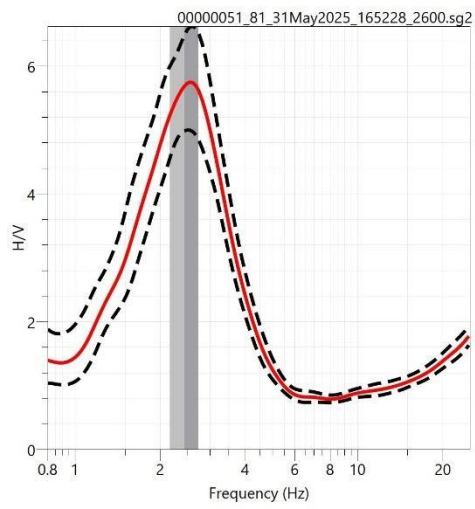
Sitio	Freq (Hz)	Per (s)	Amp	H (m)
ues_011	2.94	0.34	3.96	25.53

Anexo 4. Curvas HVSR individuales como se observan en geopsy, se ha aplicado distintos suavizados en las curvas, en los primeros dos puntos se aplicó suavizado hamming para mejor visualización y resaltar la ubicación del pico de frecuencia, resaltar que para el análisis de este documento se utilizó suavizado konno-ohmachi en todos los puntos, que es el que se visualiza en las curvas promedio del anexo 3 pues representa mejor las variaciones a diferencia de hamming que tiende a exagerar mínimamente la amplitud del pico para mejor visualización.

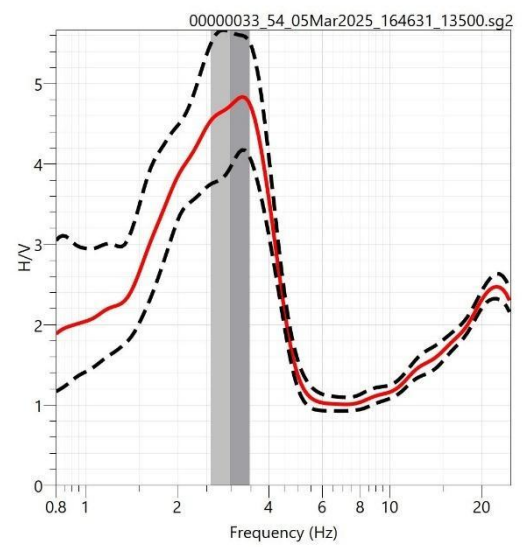
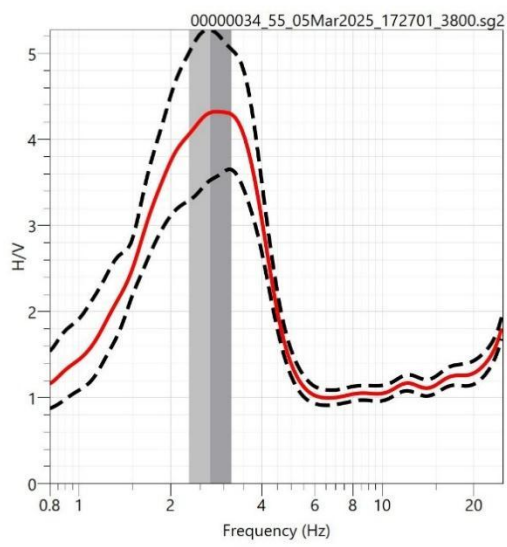
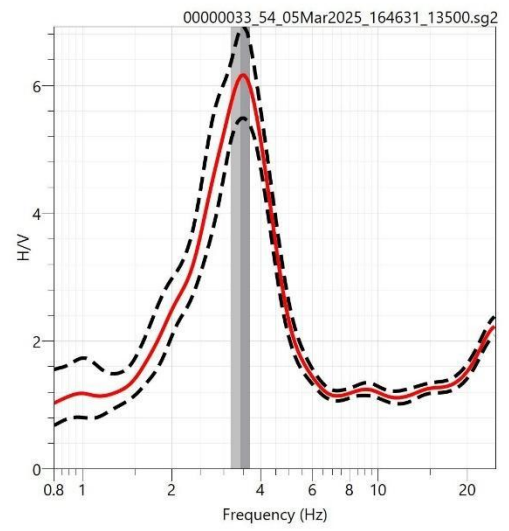
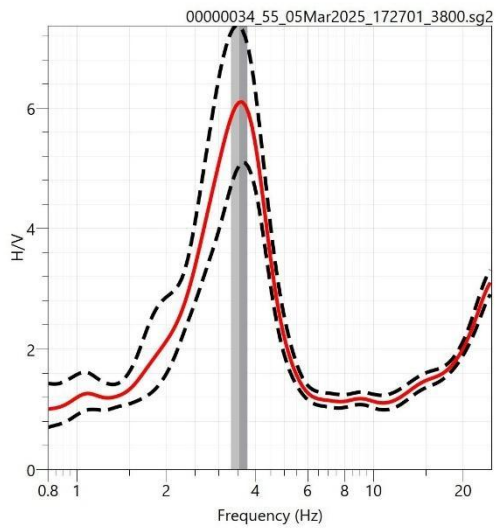
- ues_001



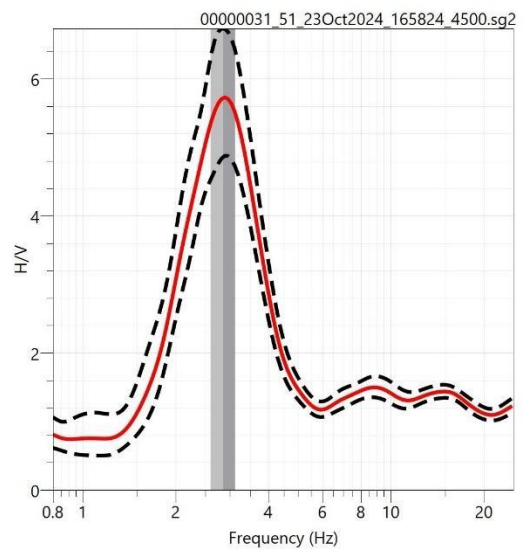
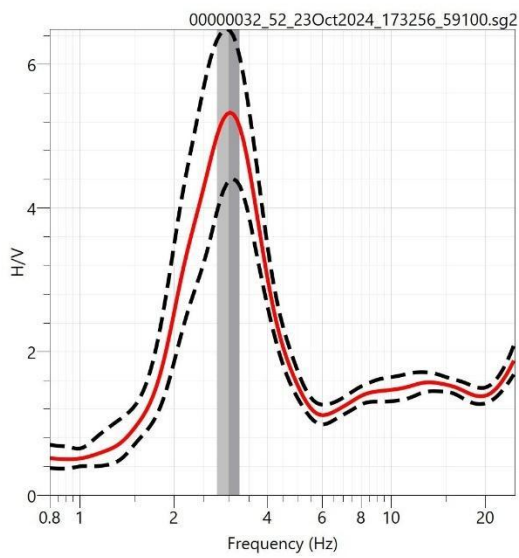
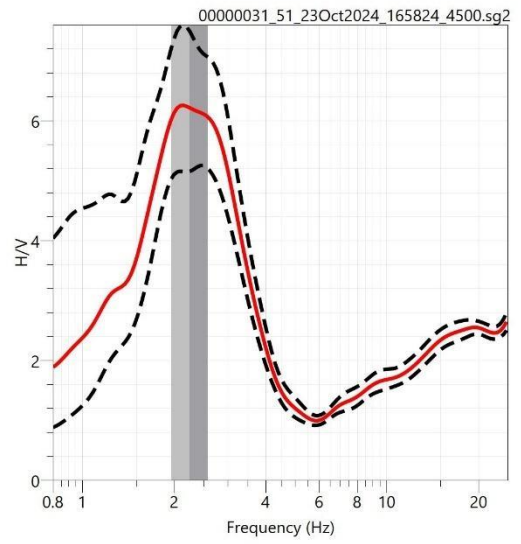
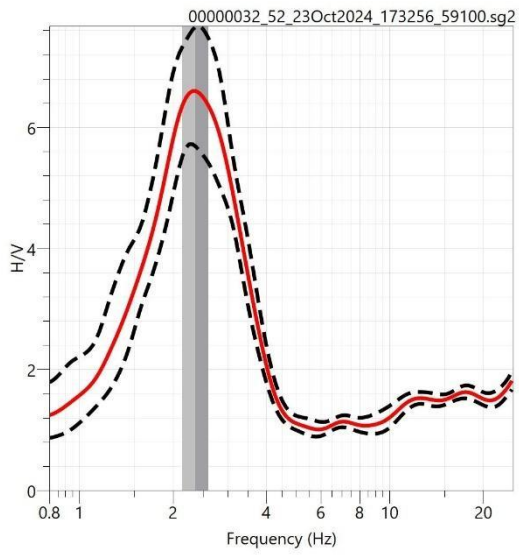
- ues_002



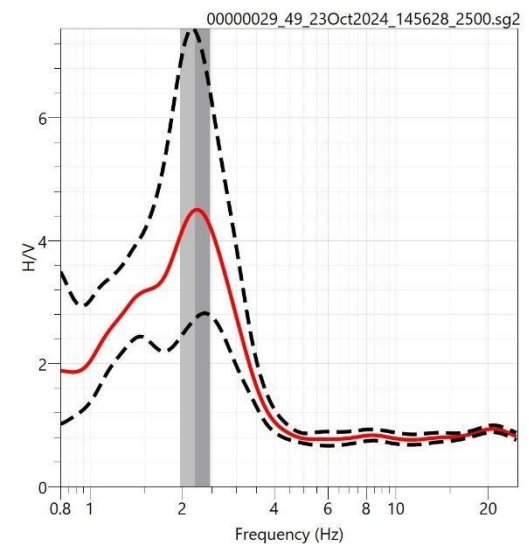
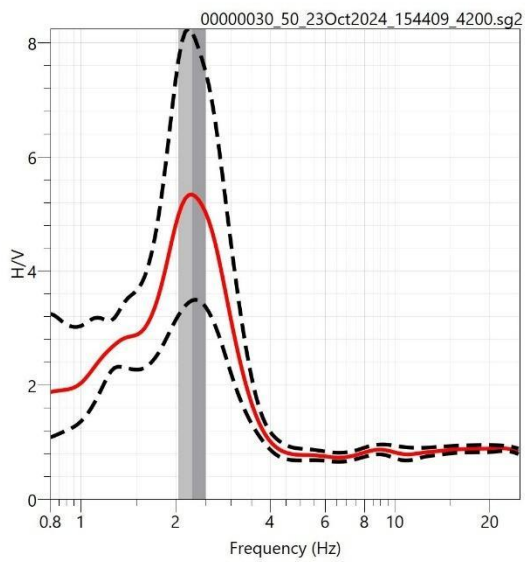
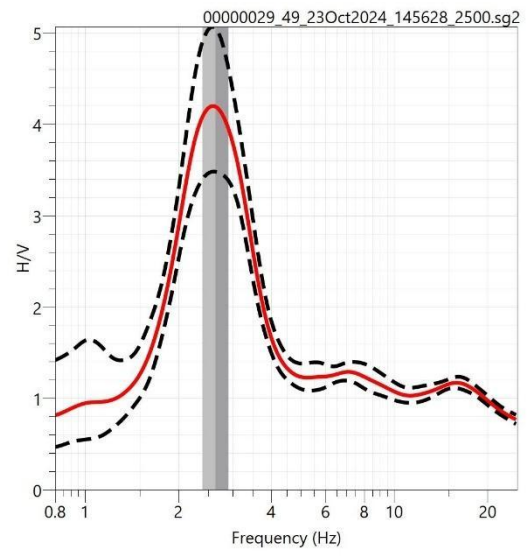
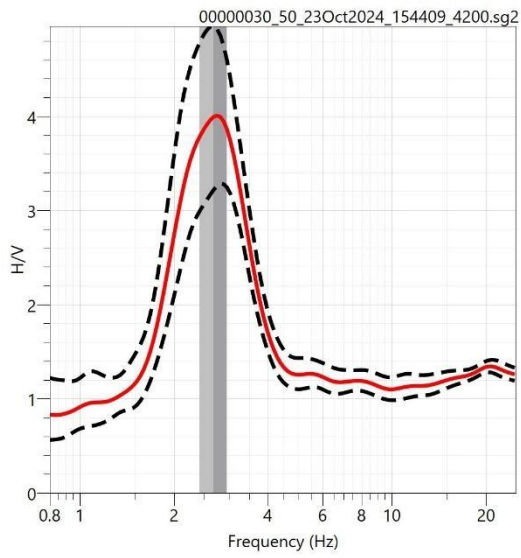
- ues_003



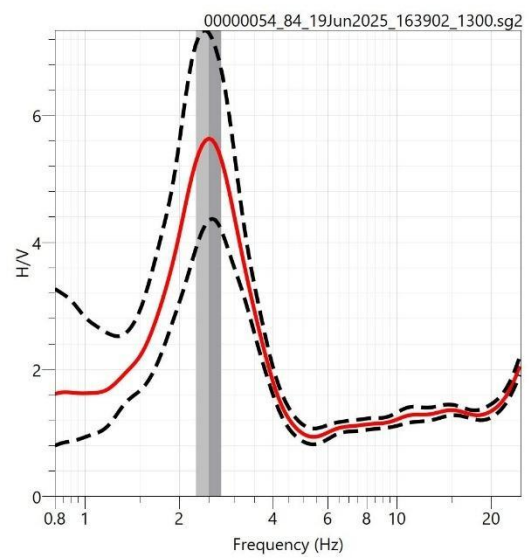
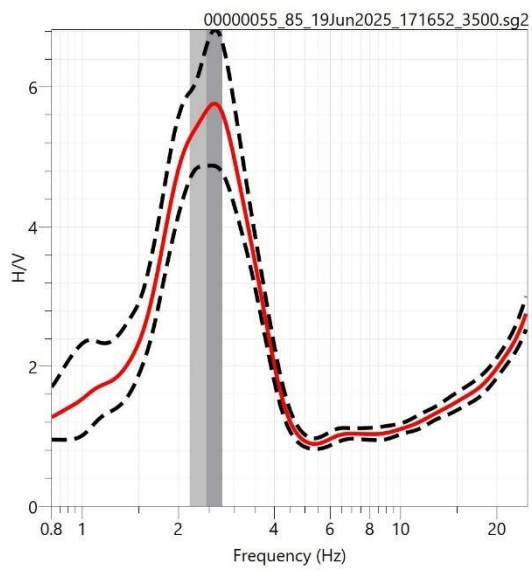
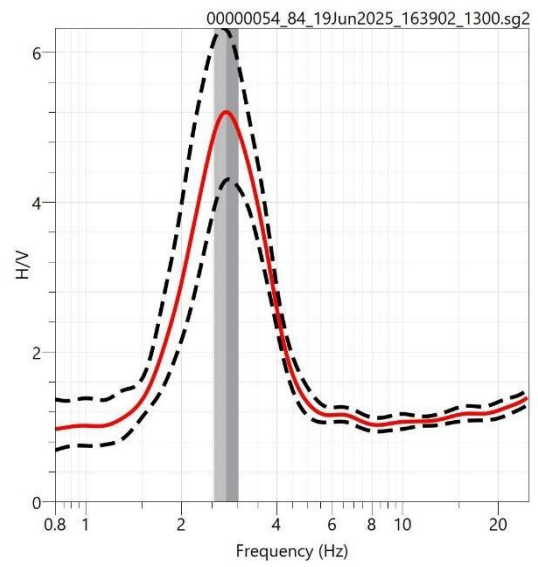
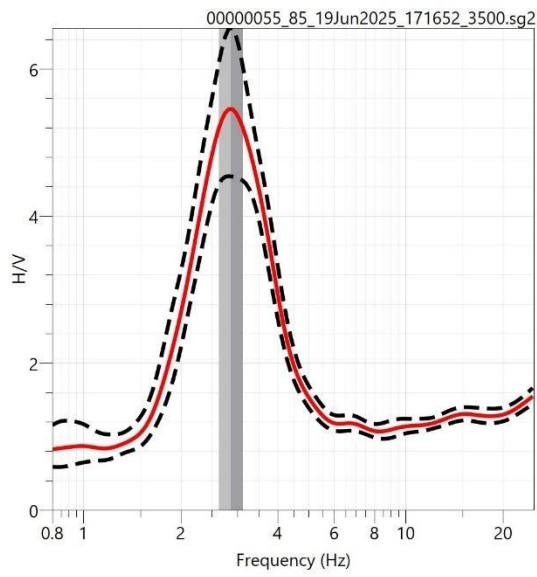
- ues_004



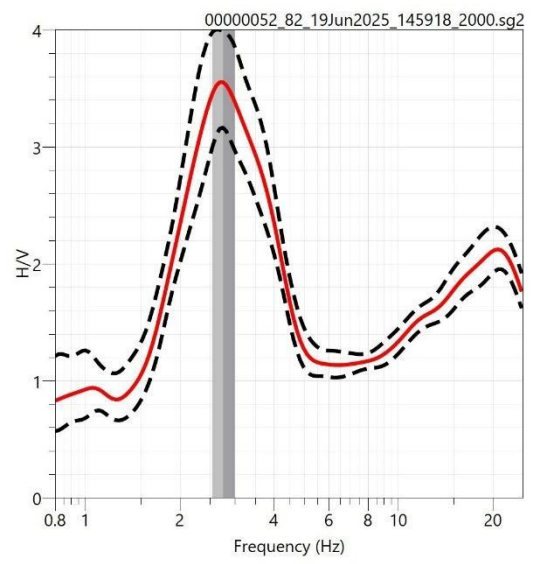
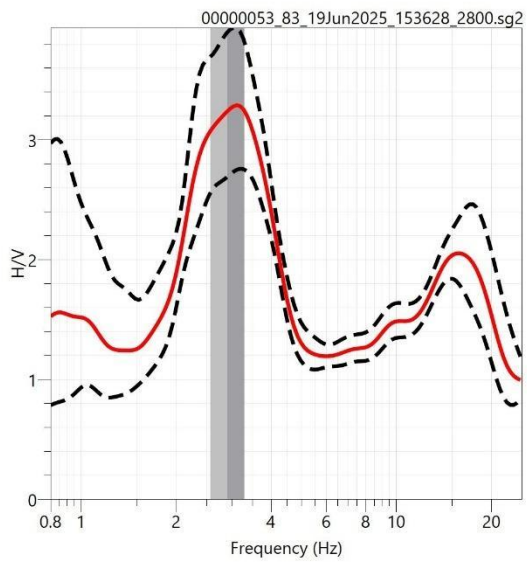
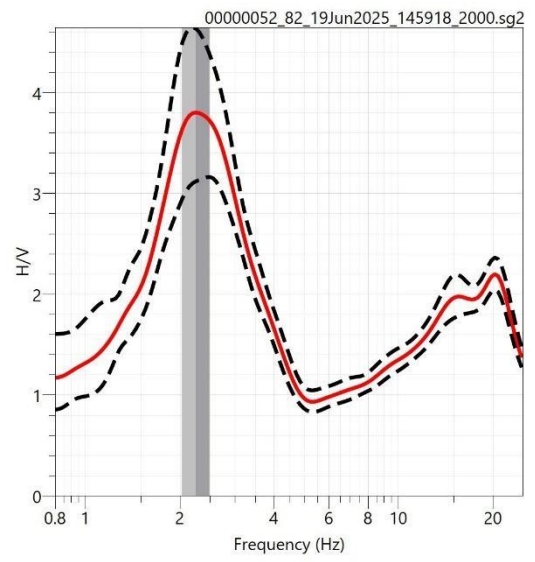
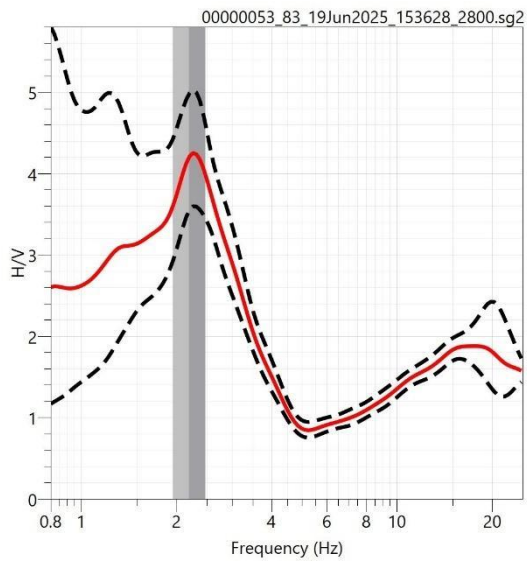
- ues_005



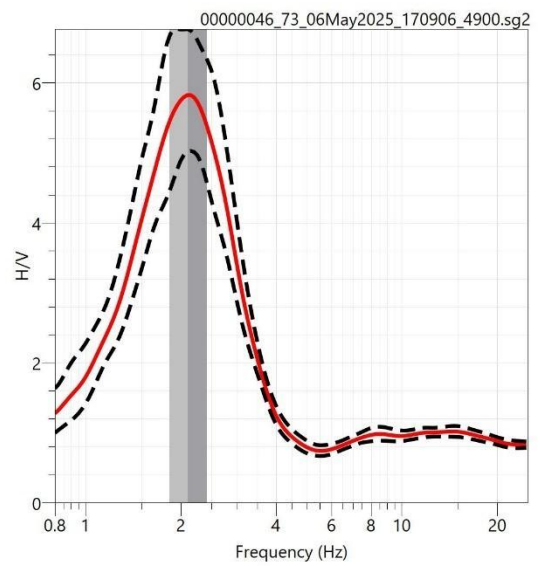
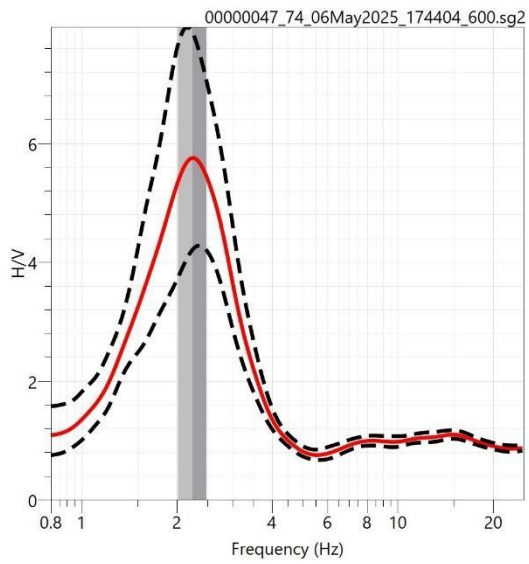
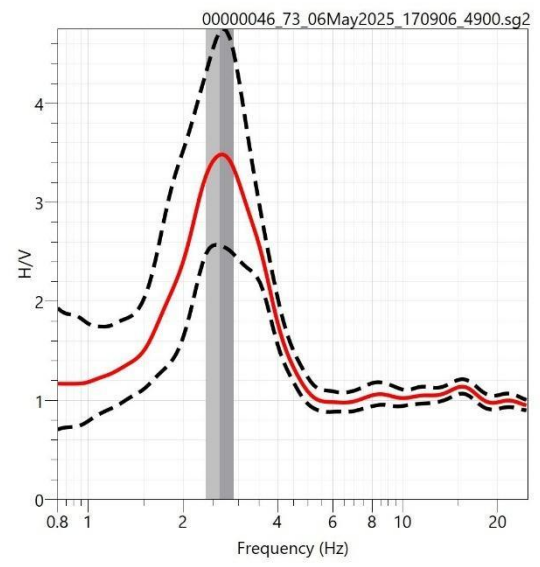
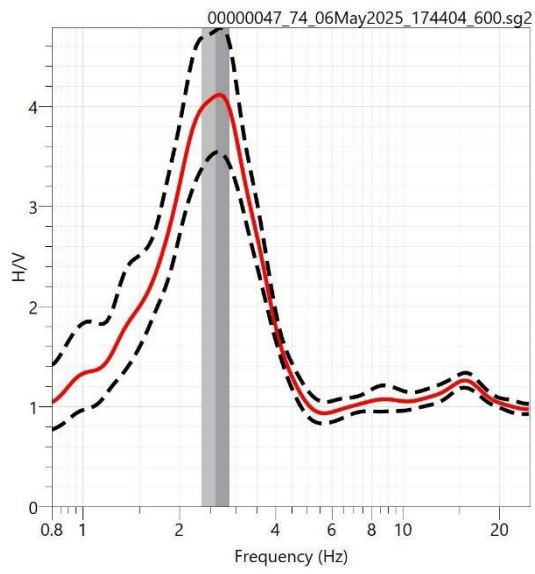
- ues_006



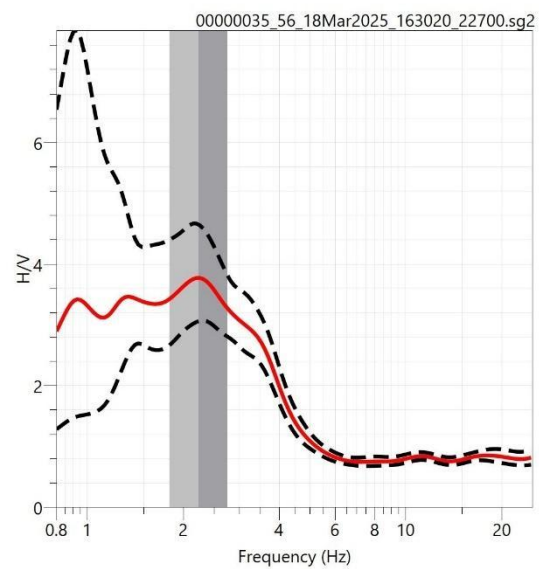
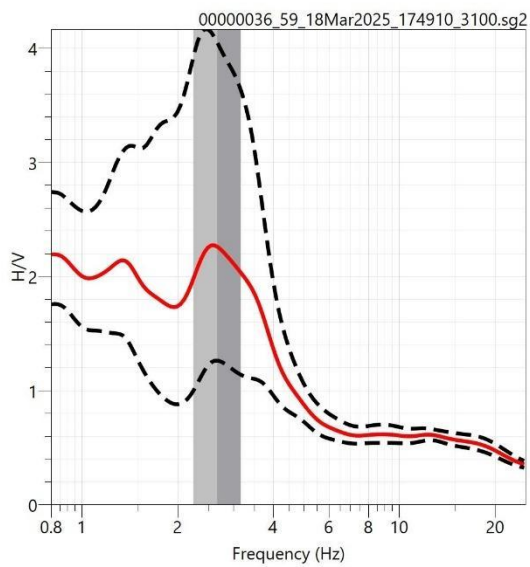
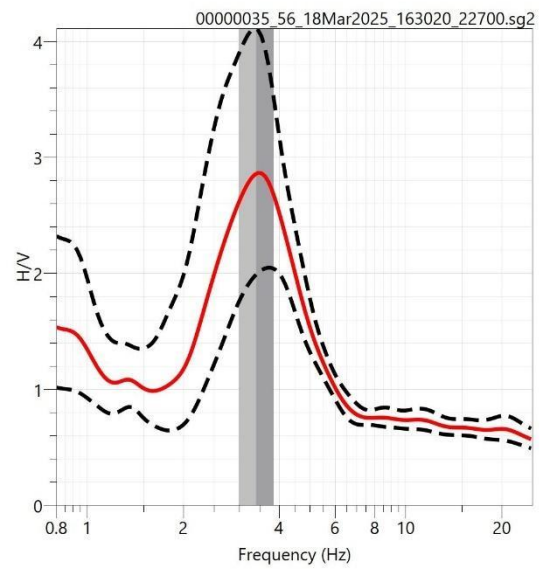
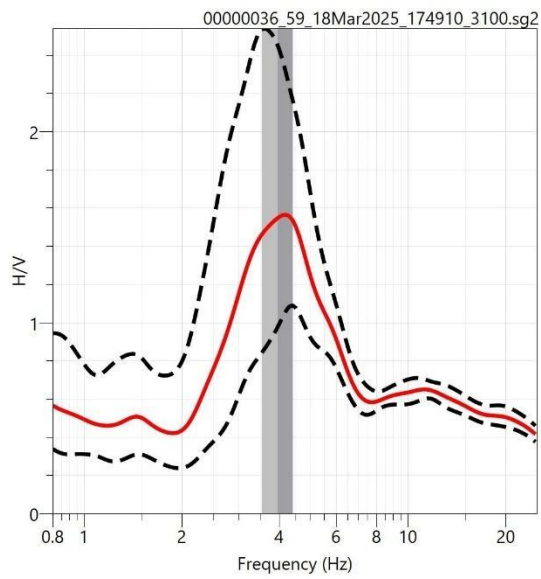
- ues_007



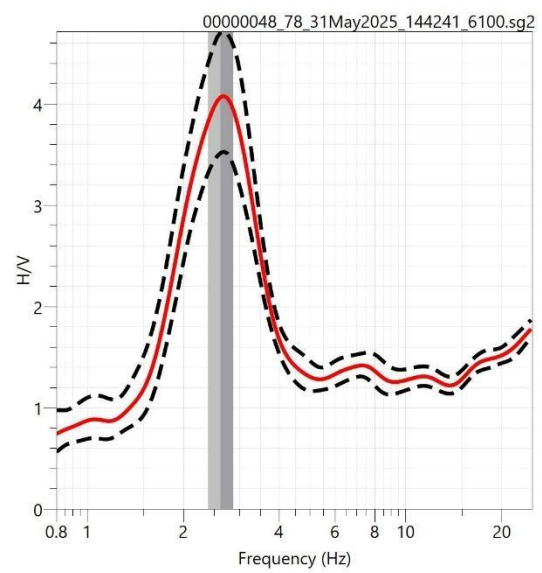
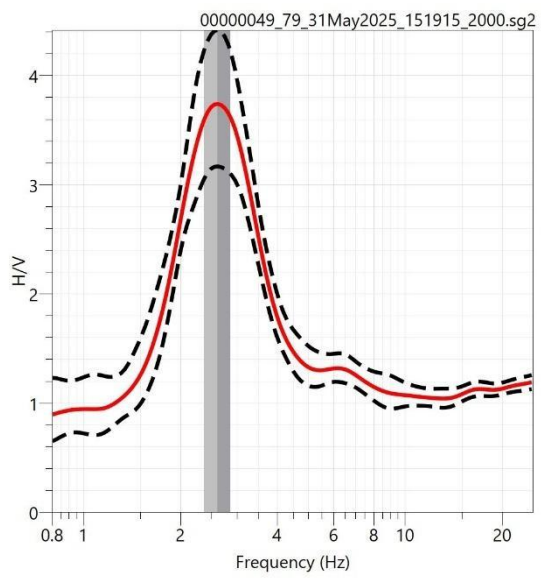
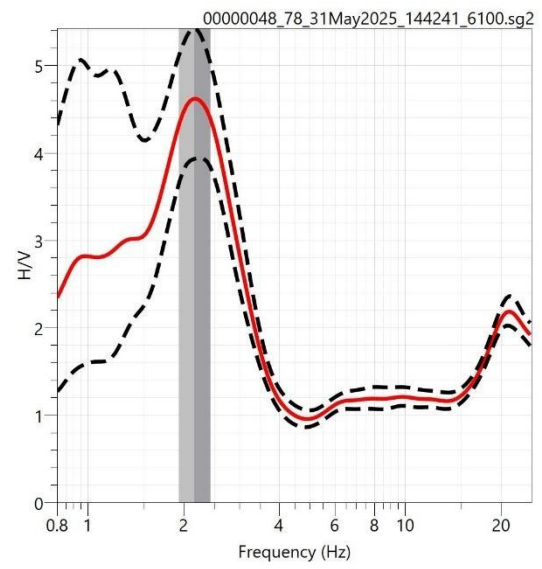
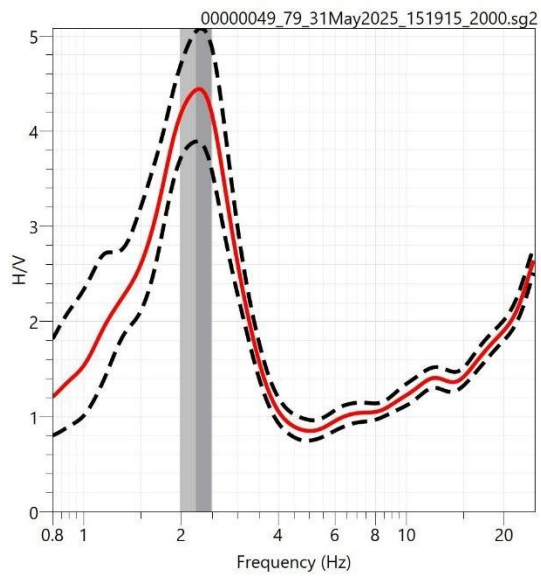
- ues_008



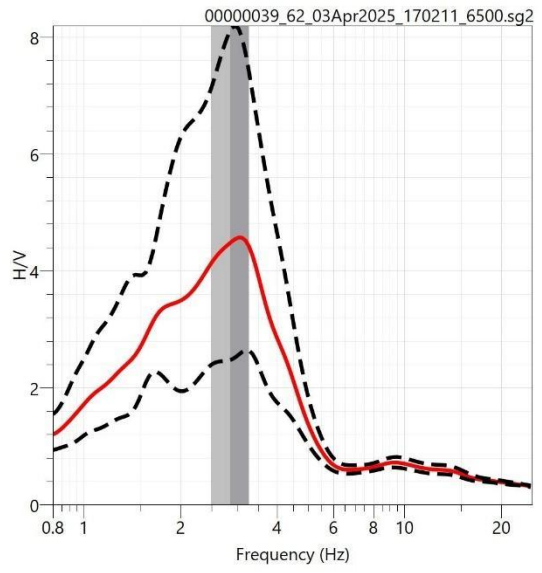
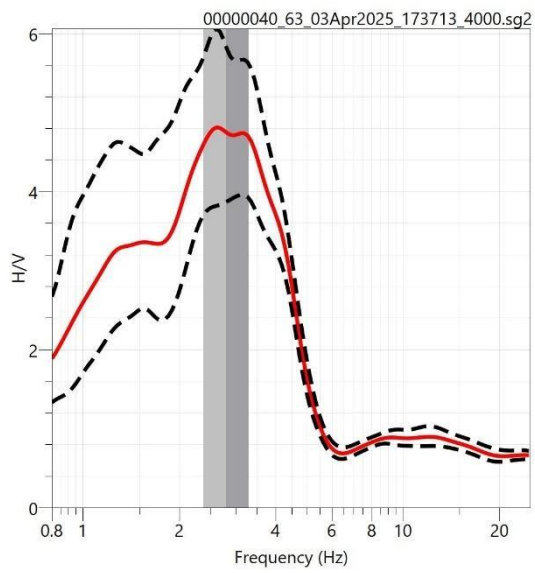
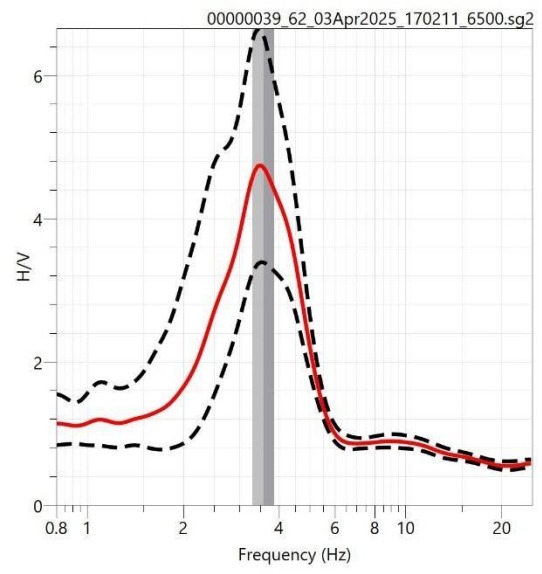
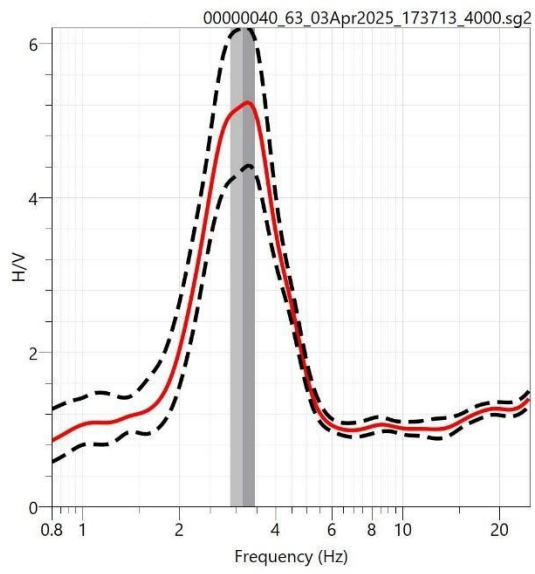
- ues_009



- ues_010

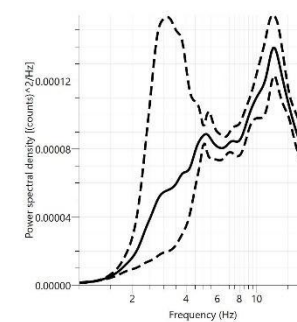
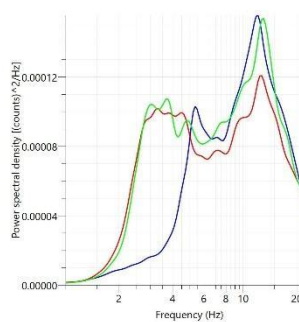
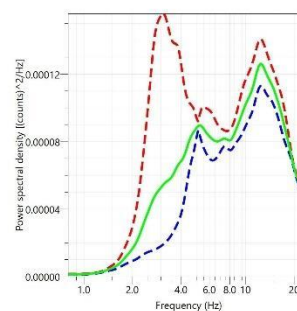
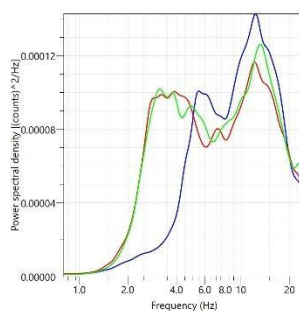
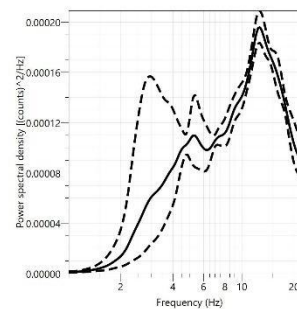
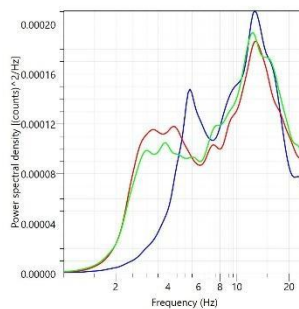
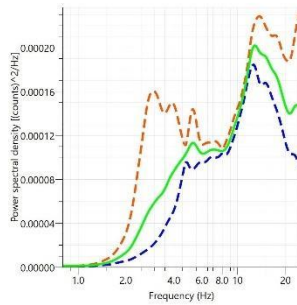
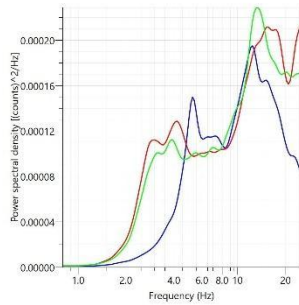


- ues_011

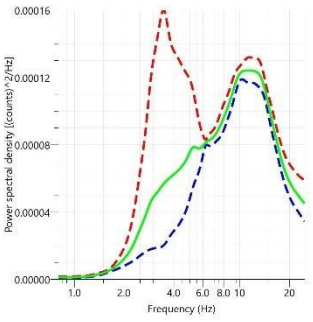
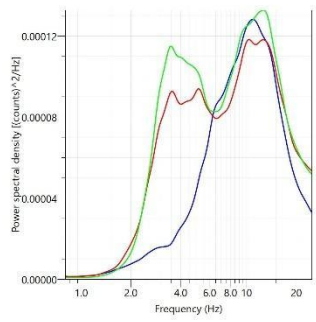
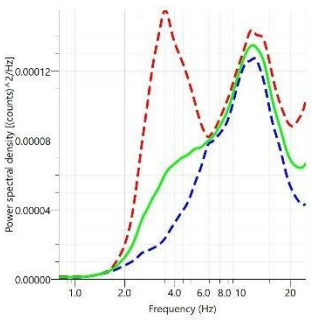
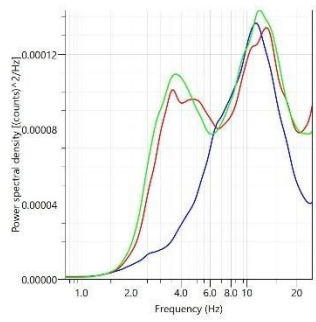
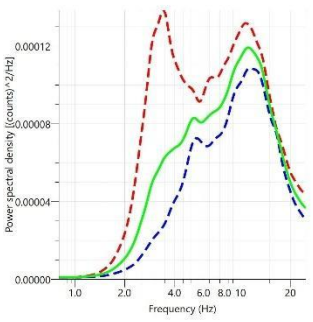
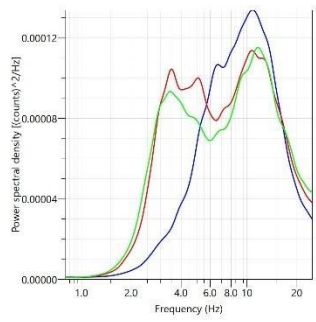
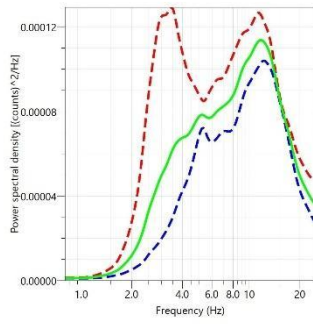
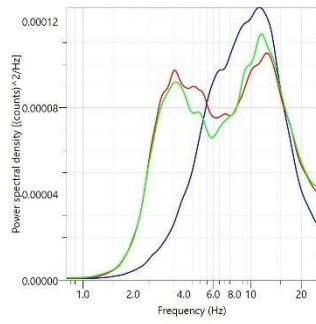


Anexo 5. Graficas de densidad espectral de potencia (PSD) individuales como se observan en geopsy.

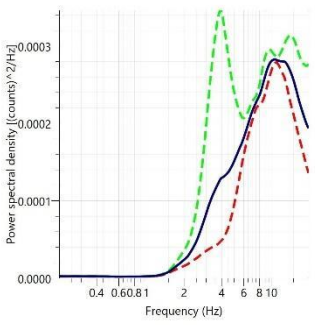
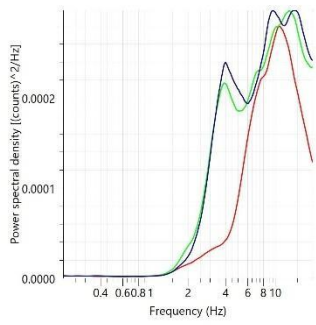
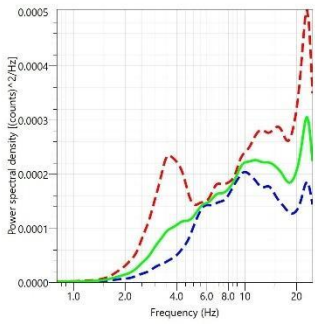
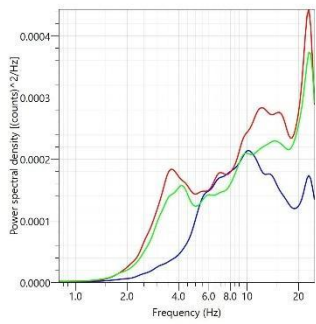
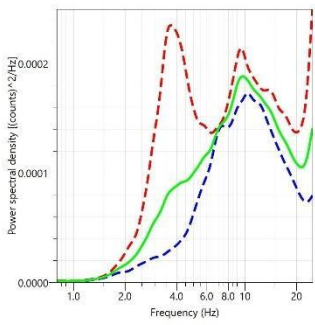
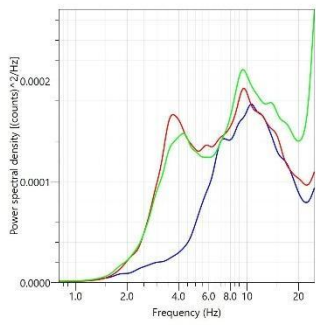
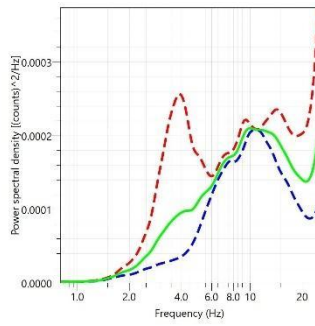
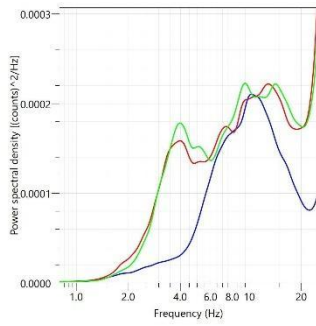
- ues_001



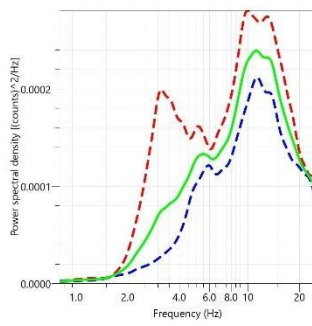
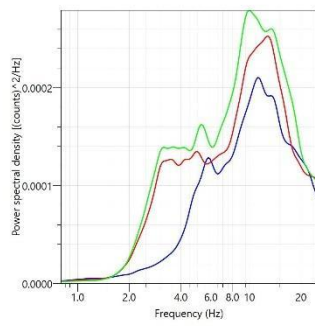
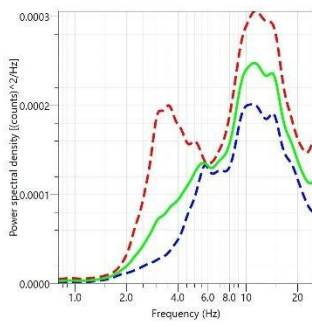
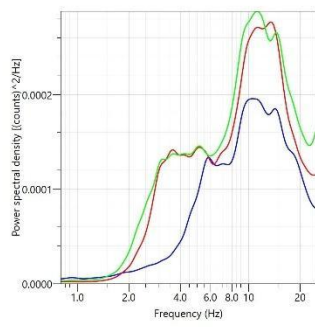
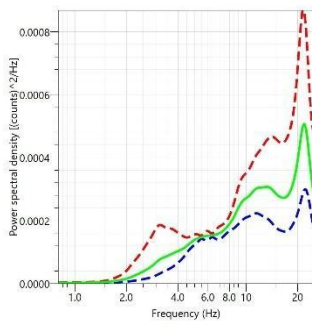
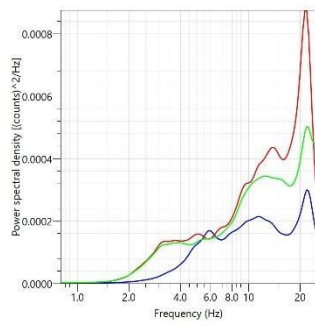
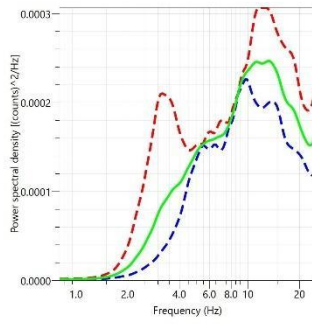
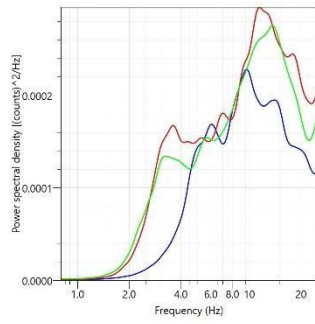
- ues_002



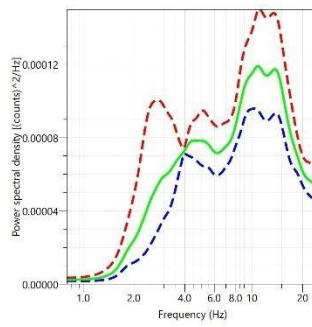
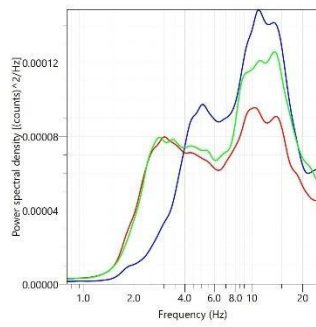
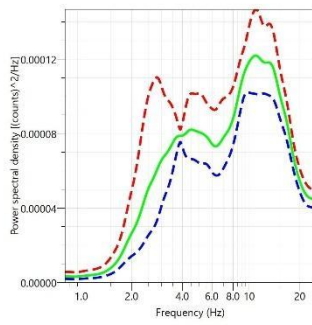
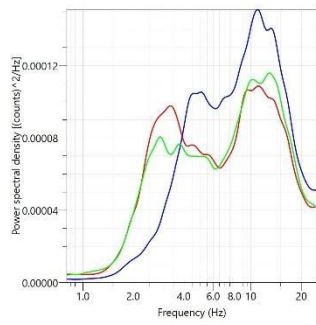
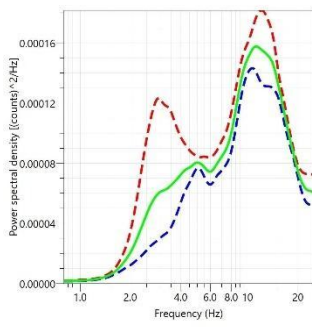
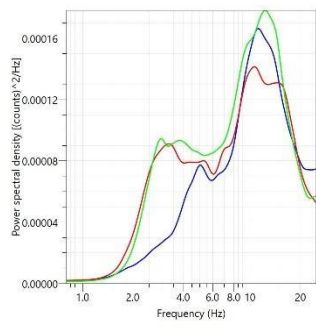
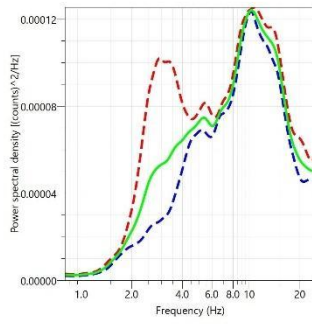
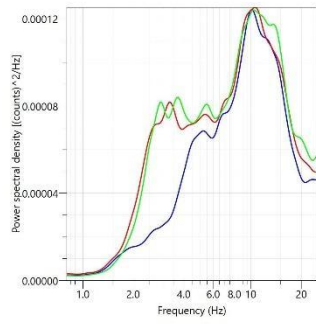
- ues_003



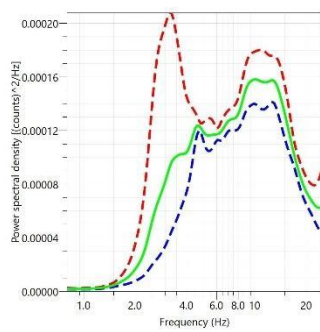
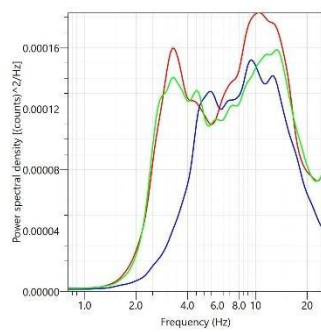
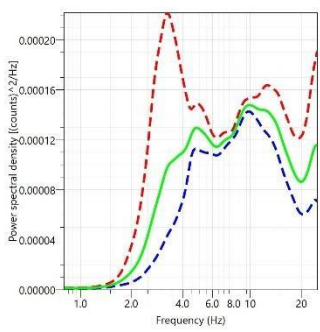
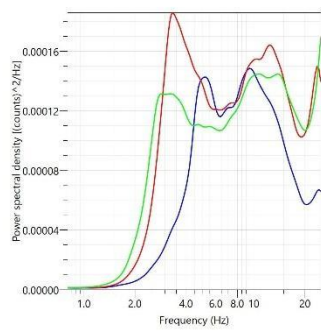
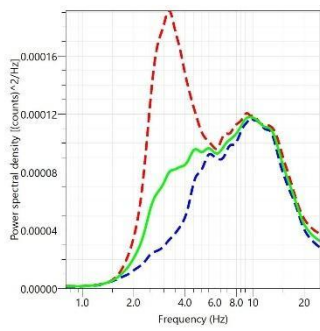
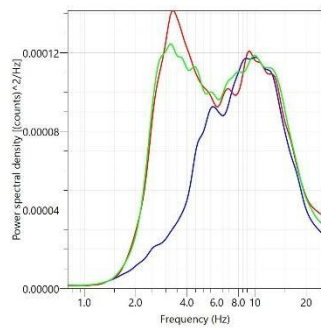
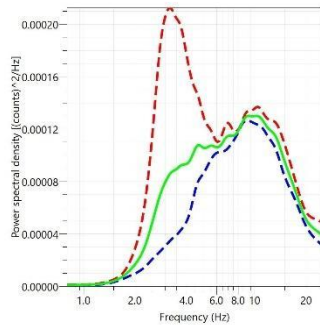
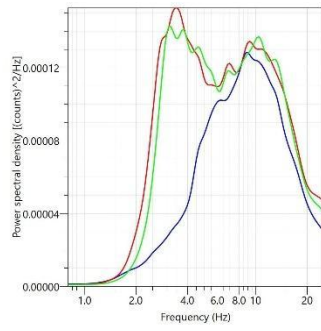
- ues_004



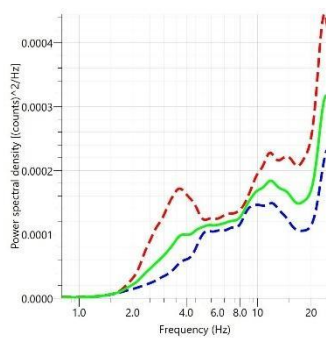
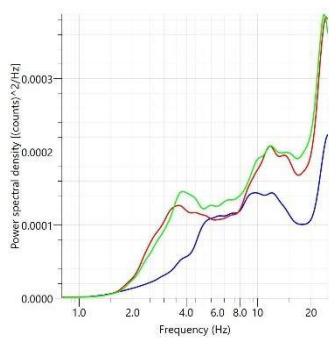
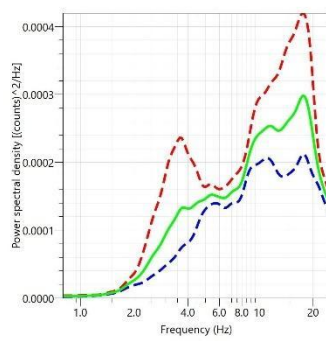
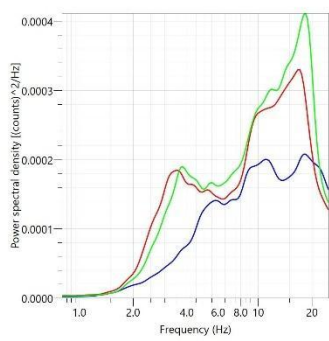
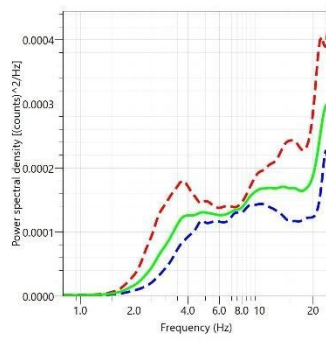
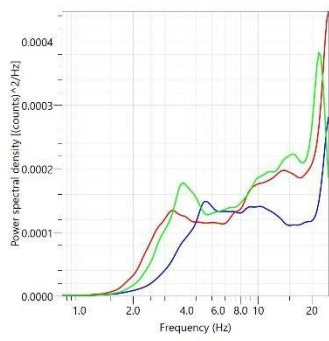
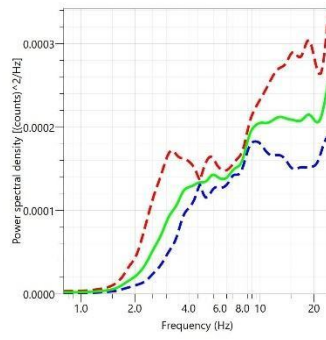
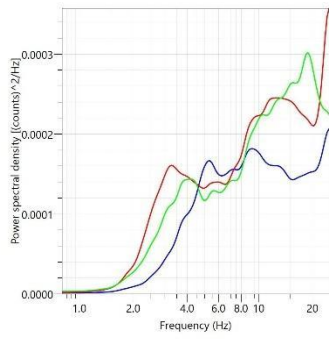
- ues_005



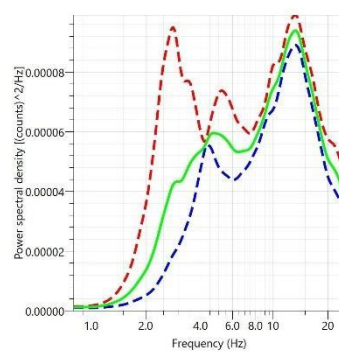
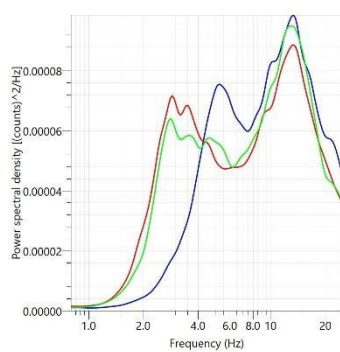
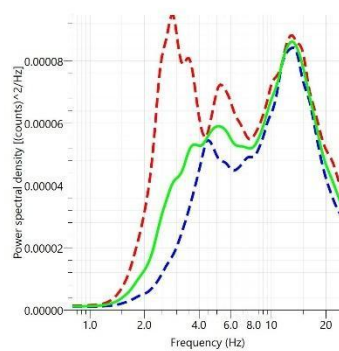
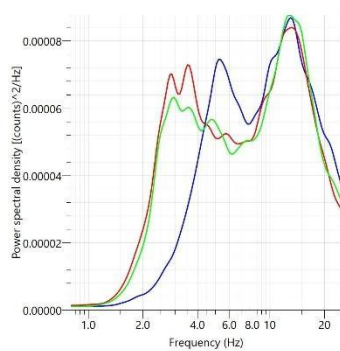
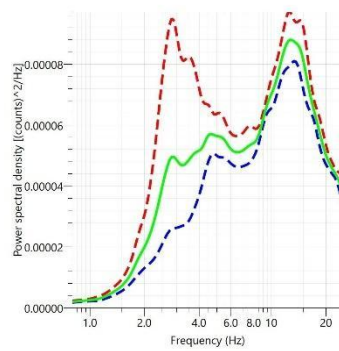
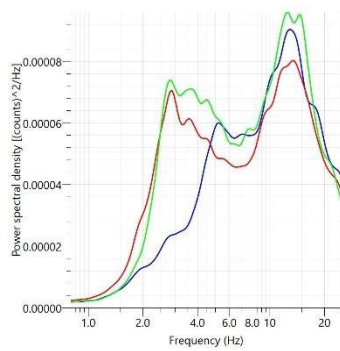
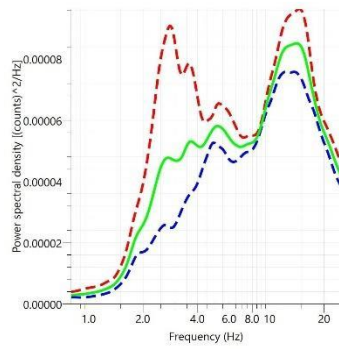
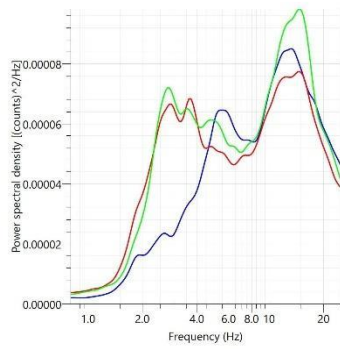
- ues_006



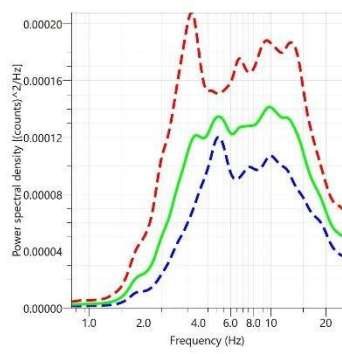
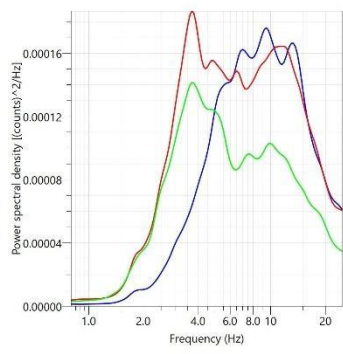
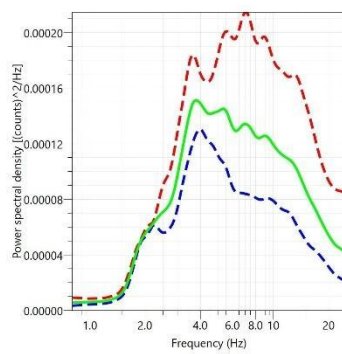
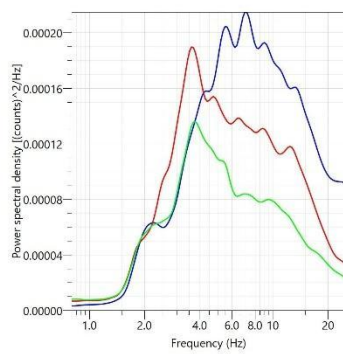
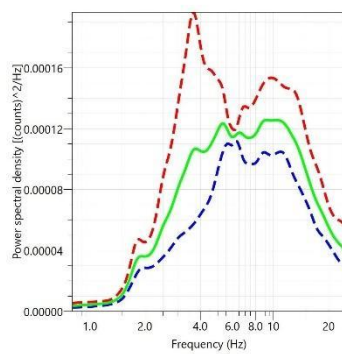
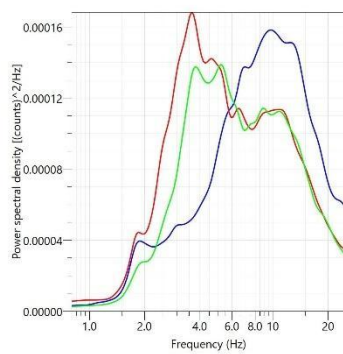
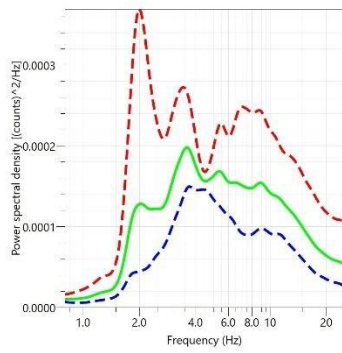
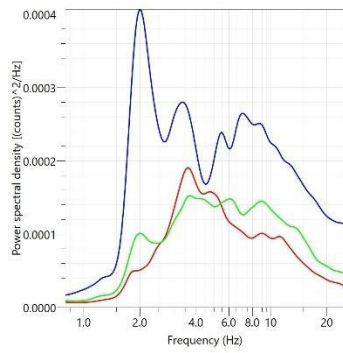
- ues_007



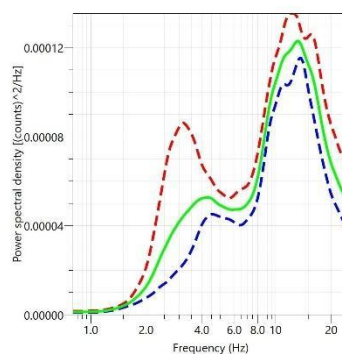
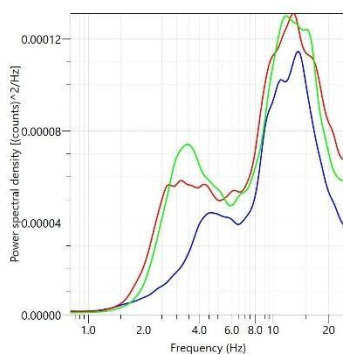
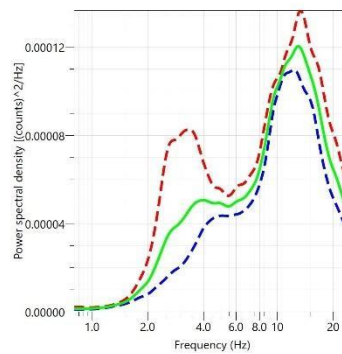
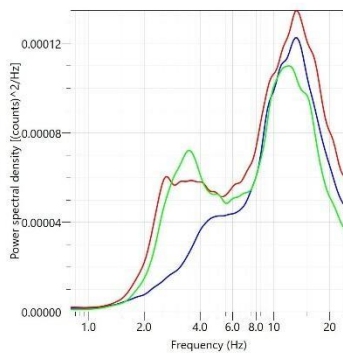
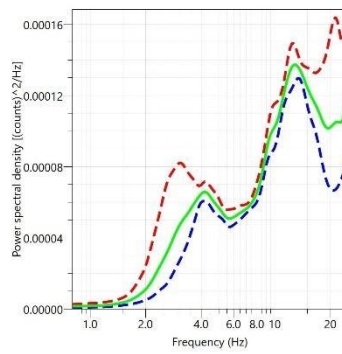
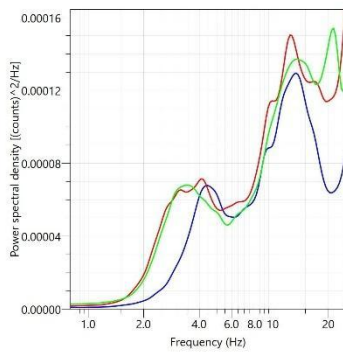
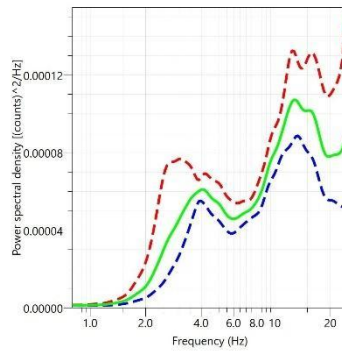
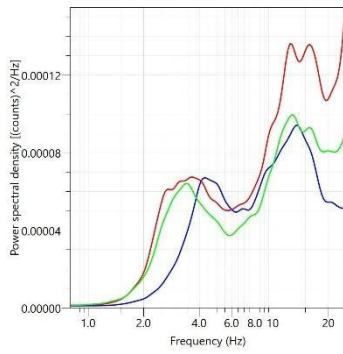
- ues_008



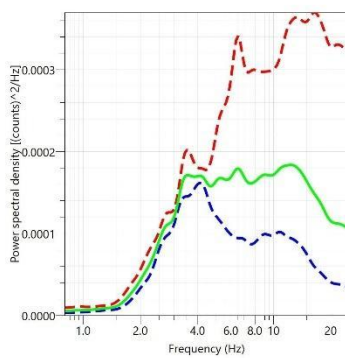
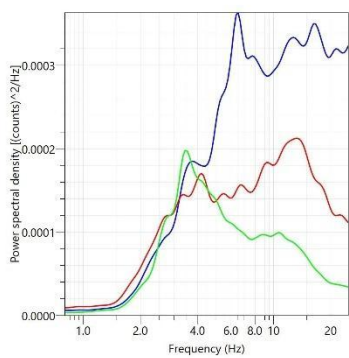
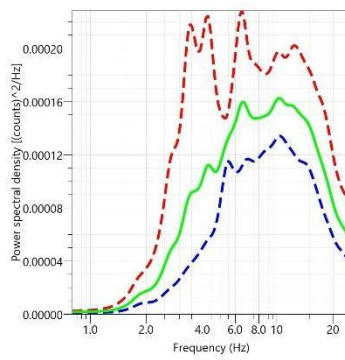
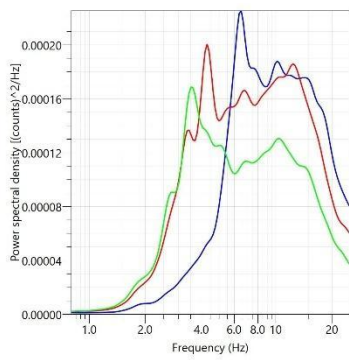
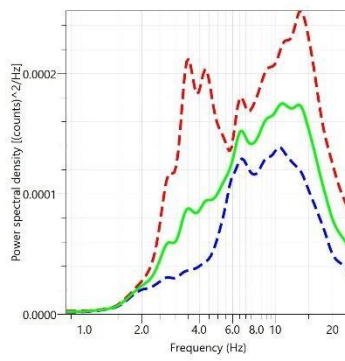
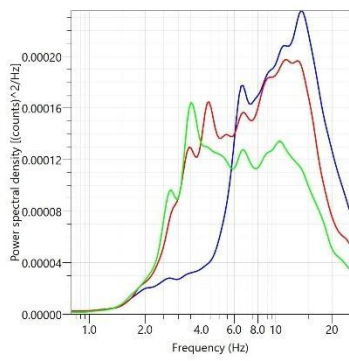
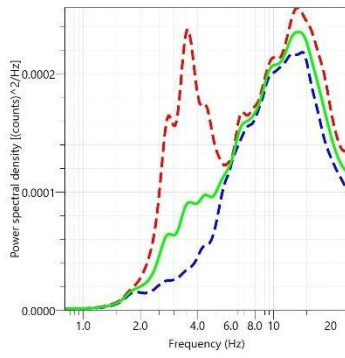
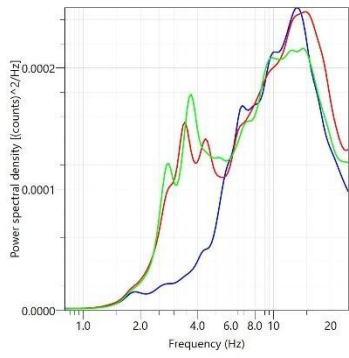
- ues_009



- ues_010

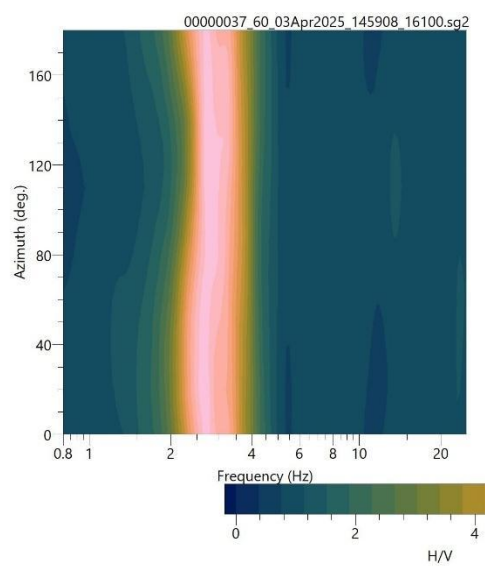
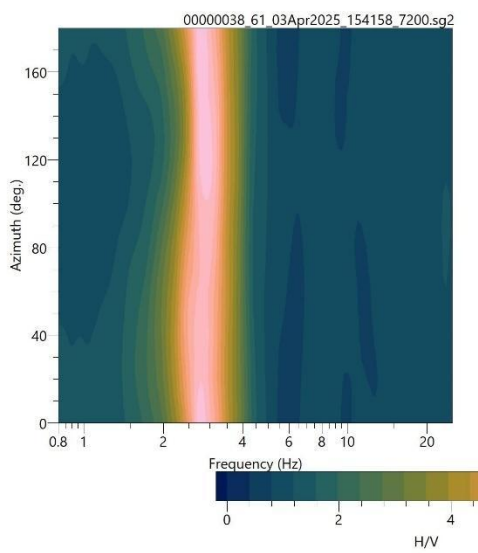
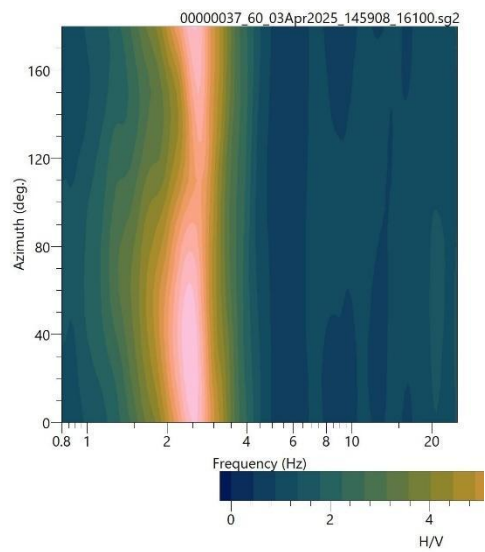
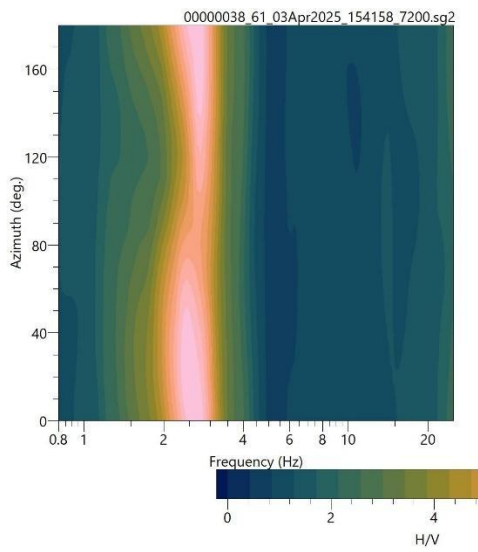


- ues_011

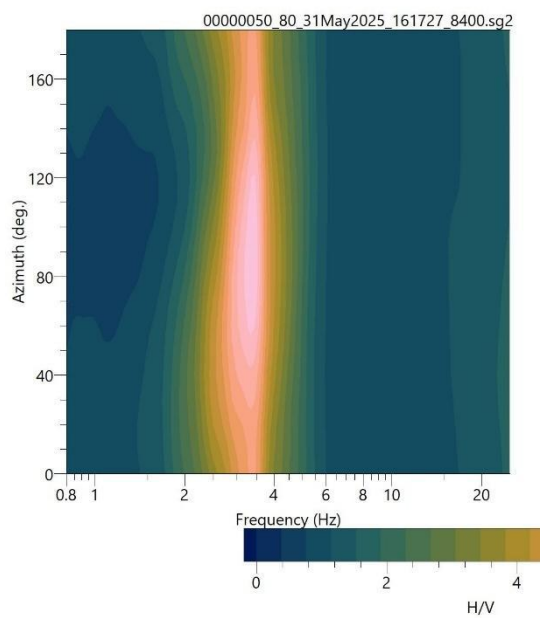
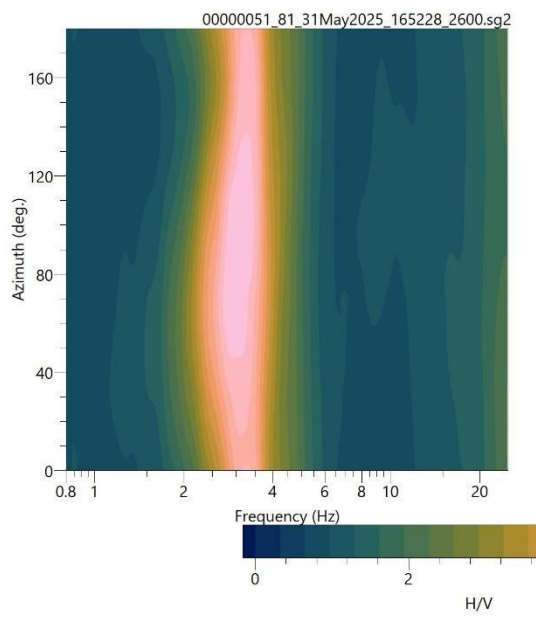
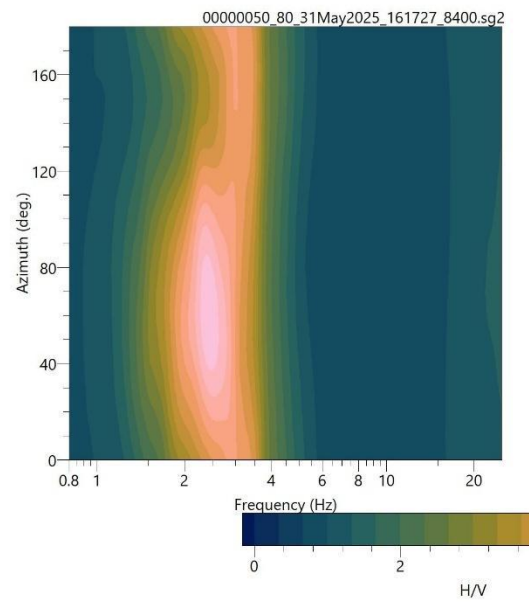
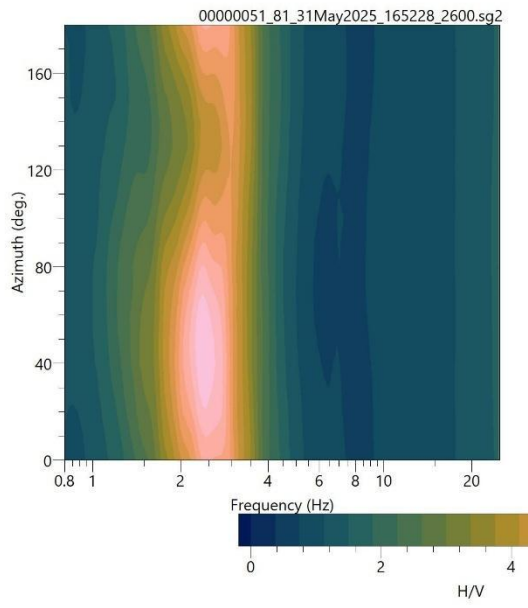


Anexo 6. Graficas *H/V Rotate* individuales como se observan en geopsy.

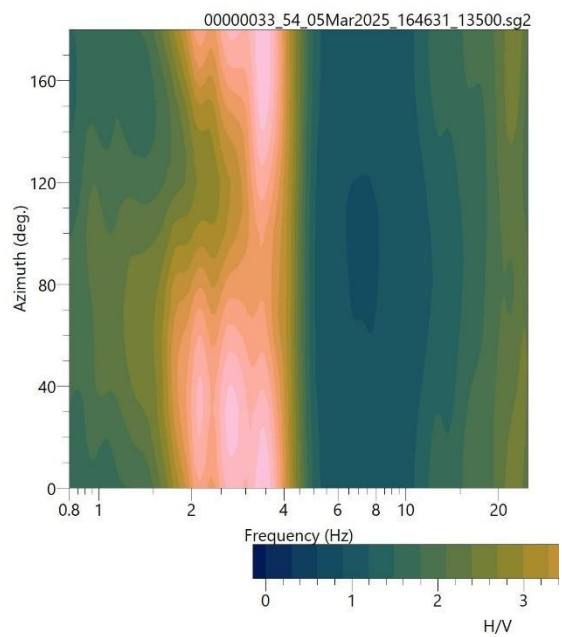
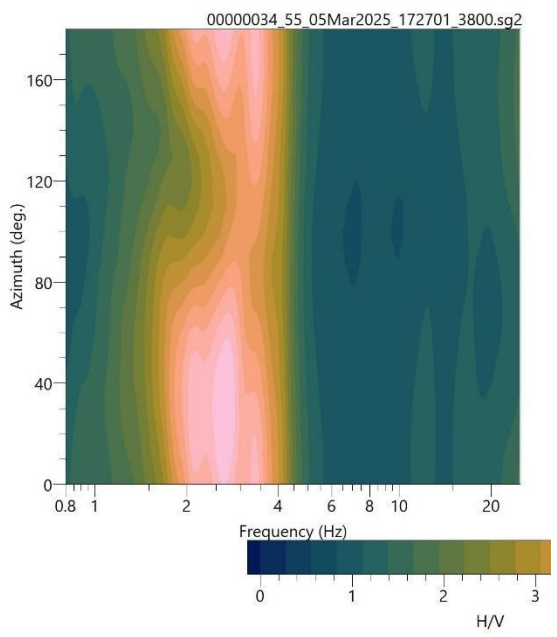
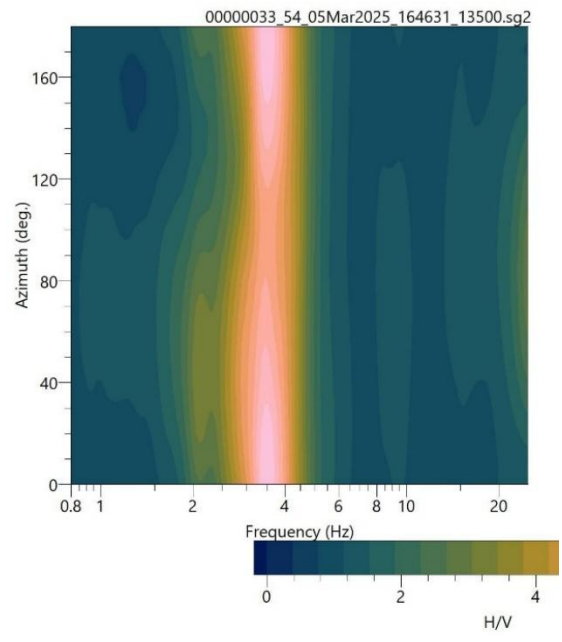
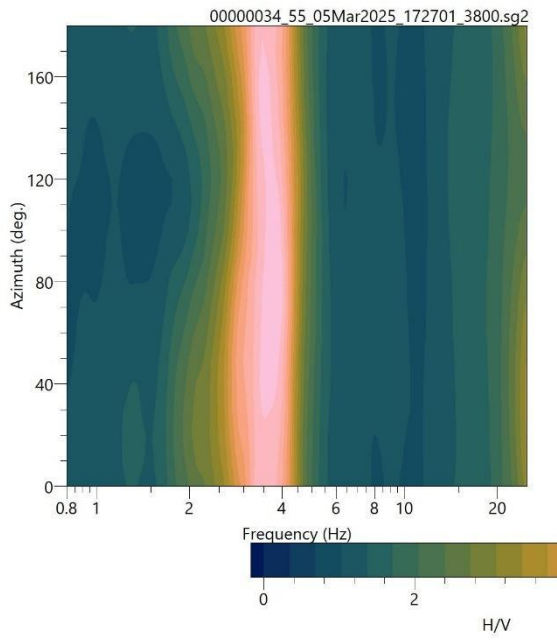
- ues_001



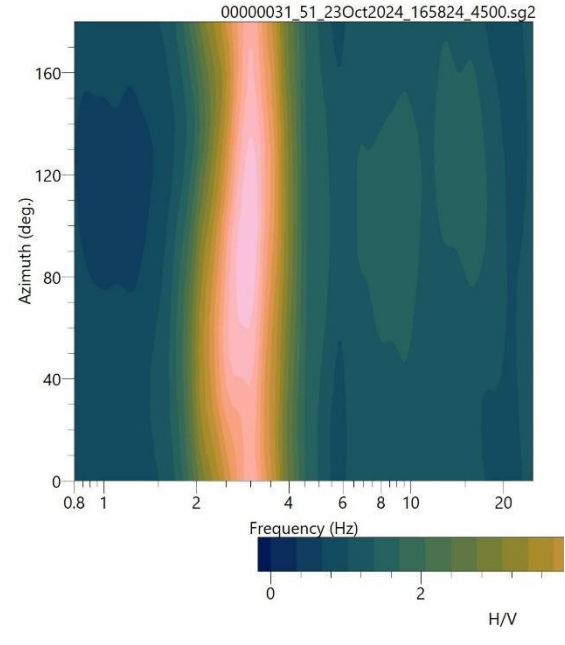
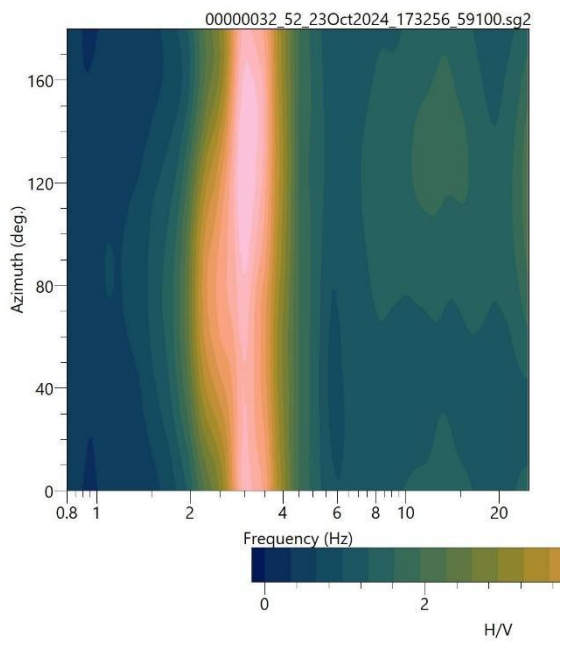
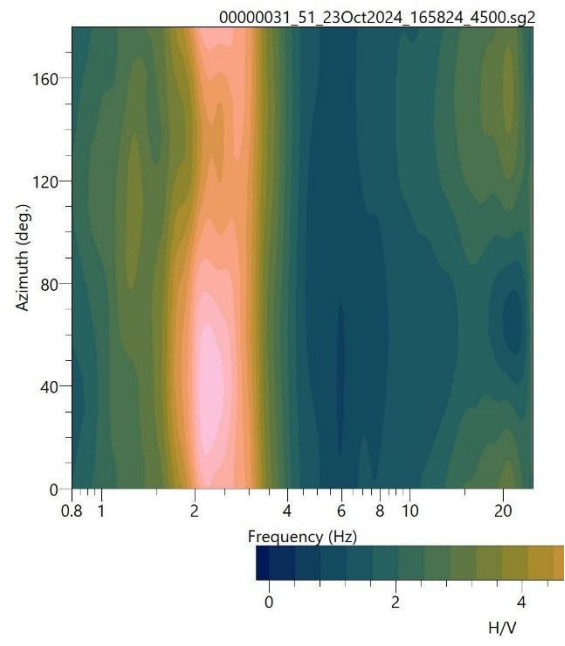
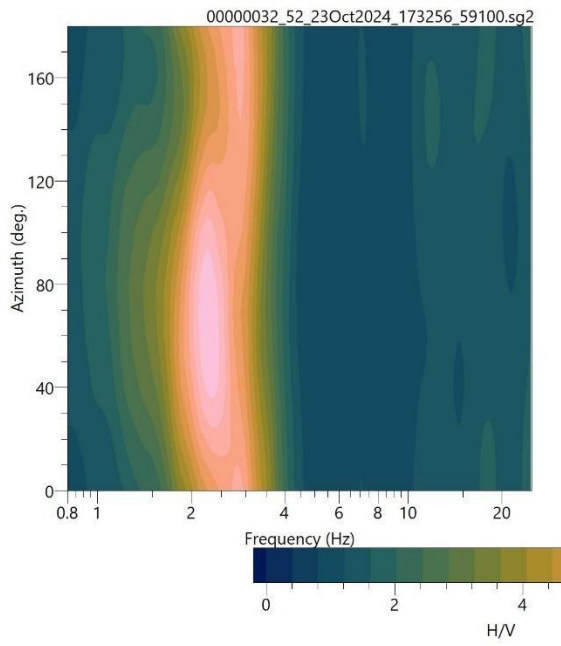
- ues_002



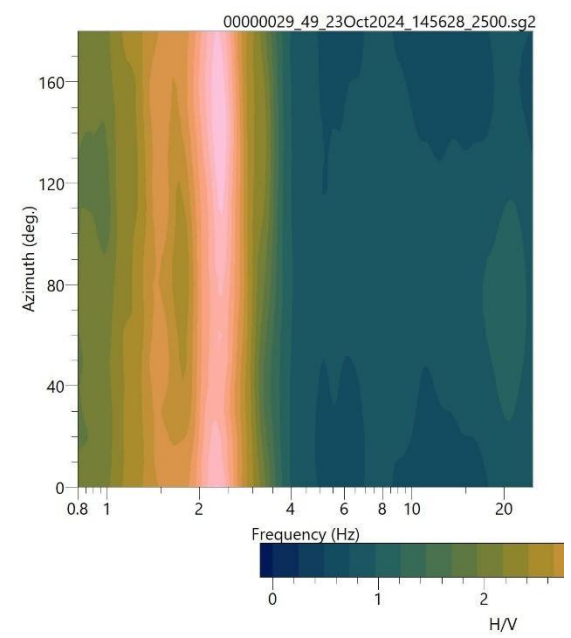
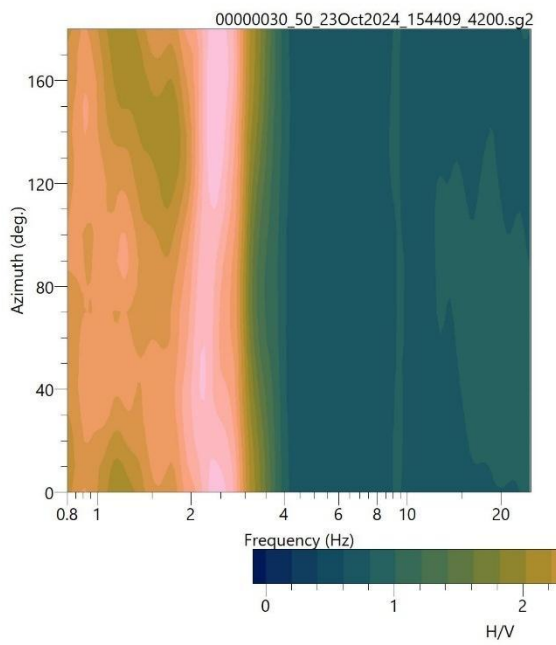
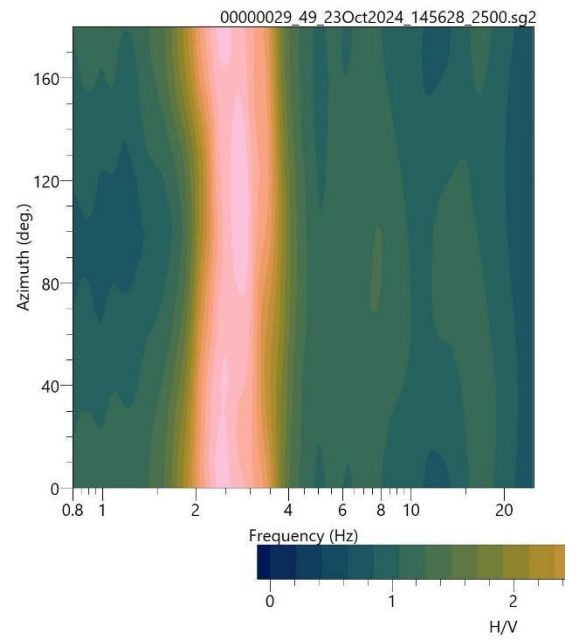
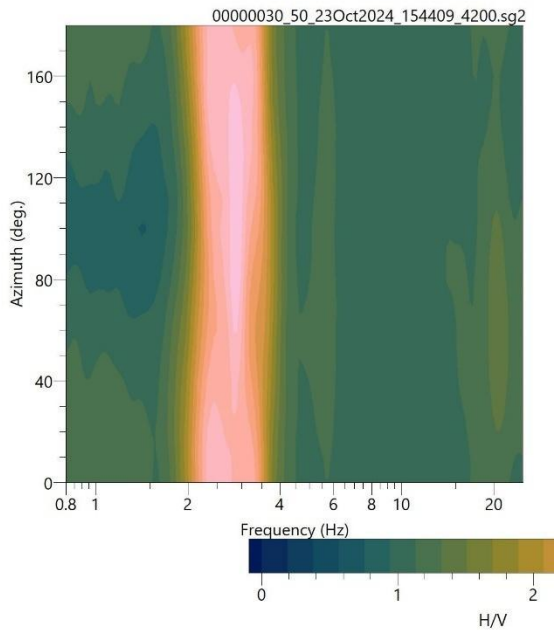
- ues_003



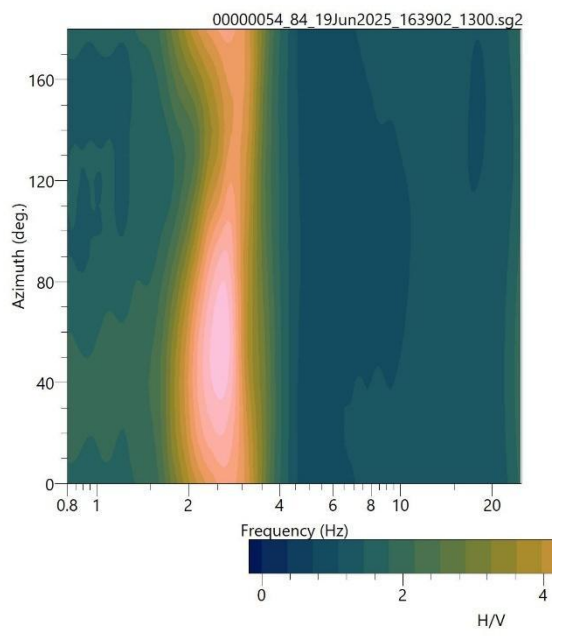
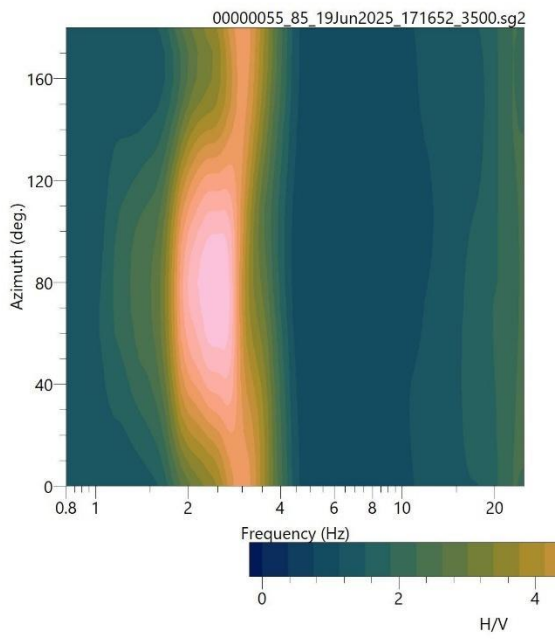
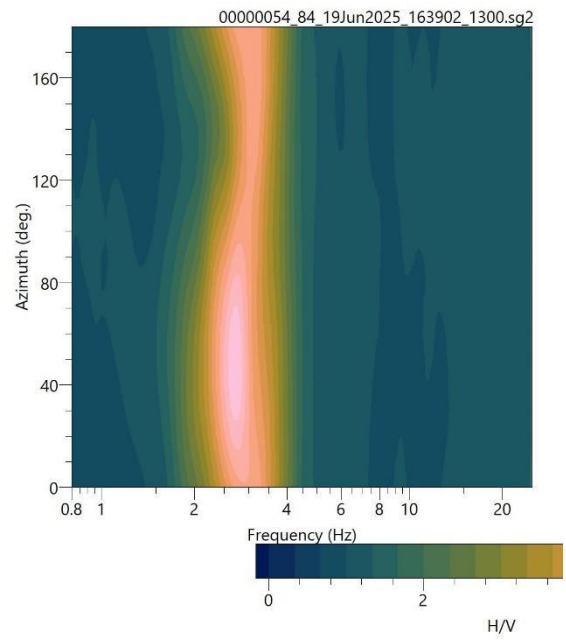
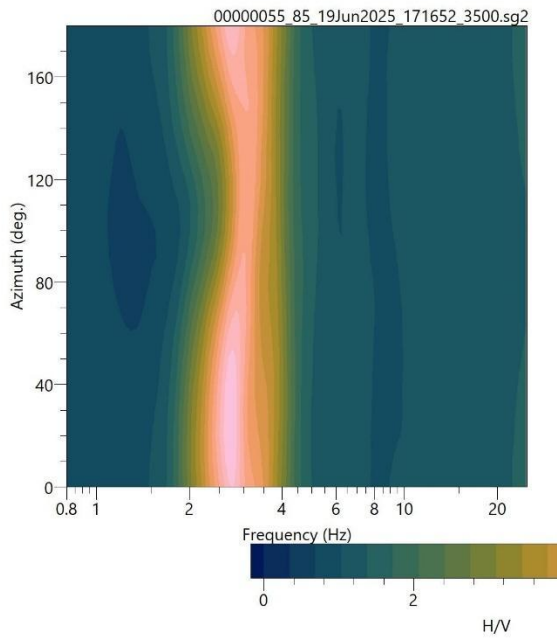
- ues_004



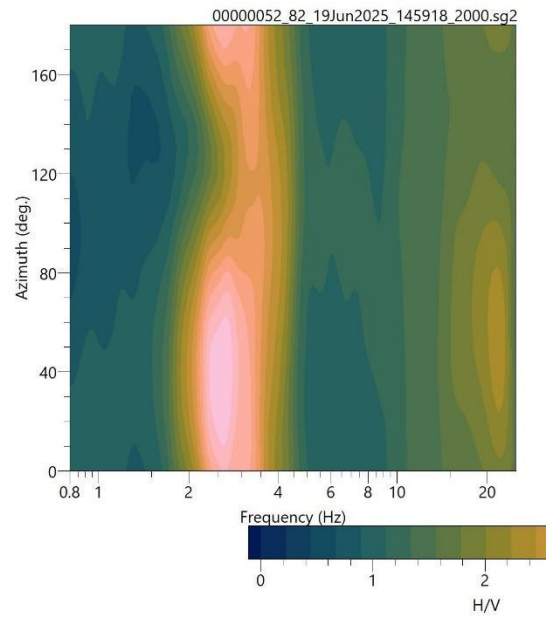
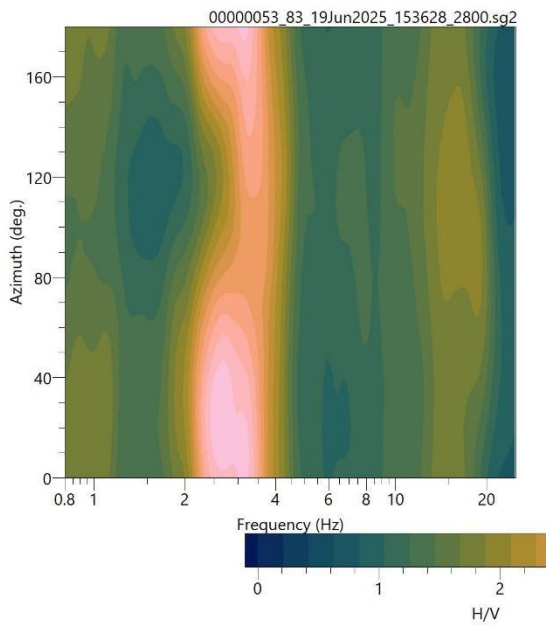
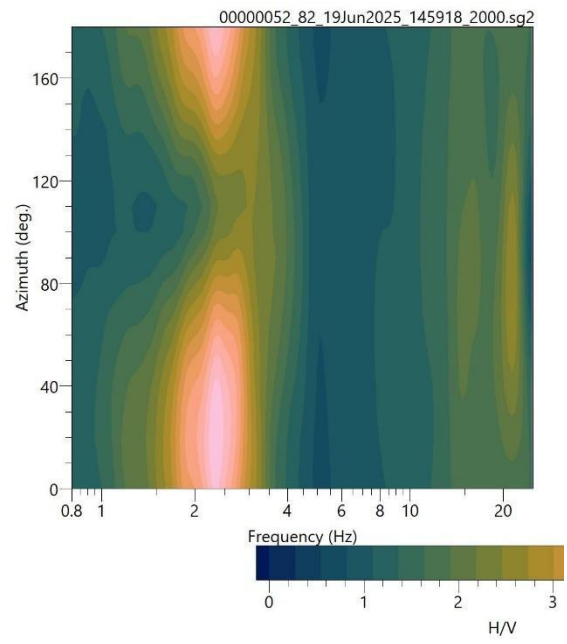
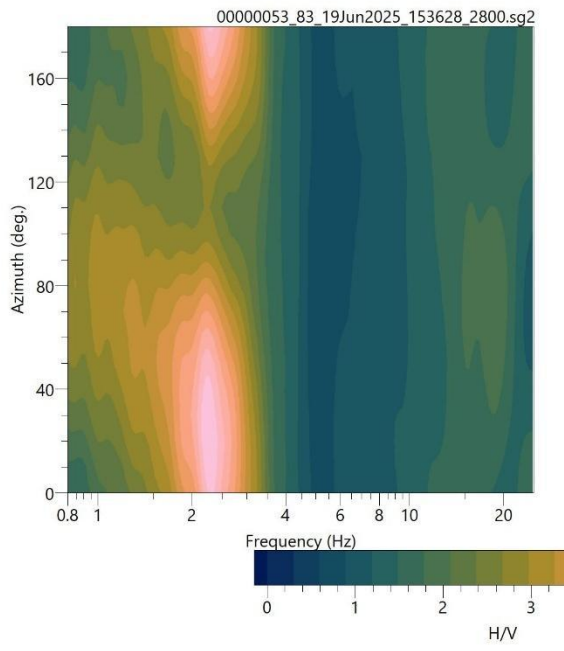
- ues_005



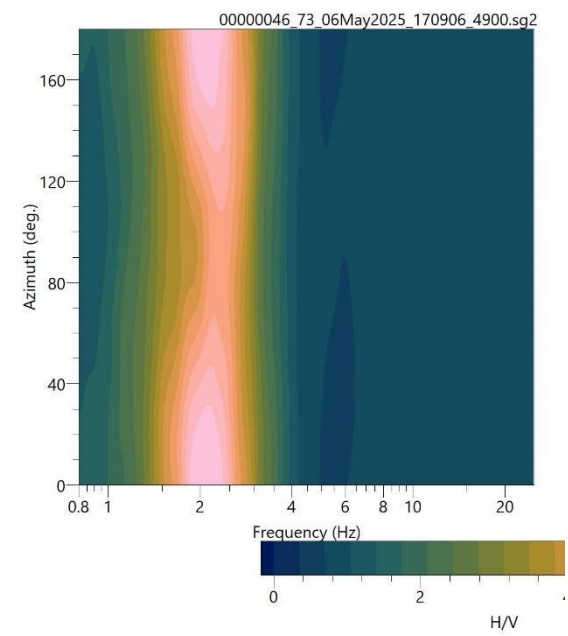
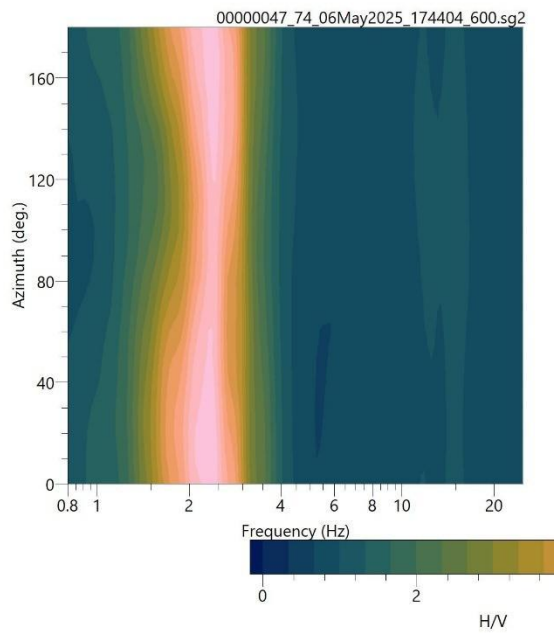
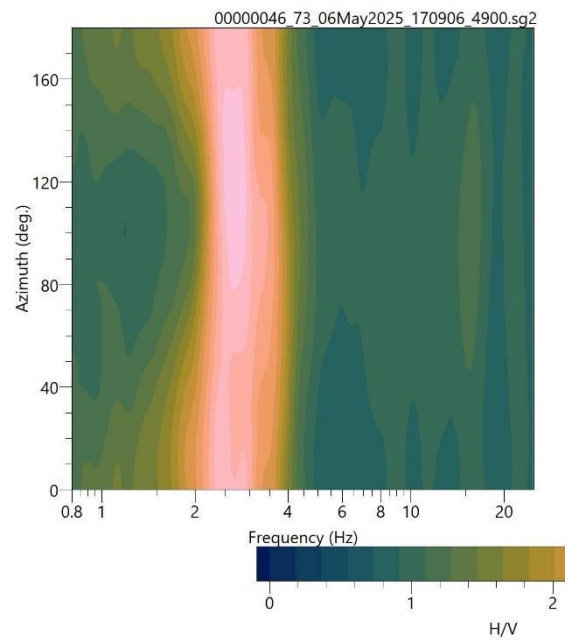
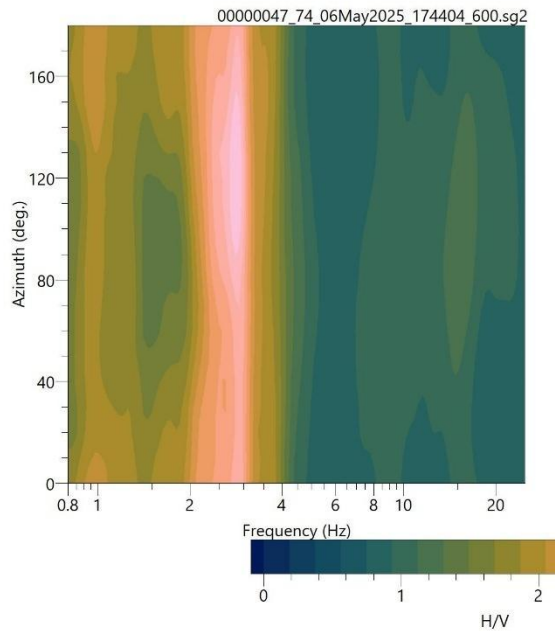
- ues_006



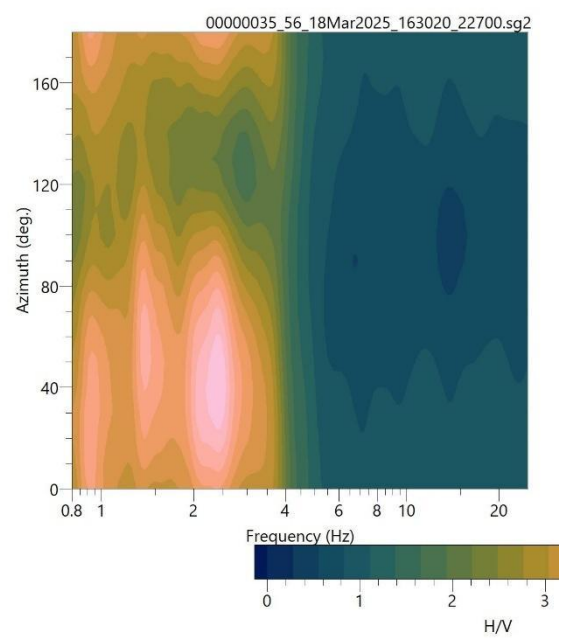
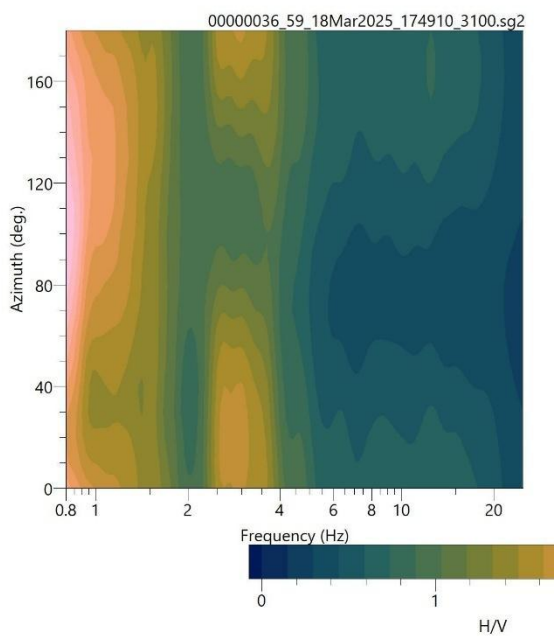
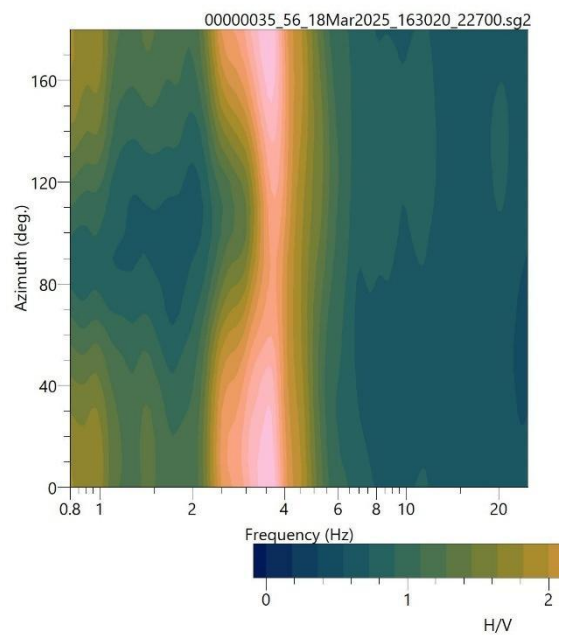
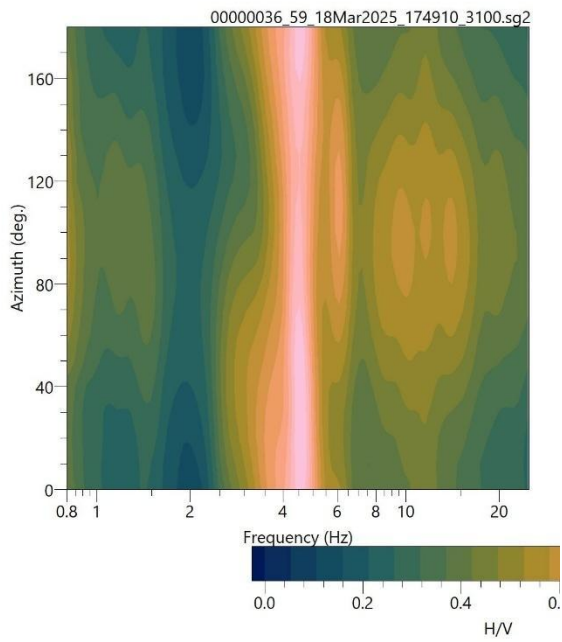
- ues_007



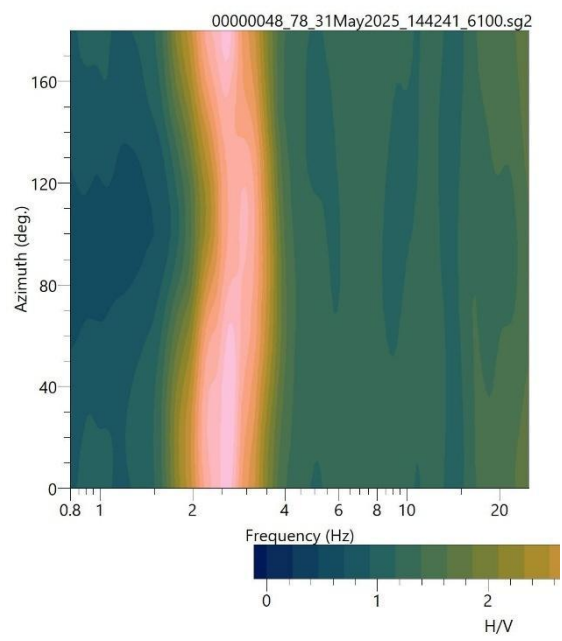
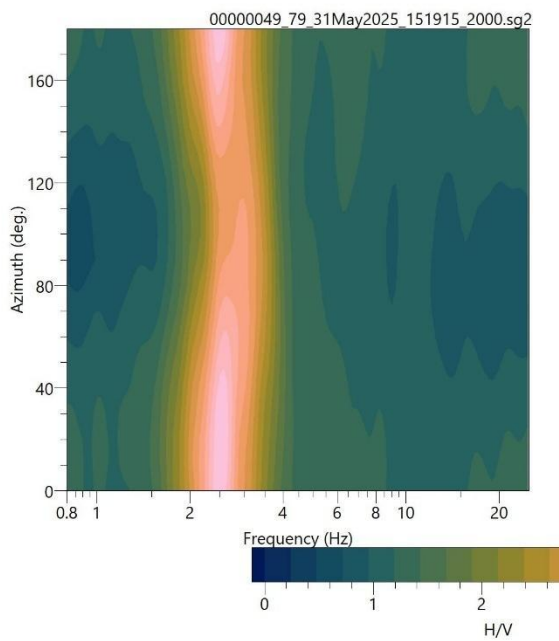
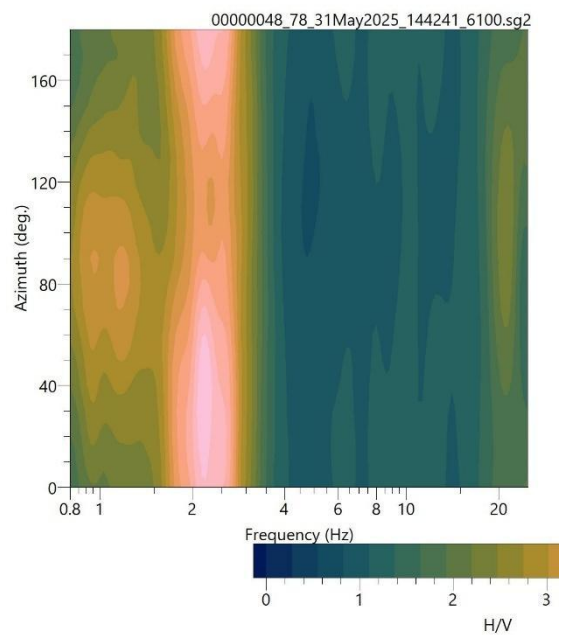
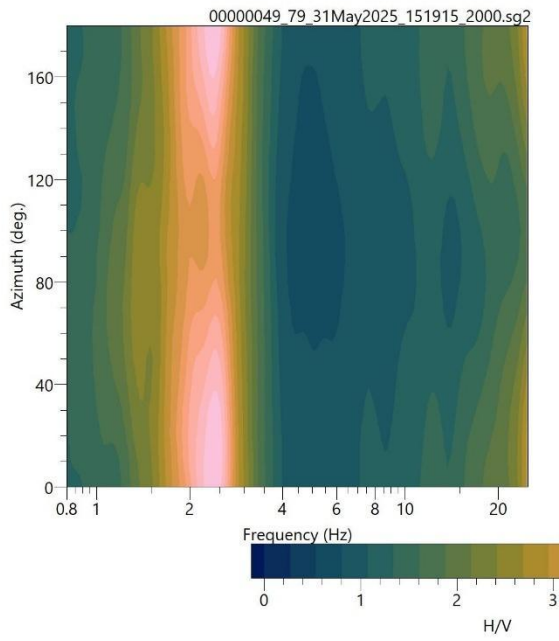
- ues_008



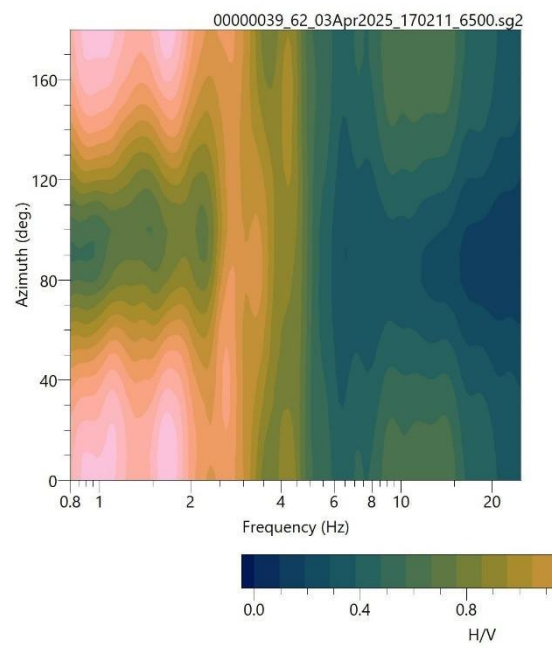
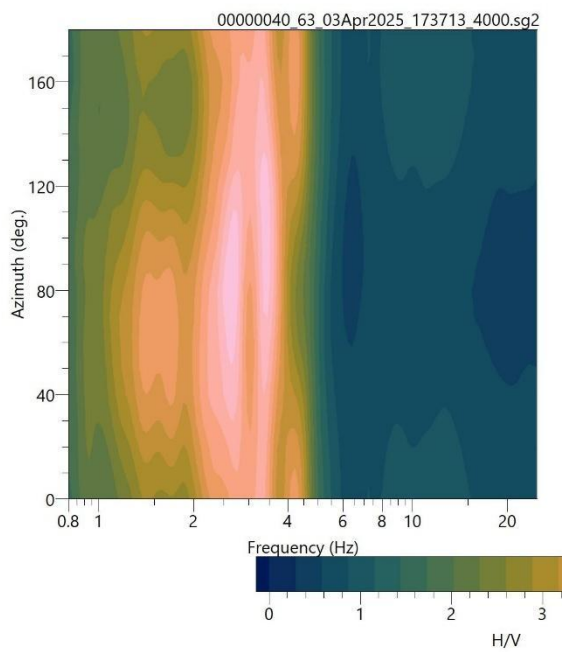
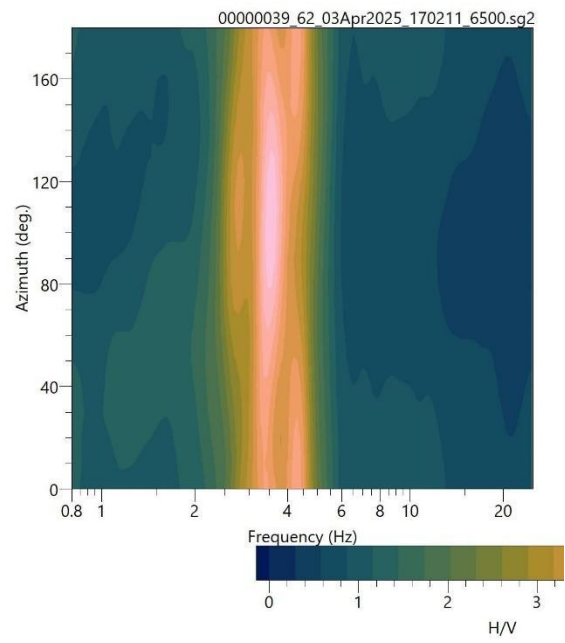
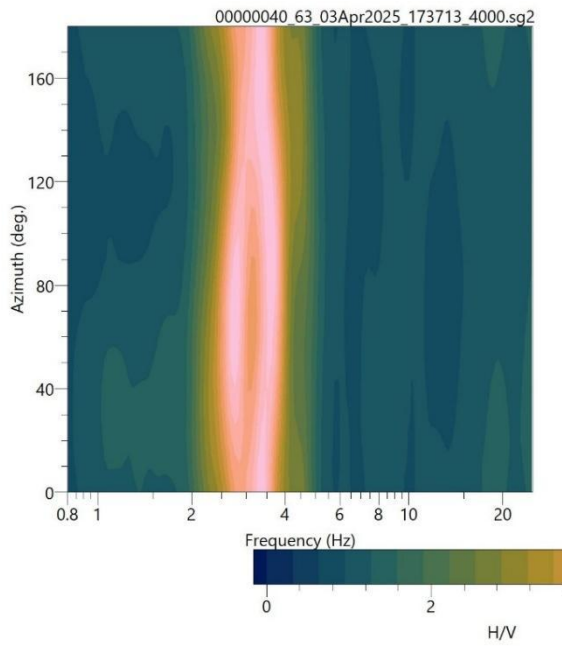
- ues_009



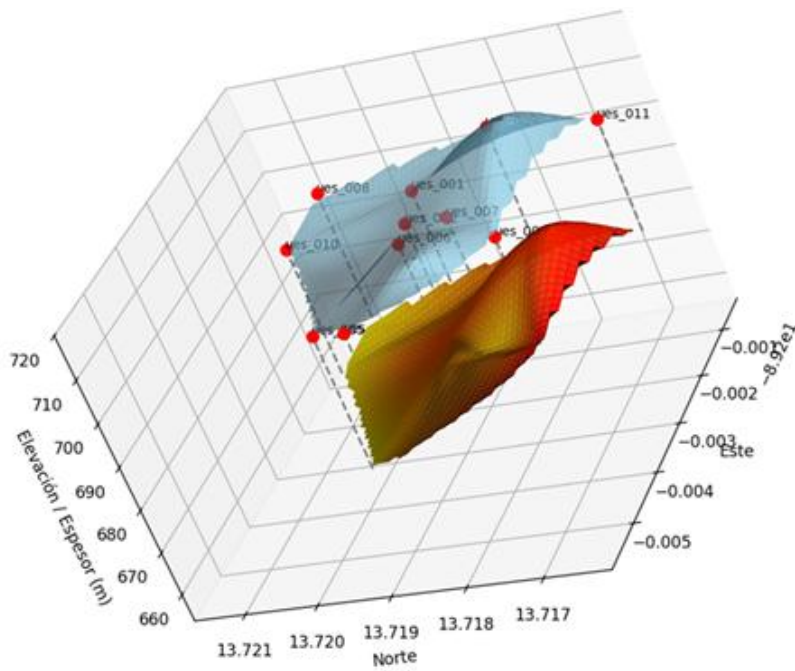
- ues_010

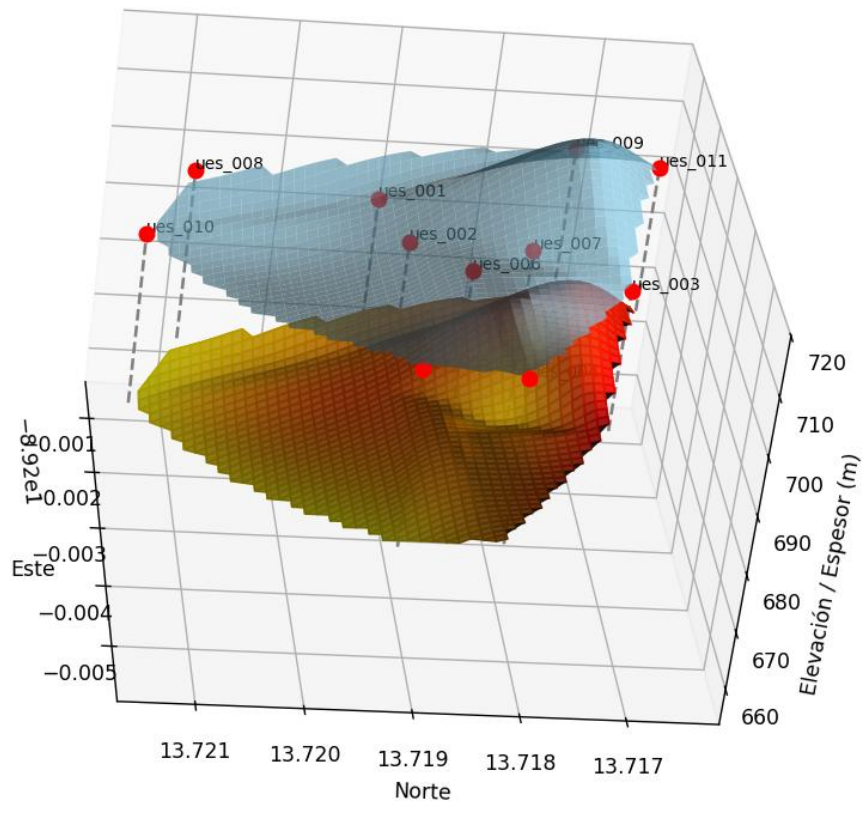


- ues_011

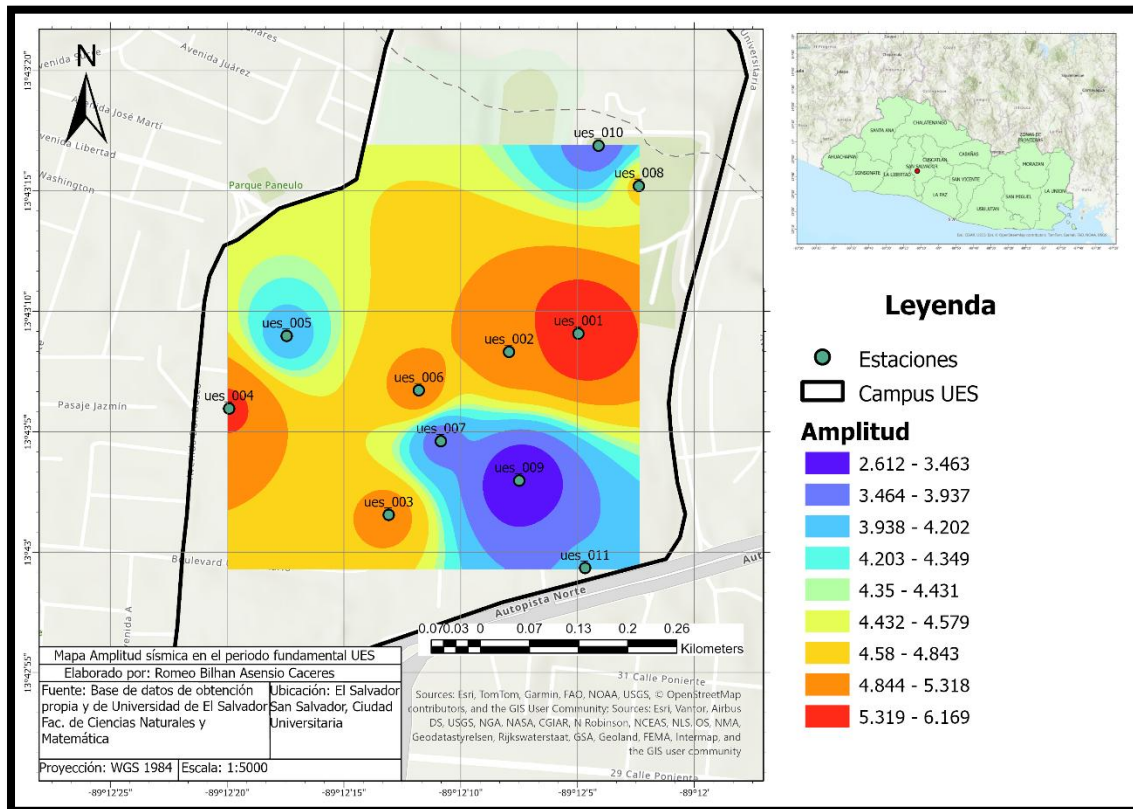


Anexo 7. Modelo 3D de elevaciones en metros sobre el nivel del mar, siendo la capa azul la superficie y la capa naranja hasta dónde llega la medición del espesor hasta el basamento rocoso.





Anexo 8. Mapa de amplitudes de los periodos fundamental.



Anexo 9. Imágenes que evidencian la toma de datos.



Anexo 10. Ubicación campaña MASW.

