



Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de Grado en Geofísica

ESTIMACIÓN DEL EFECTO DE SITIO EN
ESTACIONES SISMOLÓGICAS: RESULTADOS PARA
LA RED DE MONITOREO DEL VN. COPAHUE
(CON DATOS DEL OAVV-SEGEMAR)

Araceli Aluminé Varela

Director: Dr. José Augusto Casas

Codirectora: Dra. Gabriela Alejandra Badi

La Plata, Argentina

Mayo, 2024

Mg. Verónica L. Martínez

Dra. María Laura Rosa

Dr. Casas, J. Augusto

Dra. Gabriela Badi

“El título universitario como una oportunidad para trabajar por una sociedad más justa, más desarrollada, más inclusiva”.

Resumen

El análisis de las señales sísmicas generadas por la actividad volcánica constituye uno de los principales y más eficientes métodos para el monitoreo volcánico. Los registros incluyen información de la fuente sismogénica, la trayectoria, el sitio en la estación y la instrumentación. Las complejas estructuras geológicas someras y sus variaciones laterales en áreas volcánicas hacen indispensable extraer su efecto sobre las señales debajo de cada estación (denominado efecto de sitio) para poder dimensionar correctamente la energía liberada, modelar las fuentes sismogénicas y entender la dinámica volcánica.

En este trabajo se implementó y evaluó el efecto de sitio aplicando el método de atenuación de ondas coda sobre los registros de eventos sísmicos obtenidos en nueve estaciones sismológicas pertenecientes al Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR) y al Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS-SERNAGEOMIN) que conforman la red binacional de monitoreo del volcán Copahue. Los resultados obtenidos contribuyen a incrementar la precisión con la que son llevados a cabo procedimientos específicos en la institución, como la localización y el cálculo de magnitudes para distintos tipos de eventos. Estos códigos de procesamiento y los criterios de aplicación fueron cedidos permitiendo su exportación a otros volcanes monitoreados por el OAVV.

Agradecimientos

A la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, por su excelencia y cálidez. Estaré siempre orgullosa de sus docentes y ayudantes. A la Universidad pública, gratuita y de calidad, por permitirme estudiar, proyectar y crear.

A Augusto y Gabriela, por guiarme y brindarme su tiempo en esta etapa tan importante. Fue un placer aprender a su lado.

A María Laura y Verónica, miembros del tribunal examinador, por sus enseñanzas.

A mi mamá y mi papá por ser inspiración de dedicación y esfuerzo. A mis hermanas, por prepararme los mates en las mañanas y ser un sostén para mí. A Loren, por llenar de color mis apuntes y de abrazos mis tardes de estudio. A mis abues, por confiar en mí más que yo misma. Gracias por abrazar mis miedos con sabiduría.

A mi tío José, Nina y David, por su cariño y contención.

A Guada, por sentarse conmigo bajo el mismo árbol durante todo este camino. Gracias por acompañarme en cada aspecto de mi vida. A Dami y Nachito, quienes con el compartir de estos años se convirtieron en parte de mi familia.

A las amistades que me regaló la facultad. Gracias por compartir conmigo estos años llenos de risas.

A mis amistades más sinceras por celebrar siempre conmigo, hacer sentir mi corazón a salvo y sobre todo, por cuidar mi esencia.

A la eterna compañía de mi corazón.

A cada persona que me acompañó, gracias.

Índice general

1. Introducción	1
2. Marco Geológico	4
2.1. Geología del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC)	4
2.2. Volcán Copahue	6
2.2.1. Estratigrafía	7
2.2.2. Actividad contemporánea	8
2.3. Marco tectónico y controles estructurales	10
3. Aplicación	13
3.1. Metodología	13
3.2. Pre-procesamiento: Elección de parámetros	16
3.3. Datos y procesamiento	19
3.4. Resultados	26
3.4.1. Validación de resultados	27
4. Interpretación	29
4.1. Estaciones con menor amplificación	30
4.1.1. Estación MLZ	30
4.1.2. Estación BAY	31
4.1.3. Estación TLP	32
4.2. Estaciones con mayor amplificación	34
4.2.1. Estación FRO	34
4.2.2. Estación COP	35
4.2.3. Estación HIT	36
4.2.4. Estación MAQ	37
4.3. Casos particulares de amplificación en las estaciones	39
4.3.1. Estación MAH	39

4.3.2. Estación AGS	39
5. Conclusiones	41
5.1. Trabajos a futuro	42
Bibliografía	44
A. Registros sísmicos utilizados	49

Capítulo 1

Introducción

Una de las finalidades de la sismología volcánica es el entendimiento de la dinámica de los sistemas volcánicos activos. Los procesos magmáticos e hidromagmáticos actuantes en estos sistemas originan diversos tipos de señales, las que, si bien difieren de un volcán a otro, mantienen patrones generales que permiten su clasificación (Wassermann, 2011). En base a la información sísmica registrada por estaciones ubicadas en las cercanías a los sistemas activos, las instituciones encargadas del monitoreo realizan un análisis rutinario acerca de los distintos tipos de eventos originados, el cual comprende su identificación, clasificación, cuantificación y distribución espacio-temporal de los mismos (SEGEMAR, 2024). Varios de los algoritmos utilizados en la actualidad por los observatorios vulcanológicos mundiales dedicados a la realización de estas tareas, en particular la clasificación, localización y estimación de la magnitud de los eventos, están basados en el procesamiento de la amplitud medida en los registros, siendo susceptibles a potenciales fuentes de errores (Kumagai et al., 2013).

Las amplitudes y el contenido de frecuencias del movimiento del suelo originado por la propagación de la energía sísmica, y registrado en algún sitio particular, dependen de las características de la fuente y de la trayectoria de la energía hasta el punto de registro (Udias y Buforn, 2017). En particular, el efecto de las heterogeneidades ubicadas en el subsuelo cercano a la estación posee gran preponderancia. Las condiciones geológicas locales, como su geometría y propiedades específicas, imprimen un efecto particular sobre la energía que arriba a la superficie. Este efecto, originado por múltiples fenómenos físicos (reflexión, refracción, resonancia, entre otros), deriva en el aumento o disminución de las amplitudes de las ondas sísmicas, fenómeno denominado *efecto de sitio* (Phillips, 1985).

En general, las áreas volcánicas se caracterizan por un subsuelo compuesto por una gran variedad de elementos constituyentes, presentando diversas composiciones y propiedades, y conformando, a su vez, una topografía irregular. En este punto, la presencia de fallas, rocas fracturadas o fuertes contrastes en las propiedades de las capas del subsuelo, como por ejemplo aquella definida por sedimentos no consolidados y capas lávicas intercaladas, pueden llegar a ser de gran relevancia, dificultando un adecuado entendimiento de los procesos físicos actuantes en el sistema (Panzera et al., 2011). Algunos autores, como Mora et al. (2001) y Bean et al. (2008) han demostrado cómo los registros de eventos tipo LP (largo periodo) pueden ser fuertemente dependientes de los rasgos topográficos y geológicos locales, conduciendo a su inadecuada interpretación como rasgos pertenecientes a la fuente que les dio origen. También ocurre con los registros de eventos VT (volcano-tectónicos) en una estación ubicada sobre un domo; estos poseen la apariencia de señales LP armónicos debido a que la estación se encuentra ubicada por encima de sedimentos no consolidados (McNutt, 2005). Este escenario conduce a la necesidad de aplicar metodologías dedicadas a la estimación del efecto de sitio en áreas volcánicas.

Tradicionalmente, las estimaciones del efecto de sitio han sido de gran utilidad para la evaluación del riesgo latente en áreas de potencial afectación por sismos (Panzera et al., 2015). En base a la información sísmica registrada, es posible describir el fenómeno de amplificación de la energía propagada, con el fin último de contribuir a la reducción del riesgo experimentado en estas áreas. A posteriori, estas metodologías fueron adaptadas para su aplicación en una diversa variedad de zonas, entre ellas las áreas volcánicas (Del Pezzo et al., 1993; Chávez-García et al., 2007; Tramelli et al., 2010). Estas aplicaciones han permitido disminuir la incertidumbre de las estimaciones de la ubicación de los eventos observados en los registros y sus magnitudes, así como definir los rangos de frecuencias más confiables para la ejecución de los algoritmos de clasificación e interpretación de la información registrada (Palacios et al., 2015). A su vez, mediante la utilización de redes de estaciones desplegadas en un mismo área, se ha realizado mapeos y análisis espaciales del efecto de sitio, permitiendo describir el efecto de los elementos que componen el subsuelo, como fallamientos, lineamientos, o unidades estratigráficas (Panzera et al., 2015).

En la práctica actual hay dos vertientes para el cálculo del efecto de sitio. La primera de ellas implica calcular la relación entre los espectros horizontal y vertical de las vibraciones registradas (H/V), donde los picos en la curva H/V están asociados con las frecuencias de resonancia del sitio. La segunda, implica la inversión parametrizada de los

efectos de fuente y trayectoria; este enfoque revela la dependencia de la frecuencia de la respuesta del sitio en cada una de las áreas. En esta tesis se trabajó siguiendo la segunda metodología a través de la técnica de atenuación de ondas coda (Phillips y Aki, 1986).

Capítulo 2

Marco Geológico

2.1. Geología del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC)

El Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (CVCC) presenta un registro de actividad de manera ininterrumpida desde el Mioceno hasta el presente. De los varios autores que han descrito su historia evolutiva, en este trabajo partimos de lo aportado por Pesce (1989) y Linares et al. (1999). El CVCC está formado por una espesa secuencia de rocas terciarias de edad pliocena, sobre las que se superponen diferentes episodios volcánicos ocurridos entre el Pleistoceno y el Holoceno (Pesce, 1989). La base del complejo está integrada por la *Formación Hualcupén* que se corresponde a un evento efusivo que tuvo su principal boca de emisión en la zona de Las Máquinas ubicada a 8 km del actual cráter activo y que originó un antiguo estrato-volcán. Esta unidad está integrada por una secuencia de basandesitas y andesitas potásicas de colores grises a pardo oscuro con intercalaciones de aglomerados volcánicos siendo la secuencia litológica muy variable. Este vulcanismo se generó bajo un régimen tectónico extensional con anterioridad a la formación de la caldera del Agrio (Folguera et al., 2003), conformando el basamento y las paredes de la misma. Sus potencias máximas se encuentran en territorio chileno, llegando a 1900 m, mientras que en territorio argentino alcanza espesores de 450 m (Pesce, 1989). Con posterioridad al evento efusivo que dio origen a la Fm. Hualcupén se produce dentro del sistema un cambio de dinamismo que originó la formación de una extensa caldera. Este evento es de gran relevancia, ya que condiciona las nuevas vías de emplazamiento de las posteriores emisiones y a su vez habría facilitado la apertura hacia la superficie de nuevas secuencias magmáticas. A partir de este evento, Pesce hace la distinción entre “Vulcanismo

Pre-Caldera” (Edad Pliocena) y “Vulcanismo Post-Caldera” donde agrupa tres Estadios Efusivos cuya edad oscila entre el Pleistoceno Temprano y el Holoceno.

El Primer Estadio está constituido por las siguientes unidades litológicas:

- *Centro Efusivo Las Mellizas (CELM)*: alcanza el mayor desarrollo areal y se emplaza en el extremo suroeste de la caldera. Sus derrames cubrieron todo el fondo lateral oeste de la misma originando un estratovolcán con abrupta pendiente oeste-este. Es en función de ello que el espesor de esta unidad varía entre 1800 m en la zona del límite con Chile, hasta cientos de metros en el área más distal. Su litología corresponde a andesitas y dacitas potásica de textura porfírica y escasos aglomerados volcánicos, piroclastitas y lavas.
- *Centro Efusivo Trolón (CET)*: se encuentra ubicado en el extremo noreste de la caldera. Su espesor varía de unos pocos metros en las zonas más distales hasta 380m aproximadamente cerca de la boca de emisión. Está integrado, en su gran mayoría, por bancos lávicos de andesitas de colores gris a grises oscuros, texturas porfíricas a afaníticas y en parte vesiculares, presentando intercalaciones de aglomerados volcánicos.
- *Centro Efusivo Cerro Bayo (CECB)*: cuerpo dómico elíptico emplazado en el flanco norte de la caldera sobre rocas de la Fm. Hualcupén. Las rocas son de colores claros, textura porfírica con abundante plagioclasa de tamaños medianos y escasos máficos en una matriz vítrea, en parte vesicular. Este cuerpo se caracterizó por potentes derrames lávicos.

Al Segundo Estadio Efusivo, asignado al Pleistoceno Tardío, corresponde la unidad litológica *Derrames de Fondo de Valle (DFV)*, la cual se encuentra de manera pseudoconcordante sobre las rocas del Centro Efusivo Las Mellizas. Está compuesta por flujos de lava y brechas andesíticas. En general son cuerpos monogénicos, cuyas coladas forman depósitos de 3 a 6 m, que cubren las partes bajas del relieve existente.

En el Tercer Estadio Efusivo, asignado al Holoceno, se incluyen el actual *Volcán Copahue* y el llamado *Domo Ácido*. Este último corresponde a un pequeño cuerpo situado sobre la base del volcán y está constituido por riolitas de textura porfírica de colores blanco-grisáceo y fenocristales de plagioclasa (Figura 2.1).

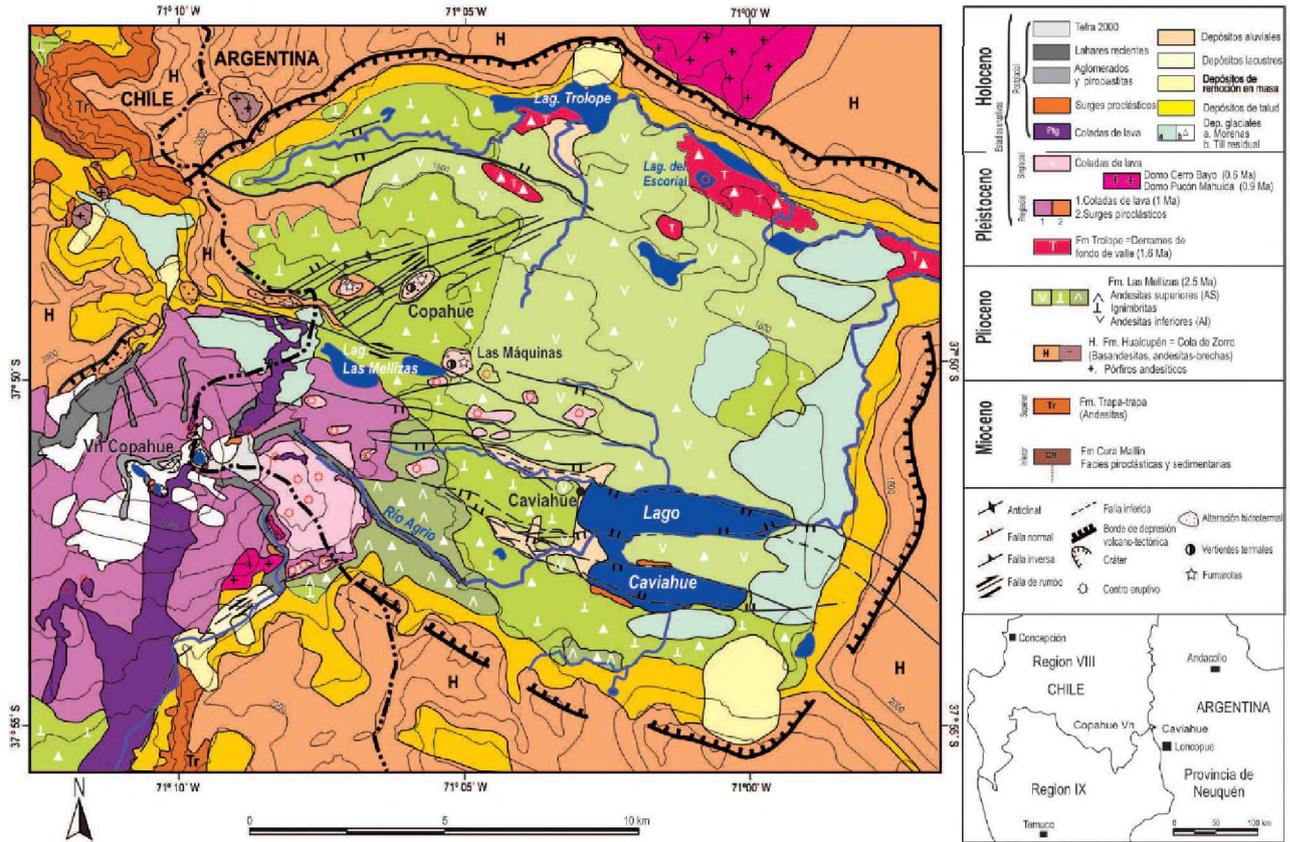


Figura 2.1: Mapa geológico del CVCC (Sruoga y Consoli, 2011).

2.2. Volcán Copahue

El volcán Copahue se encuentra en los Andes Neuquinos en la región NO de la Patagonia Argentina a una latitud de $37^{\circ} 51' 22'' S$ y longitud $71^{\circ} 10' 23'' O$ a una altitud de 2.953 msnm. Este forma parte del CVCC, cuya historia eruptiva se remonta a 125.000 años aproximadamente. Constituye un estratovolcán de flancos tendidos, emplazado en el borde occidental de una depresión volcano-tectónica que aloja al lago Caviahue y está compuesto mayormente por coladas de lava de composición andesítica, basáltico-andesítica y depósitos piroclásticos. En su cima se reconocen nueve cráteres alineados en sentido noreste, de los cuáles el único activo es el cráter más oriental que contiene un lago ácido y presenta actividad fumarólica permanente (Sruoga y Consoli, 2011).

Los productos relacionados a la actividad post glacial incluyen coladas de lava, oleadas piroclásticas, lahares y depósitos de caída asociados con explosiones freatomagmáticas.

Se registran al menos 13 erupciones en los últimos 265 años, la mayoría de ellas de tipo freático, es decir, emanaciones de vapor, gases y tefra provenientes del lago que se encuentra en el cráter. El último ciclo eruptivo se inició el 22 de diciembre de 2012,

originado del mismo cráter de la erupción del 2000, después de un período de actividad sísmica creciente luego del terremoto del Maule de 2010 (Caselli et al., 2014). Su columna eruptiva alcanzó los 1500 m sobre el cráter y se dispersó hacia el este-sudeste, produciendo caída de tefra en territorio argentino. Desde entonces, el volcán Copahue ha presentado manifestaciones casi de forma permanente, con emisión esporádica de ceniza, ocurrencia de explosiones freático-freatomagmáticas en el interior del cráter y actividad sísmica de magnitud variable.

Este volcán está considerado como el de mayor riesgo para el país, debido a la cercanía de las localidades de Caviahue y Copahue, quienes a su vez poseen gran afluencia turística, ubicadas en un radio de 8 km del cráter del volcán (Elissondo y Farias, 2016).

2.2.1. Estratigrafía

La zona andina en la que se encuentra el volcán en estudio se compone en superficie de rocas sedimentarias e ígneas, tanto marinas como terrestres, desde la Era Mesozoica hasta la actual (Figura 2.2). En las formaciones del Mesozoico se presentan los sedimentos marinos compuestos de conglomerados, areniscas, esquistos, margas, calizas y facies eruptivas de grandes intrusiones magmáticas, llamada serie porfirítica. El Neozoico está caracterizado por los productos de grandes erupciones de andesitas y basaltos. En su base, presenta sedimentos lacustres y esquistos bituminosos que fueron depositados durante el Eoceno (Klohng, 1947).

El Mesozoico se compone de las formaciones triásica, jurásica y cretácea:

- La formación triásica está representada en el lado oriental de la cordillera por una serie eruptiva de porfiritas. La presencia de areniscas con fósiles marinos determinaron su edad.
- La formación jurásica, que corresponde a un segundo período de la era mesozoica, se compone de una potente sucesión de estratos marinos arcillosos, arenosos y calcáreos intercalados con mantos de rocas volcánicas y de tobas. Existen calizas arcillosas y pizarras negras arcillosas. Los sedimentos de yeso reflejan la regresión del mar ocurrida en el jurásico superior.
- La formación cretácea, última de la era mesozoica, se presenta con calizas arcillosas y arenosas, seguidas por areniscas y depósitos lacustres que testimonian las perturbaciones tectónicas del cretáceo medio cuando toda la serie de sedimentos anteriores

quedaba fuertemente plegada y solevantada.

Una fase tectónica al final del mesozoico se revela en la discordancia angular entre el cretáceo marino y el terciario terrestre. Debido al plegamiento de los estratos y a la elevación general de la zona, el mar ha debido retirarse definitivamente de la zona.

Sólo al principio del Terciario fueron depositados sedimentos lacustres en bahías y lagos que llenaron las áreas entre los pliegues ya elevados; estos sedimentos forman la serie de esquistos bituminosos de edad Eocena que fueron sepultados por lavas andesíticas cuyas efusiones comenzaron en la parte superior de esta era. Durante el período del Oligoceno, luego de nuevos movimientos tectónicos, se depositaron lavas andesíticas.

Entre éste y el Mioceno, después de grandes cataclismos orogénicos, se produjo un marcado cambio en el carácter mineralógico del magma expulsado, siendo el tipo de las lavas producidas al final del Terciario el de basaltos feldespáticos que contienen menor porcentaje de sílice y mayor de los componentes básicos. Durante el primer período del Cuaternario, es decir en la época glacial, seguían las efusiones de lava basáltica, formándose la estructura del volcán Copahue con mantos y escorias, aglomerados y tobas de este material. A los basaltos del Neógeno se superpusieron, en el Tiempo Postglacial hace 7.000 años, las efusiones de lava procedentes del actual cráter. Las lavas producidas en el tiempo postglacial dieron traquitas y sus derivados de brechas y cenizas (Klohng, 1947).

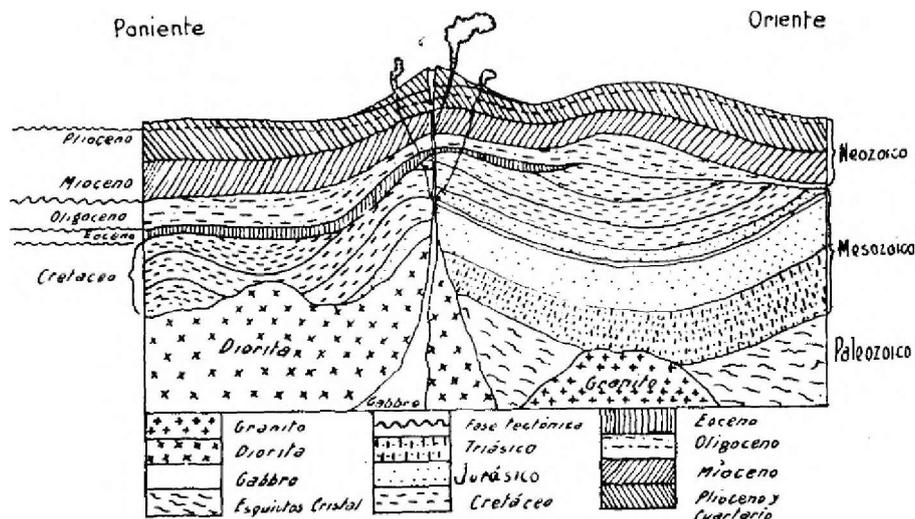


Figura 2.2: Perfil geológico de la zona del Volcán Copahue (Tomado de Klohng, 1947).

2.2.2. Actividad contemporánea

Para el volcán Copahue han sido reportadas 13 erupciones en los últimos 274 años, siendo la primera en el año 1750 y la última en 2014. El ciclo eruptivo producido en la

primera mitad de la década de 1990 se caracterizó por eventos freáticos y freatomagmáticos de mediana a baja intensidad (índice de explosividad volcánica $VEI < 2$) con producción de caída de cenizas, oleadas piroclásticas, lahares y columnas eruptivas de 100 y 700 m (Delpino y Bermúdez, 1993, 1994; Sruoga y Consoli, 2011). El material movilizado por la dispersión de la columna eruptiva estuvo compuesto por fragmentos sub-redondeados de azufre piroclástico gris verdoso, fragmentos líticos volcánicos con formas angulosas y vesiculares, y fragmentos sub-redondeados y polvo de color blanco, ambos compuestos por SiO_2 (Delpino y Bermúdez, 1993).

El primero de julio del año 2000 comenzó una nueva erupción de mayor duración y magnitud también caracterizada por erupciones freáticas y freatomagmáticas seguidas de actividad típicamente estromboliana y una consecuente desaparición total de la laguna cratérica, representando un cambio importante en el estilo eruptivo observado históricamente (Delpino y Bermúdez, 2002; Naranjo y Polanco, 2004). Las columnas eruptivas generadas se dispersaron hasta 100 km al E y al SE, afectando la localidad de Caviahue con espesores de tefra de 3-5 cm. Además se generaron oleadas piroclásticas basales hacia el E y el N, lahares de 3.5 m de altura dispersados hasta 2 km en el curso superior del río Agrio que dieron lugar a crecidas aguas abajo y acidificación en las nacientes del arroyo Dulce, y una importante actividad sísmica (Delpino y Bermúdez, 2002; Naranjo y Polanco, 2004).

Luego del terremoto del Maule (Mw 8.8), ocurrido el 27 de febrero del año 2010 en el centro de Chile, a poco más de 250 km al noroeste de la zona de estudio, el volcán Copahue comenzó a mostrar un incremento significativo en la actividad sísmica (Forte et al., 2012; Caselli et al., 2014), seguido en el año 2011 por un aumento del flujo gaseoso del cráter, un aumento de la temperatura de la laguna cratérica y de los manantiales de los flancos, junto a un hinchamiento progresivo y rápido del edificio volcánico, con un máximo en el flanco noreste de 5 cm en seis meses, entre octubre del 2011 y abril del 2012 (Caselli et al., 2014; Velez et al., 2014).

Este estadio desarrollado entre los años 2010-2012 culminó con el ciclo eruptivo más reciente del volcán Copahue, iniciado el día 19 de julio del 2012, con una erupción freatomagmática que generó una pluma de 18 km de longitud hacia el E-SE. El 22 de diciembre del 2012 se produjo el evento principal del ciclo, caracterizado por una fuerte erupción que pasó en pocas horas de un estilo freatomagmático a uno típicamente magmático de tipo estromboliano. En los meses posteriores a este evento principal, se mantuvo una intensa actividad fumarólica con una columna pequeña de color blanco y explosiones ocasionales de pequeña magnitud. La deformación y la sismicidad también continuaron, incluso

llevando a la evacuación de las poblaciones cercanas, a fines de mayo del año 2013, debido a que el aumento de la actividad sísmica alertaba sobre la posible ocurrencia de un evento de mayor intensidad (Velez et al., 2014). En octubre del 2014 se produjeron nuevas explosiones, evidenciando la continuidad del ciclo eruptivo. Ejemplos de las fases eruptivas menos energéticas más recientes son las erupciones freáticas que comenzaron en julio de 2018, septiembre de 2019, junio de 2020, julio de 2021 y noviembre de 2022, que se caracterizaron por columnas de ceniza máximas entre 1.2 km y 1.74 km sobre el cráter junto con intervalos de incandescencia (es decir, luminosidad originada por la liberación de gases a alta temperatura) (SEGEMAR, 2024).

Es importante recordar cada uno de estos eventos y sus consecuencias ya que, nuevas erupciones podrían repetirse en el futuro impactando severamente las localidades sobre territorio argentino.

2.3. Marco tectónico y controles estructurales

El volcán Copahue se encuentra en la zona de intersección de tres sistemas estructurales regionales: el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (LOFZ), el sistema de fallas Copahue-Antiñir (ZFAC) y la Zona de Transferencia Callaqui-Copahue-Mandolegüe (Figura 2.3).

El sistema de fallas Liquiñe-Ofqui es un sistema de fallas de rumbo dextrales ubicado en el intrarco al sur de los $37^{\circ}50'$ S, que recorre unos 1200 km de largo con orientación aproximadamente N-S, y que desacopla un fragmento del antepaís desde el Mioceno superior (Hervé, 1976; Lavenu y Cembrano, 1999; Melnick et al., 2002). Presenta en su extremo norte una deformación transtensional caracterizada por ramificaciones, formación de grábenes y estructurales de cola de caballo negativas (Folguera et al., 2001a; Melnick, 2000; Folguera et al., 2001b; Melnick y Folguera, 2001; Rosenau et al., 2006).

El sistema de fallas Copahue-Antiñir es un sistema de trasarco de 90 km de largo (Ramos y Folguera, 1999; Folguera et al., 2004) caracterizado por fallas y pliegues de alto ángulo imbricados, que forman escarpas de fallas individuales de más de 150 m de altura (Melnick et al., 2006a).

El lineamiento volcano-tectónico Callaqui-Copahue-Mandolegüe es el más largo de la Zona Volcánica Sur. Esta estructura de escala cortical se generó durante el Oligoceno tardío-Mioceno como una zona de transferencia durante las fases de rift e inversión de la Cuenca Cura Mallín (Melnick et al., 2002). Durante el Pleistoceno-Holoceno continuó como una zona de transferencia de la deformación en el límite entre el sistema de fallas

de rumbo LOFZ y el sistema de fallas compresivas ZFAC.

Uno de los rasgos principales del Complejo volcánico Caviahue-Copahue es la caldera del Agrio-Caviahue, en cuya parte norte y centro se reconocen fallas inversas con componente de rumbo dextral (Folguera et al., 2004; Rojas Vera et al., 2009). Estas estructuras están asociadas con el sistema de fallas Mandolegüe con una orientación E-NE, la cuál representa una zona de transferencia entre el sistema de falla Liquiñe-Ofqui y el Antiñir-Copahue. Los estudios realizados llegaron a la conclusión de que su génesis está relacionada a controles estructurales, definiéndola como una cuenca de pull-apart limitada por dos juegos de fallas, N70°O y N30°E. En el interior de la caldera se desarrollaron fallas normales de rumbo O-NO que dieron lugar a la formación de grábenes denominados Caviahue y Trolope (Folguera et al., 2004). Estas estructuras afectan el flanco sur del edificio volcánico, indicando la actividad de las mismas por lo menos hasta el Pleistoceno (Rojas Vera et al., 2009).

Al Noroeste de la caldera se encuentra el rasgo estructural conocido como cerro Chanco-Có, plegamiento elongando en dirección N60°E. Su origen se debe a un control principalmente tectónico-estructural (Folguera y Ramos, 2000) y está formado por dos anticlinales generados por fallas inversas principales de rumbo con vergencia hacia el SE (Melnick et al., 2006b). El principal quiebre topográfico dentro de esta estructura coincide con la falla Copahue, un cabalgamiento que levanta unidades pliocenas sobre depósitos cuaternarios coluviales y fluviales (Folguera y Ramos, 2000; Rojas Vera et al., 2009).

Los dos domos riolíticos del complejo también tienen un control estructural ya que están emplazados en la intersección entre estructuras regionales y locales: El Domo Cerro Bayo en el cruce del sistema Copahue-Antiñir y las fallas normales del norte de la caldera, y el Domo Pucón Mahuida, en el cruce entre las fallas del borde sur y la falla Lomín (Melnick et al., 2006b) (Figura 2.4). Ambos están emplazados en el borde de la caldera, donde el campo de esfuerzos cambia de regional a local, y están limitados por una falla regional, lo que generaría un ajuste estructural que probablemente habría influenciado en la generación de un espacio abierto apto para el ascenso de magmatismo ácido (Melnick et al., 2006b).

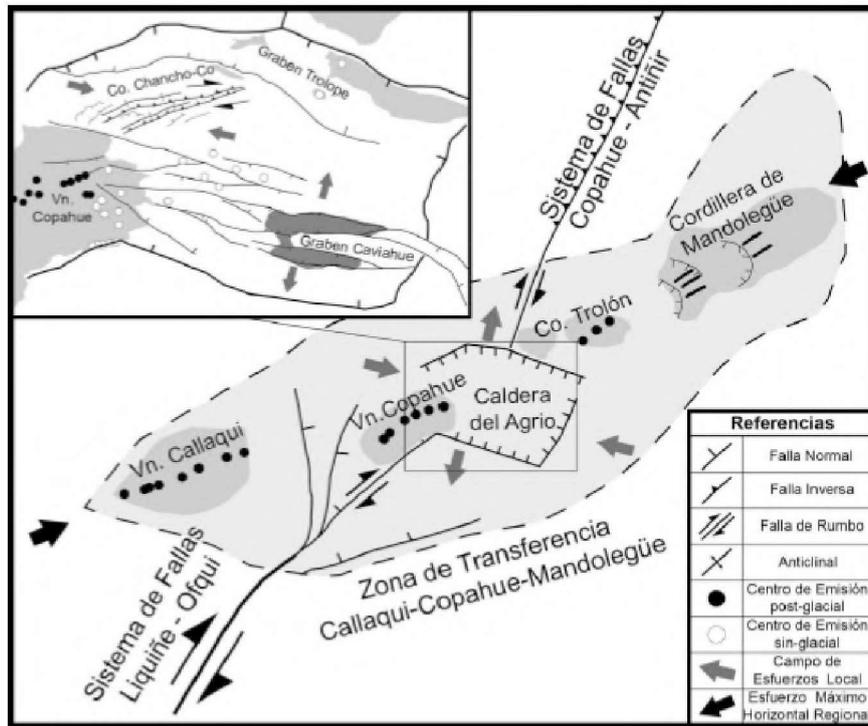


Figura 2.3: Modelo estructural y rasgos estructurales. Presentado por Melnick et al. (2006b) modificado por Baez (2015).

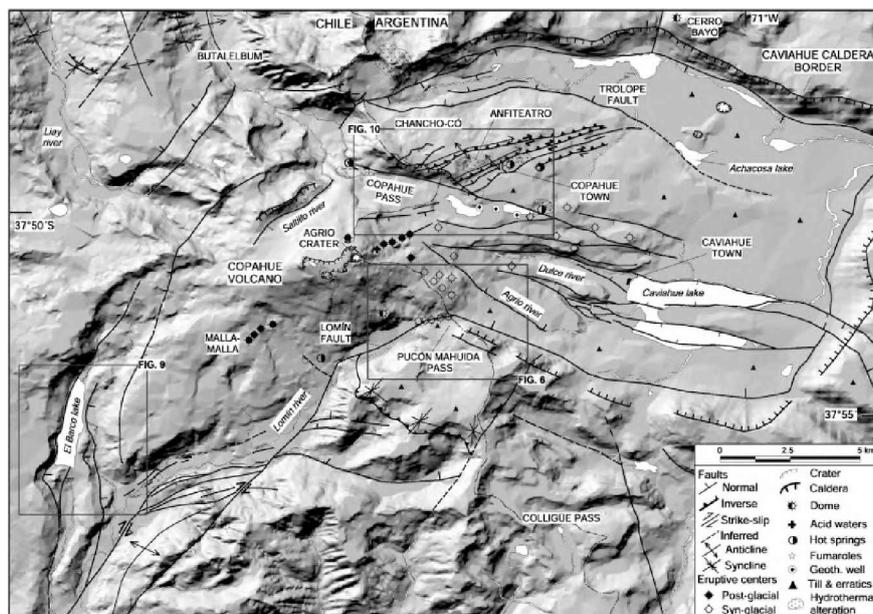


Figura 2.4: Domo Cerro Bayo, Domo Pucón Mahuida y falla Lomín.

Capítulo 3

Aplicación

3.1. Metodología

Aki y Chouet (1975) definieron a la *coda*, proveniente del latín y significado cola o final, como ondas de retrodispersión procedentes de numerosas heterogeneidades distribuidas en la corteza terrestre, que llegan tras el paso de todas las ondas directas de cuerpo y superficie.

La coda de los sismogramas tiene una forma característica: su amplitud disminuye de manera suave y uniforme hasta confundirse con el ruido. Diversos autores concluyeron que su duración es independiente de la naturaleza de la fuente, la distancia epicentral y la geología regional, pero depende fuertemente de la magnitud de los eventos (Bisztricsany, 1958). Aki (1980) concluyó que, a frecuencias entre 1 y 25 Hz, las codas de sismogramas locales estaban compuestas por ondas dispersadas y sin cambio de naturaleza. Mientras que la amplitud y el contenido espectral de las ondas directas, P, S y superficiales, disminuyen en función de la distancia, el contenido espectral de la coda es casi constante si se mide en tiempos mayores a dos veces el tiempo de viaje de la onda S (Rautian y Khalturin, 1978) y su amplitud depende de la geología local del sitio de registración (Sato et al., 2012).

Estas ondas son muy útiles ya que, para una región determinada, sus características espectrales son casi independientes de la ubicación y orientación de la fuente y receptor. Esta propiedad se expresa escribiendo el espectro de potencia de las ondas coda en función de la frecuencia y del tiempo de propagación desde el origen de la fuente.

En este trabajo se implementó y evaluó el efecto de sitio aplicando el método de atenuación de las ondas coda (Phillips y Aki, 1986). De acuerdo a lo propuesto por estos autores es posible separar las contribuciones de la fuente, el sitio y la trayectoria a partir

del concepto de que son procesos que pueden ser tratados de manera independiente entre sí. Partiendo de que la densidad de energía de las ondas es proporcional a la amplitud del desplazamiento del medio a una dada frecuencia, la relación entre amplitudes espectrales y temporales de las señales se obtiene a través del teorema de Parseval que establece que la amplitud media cuadrática de la señal es la integral del espectro de densidad de potencia (EDP) en el intervalo de frecuencias considerado (Havskov y Alguacil, 2004). De esta manera, una vez removida la respuesta instrumental de la estación, el espectro de potencia de las ondas coda registradas para cada evento y estación a una dada frecuencia y tiempo, puede expresarse como:

$$P(w | t) = F(w) \cdot S(w) \cdot T(w | t) \quad (3.1)$$

Donde $P(w | t)$ es el espectro de potencia de las ondas coda, $F(w)$ espectro de la fuente, $S(w)$ corresponde al efecto de sitio y $T(w)$ es el término de la trayectoria. Para separar estos efectos, utilizamos una reformulación de la ecuación 3.1 tomada de Phillips y Aki (1986)

$$\frac{1}{2} \ln P_{ij}(w_l, t_k) = d_{ijkl} = f_j(w_l) + s_i(w_l) + t(w_l, t_k) \quad (3.2)$$

Siendo f_j el término de la fuente, s_i el término del sitio y t corresponde al de trayectoria. Los subíndices i, j, k, l representan la estación, la fuente, el tiempo y la trayectoria, respectivamente. Se introduce un factor de un medio para que los resultados posteriores puedan expresarse en términos de amplitudes relativas.

Siguiendo a Raigosa (2018) si se sustrae el promedio de los espectros de potencia para un mismo evento, rango de frecuencia y lapso de tiempo en todas las estaciones se eliminarán los efectos de la fuente, ya que será la misma. Además, al trabajar con ondas dispersadas, se eliminará el efecto de la trayectoria debido a la elección de la ventana analizada (2Ts).

Siendo entonces la ecuación 3.2

$$d_{ijkl} - \bar{d}_{ijkl} = s_i - \bar{s}_i \quad (3.3)$$

Donde \bar{d}_{ijkl} es el promedio del espectro de amplitud y \bar{s}_i es el promedio del efecto de sitio en todas las estaciones de un mismo sismo, dejando fijos los subíndices $j, k,$ y l . Si se toman $s_i = \sum_m \delta_{im} \cdot s_m$, siendo δ_{im} la función delta de Kronecker y $\bar{s}_i = \frac{1}{N_{jkl}} \sum_m I_m s_m$ donde N_{jkl} es el número total de estaciones utilizadas en las que se registró el evento analizado j , $I_m = 1$ si la estación m es utilizada, $I_m = 0$ si la estación m no se utiliza. Al

sustituir en la ecuación (3.3), obtenemos:

$$d_{ijkl} - \bar{d}_{ijkl} = \sum_m \left(\delta_{im} - \frac{I_m}{N_{jkl}} \right) s_m \quad (3.4)$$

En esta ecuación se debe tener en cuenta que si la estación i no es utilizada, se tomará valor nulo en la columna i ; si la estación i es la utilizada y además $i = m$ se anota $1 - \frac{1}{N}$, en caso contrario será $-\frac{1}{N}$.

Considerando un nivel de ruido aditivo correspondiente a cada estación, la ecuación (3.4) puede ser escrita de manera matricial

$$G \cdot s + r = \Delta d \quad (3.5)$$

$$\begin{pmatrix} \delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikl}} & \cdots & \frac{-I_m}{N_{ikl}} & \cdots & \frac{-I_m}{N_{ikl}} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{-I_m}{N_{ikl}} & \cdots & \delta_{im} - \frac{I_m}{N_{ikl}} & \cdots & \frac{-I_m}{N_{ikl}} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{-I_m}{N_{ikl}} & \cdots & \frac{-I_m}{N_{ikl}} & \cdots & \delta_{nm} - \frac{I_m}{N_{ikl}} \\ 1 & \cdots & 1 & \cdots & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} S_1 \\ S_2 \\ \vdots \\ S_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \Delta d_1 - r_1 \\ \Delta d_2 - r_2 \\ \vdots \\ \Delta d_i - r_i \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

En la matriz de coeficientes G , el número de filas depende de la cantidad de sismos utilizados, y cada una de ellas representará el registro del evento en las distintas estaciones; la cantidad de columnas será igual a la cantidad de estaciones (m) utilizadas. El vector s contiene las amplificaciones relativas de cada estación para una dada frecuencia, r es el espectro de amplitud de la ventana de ruido seleccionada y Δd es el espectro de amplitud de la ventana de coda al que se le ha sustraído el espectro de amplitud promedio de todas las estaciones para cada evento. La última fila de G se utiliza para imponer la condición de que el promedio de todas las estaciones sea igual a cero, lo que equivale a considerar como referencia el promedio de todos los factores de amplificaciones igualado a 1.

Mediante el desarrollo del código de procesamiento se obtiene la solución del sistema de ecuaciones para obtener el vector s

$$s = G^{-g} G s = G^{-g} (\Delta d - r) \quad (3.7)$$

donde G^{-g} es la matriz inversa generalizada de G .

En cada registro se utilizará una rutina desarrollada a tal fin utilizando Python y librerías de código abierto que repetirá el siguiente proceso en cada una de las frecuencias evaluadas:

1. Se corregirá su respuesta instrumental.
2. Se seleccionará una ventana de ruido previo al inicio del evento, la cuál será la misma para todas las frecuencias analizadas.
3. Se aplican 1 y 2, y se repite el siguiente proceso para cada frecuencia en particular: la ventana de señal iniciará en un lapso igual a dos veces el tiempo de viaje de la onda S y finalizará donde la relación señal- ruido se torne inferior a 4. Este límite se estableció considerando que en la bibliografía relacionada se utiliza un valor de SNR igual a 6; sin embargo, para este estudio se determinó que un valor de 4 era suficiente.
4. Se calculará el espectro de amplitud en la ventana de ruido y en sub-ventanas temporales móviles solapadas a lo largo de la ventana de señal (Ventana Welch).
5. Al analizar todas las estaciones se estimará la energía promedio en cada rango de frecuencia seleccionado para cada evento y cada estación.
6. Se hallará el vector s , es decir $\ln(S)$, resolviendo la ecuación 3.7 .

La duración de las ventanas dependerá de la frecuencia central de cálculo y el número de ventanas dependerá a su vez de la magnitud de los eventos. Los valores obtenidos para todas las ventanas temporales se promedian para obtener valores finales de amplificación según la frecuencia en cada estación.

3.2. Pre-procesamiento: Elección de parámetros

Para la selección y descarga óptima de datos a utilizar se trabajó en primera instancia con eventos pertenecientes a las bases de datos del Incorporated Institutions for Seismology (IRIS). Estos fueron obtenidos utilizando el software PyWEED (Figura 3.1) de libre disponibilidad. Dichas trazas fueron registradas en estaciones que se encuentran dentro de un radio de 450km con centro en las coordenadas latitud = $-37,8^\circ$ y longitud = $-71,16^\circ$ siendo éstas las correspondientes al punto medio de la red de monitoreo del Vn. Copahue. La búsqueda resultó en 187 trazas con $Mw > 5,5$ para el período de Mayo 2018 y Marzo

2023. Se trabajo con esta magnitud de manera tal que la señal registrada sea mayormente originada por los eventos utilizados. La descarga se realizó para la componente vertical (Z) en formato SAC con un comienzo de 10 segundos antes del arribo de la onda P y finalizando 600 segundos después del arribo de la onda S.

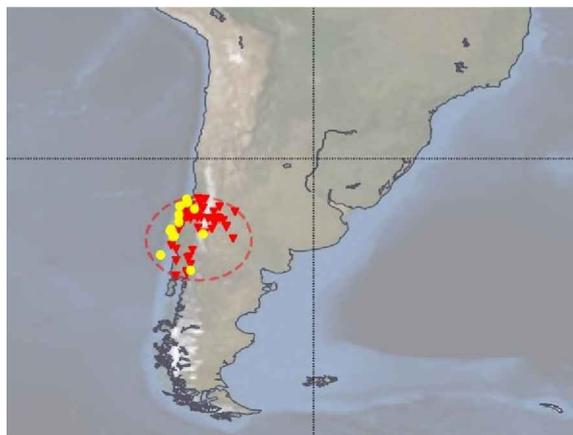


Figura 3.1: Ubicación de la estaciones (círculos amarillos) y distribución de los eventos seleccionados (triángulos rojos) registrados por PyWEED.

Con el objetivo de conocer las ventanas temporales óptimas de descarga se estimaron tiempos de arribo para ondas P y S de acuerdo a modelos regionales de velocidad sísmica y se calculó la relación señal - ruido (SNR) mediante el desarrollo de un código en Python a través de las siguientes librerías de uso libre:

1. Obspy: proporciona analizadores para formatos de archivos comunes, clientes para acceder a centro de datos y rutinas de procesamientos de señales sísmológicas.
2. Numpy: librería especializada en el cálculo numérico y el análisis de datos, especialmente para una gran volumen de datos. Se utilizó como herramienta de cálculo.
3. Pandas: se especializa en el manejo y análisis de estructuras de datos. Se utilizó para exportar los datos en archivo .CSV y su posterior lectura.
4. Matplotlib: librería especializada en la creación de imágenes estáticas, animadas e iterativas.

A partir de los resultados obtenidos de estos eventos modelos se definió la ventana de ruido previo al arribo de la onda P. A su vez, se determinó una cota superior de la ventana de cálculo, mediante la utilización de los 14 eventos de mayor magnitud (Mw 6.8). Su tiempo de fin fue determinado a partir del cálculo de la relación señal-ruido a través del espectro de amplitud en la ventana de ruido y en sub-ventanas temporales móviles

relacionados de la siguiente manera

$$\text{SNR} = \frac{\text{Máximo espectro del ruido}}{\text{Máximo espectro de la sub-ventana señal}}$$

Cada ventana móvil tiene una longitud (L) definida como $L = \alpha \cdot T_i$ siendo T_i el período correspondiente y α la constante de proporcionalidad que se optó, teniendo en cuenta la relación de compromiso existente entre la relación señal-ruido y el número de ventanas, igual a 15 con el objetivo de obtener resultados estadísticamente significativos. A su vez, cada una de ellas tendrá una superposición del 50 % con respecto a la ventana anterior.

La elección final de los parámetros fue determinada a partir del máximo intervalo de señal obtenido para $F_c = 1.5$ Hz, asegurando este caso como el máximo posible ya que la Tierra actúa como un pasabajos, de manera que las altas frecuencias se atenúan más rápido que las bajas. Este resultado puede verse reflejado en el análisis espectral realizado en la sección 3.3, Figura 3.5.

El resultado obtenido para el evento analizado (Figura 3.2) fue:

Estación	Longitud	Latitud	Fecha del evento	F_c	Final de coda	SNR
BO04	-70.609°	-33.989°	2019-08-01	1.5 Hz	632 seg	3,23

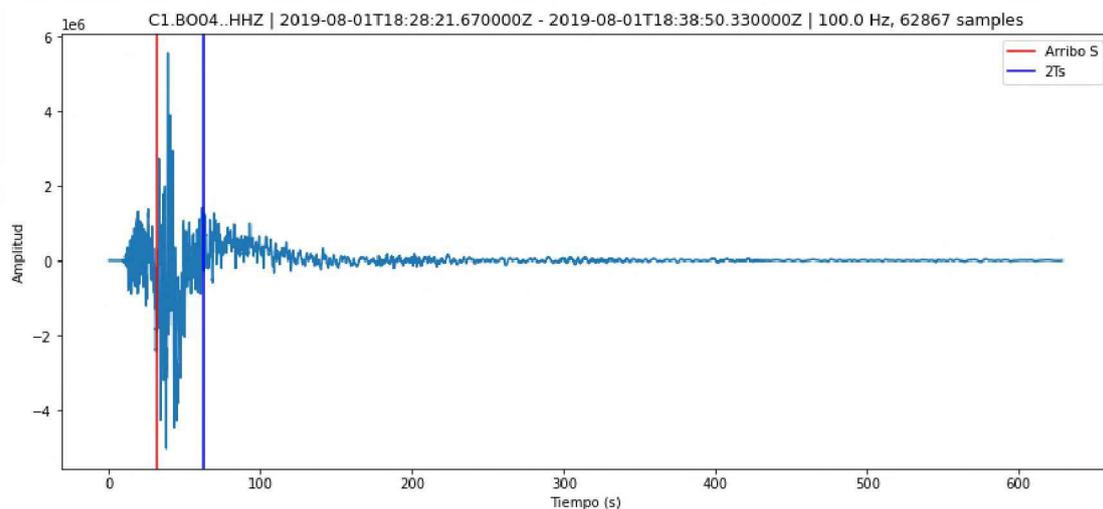


Figura 3.2: Arribo de la onda S y comienzo de la coda en la estación BO04.

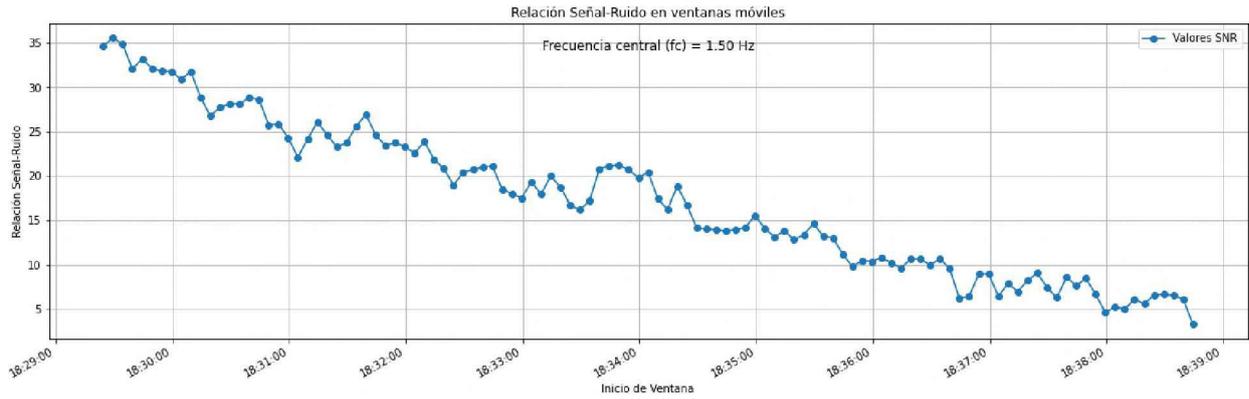


Figura 3.3: Evolución de SNR de la coda del evento de magnitud 6.8 ocurrido el día 2019-08-01 para la frecuencia central de 1.5 Hz.

De la utilización de eventos modelo de distinta magnitud, se definieron los tiempos de preevento y postevento adecuados para la implementación del método, los cuales son función principalmente de la magnitud de los eventos.

3.3. Datos y procesamiento

En base a la colaboración del grupo de sismología volcánica del Departamento de Sismología e Información Meteorológica de la Facultad de Cs. Astronómicas y Geofísicas con el Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR), la base de datos utilizada fue puesta a disposición por el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV). Los resultados obtenidos en este trabajo contribuirán a incrementar la precisión con la que procedimientos específicos son llevados a cabo en la institución, como localización, cálculo de magnitudes, inversión de tensor momento y estudios de atenuación sísmica para distintos tipos de eventos.

De la descarga se obtuvieron un total de 18 eventos registrados con $M_w > 5,5$ durante Marzo 2018 y Marzo 2023 (Anexo A). Para estos eventos, se descargó la componente vertical (Z) en formato .SAC, con comienzo de registro 60 segundos previos al arribo de la onda P y finalizando 1140 segundos después del arribo de la onda S. Estos tiempos fueron obtenidos en el pre-procesamiento. A su vez, se hizo una cuidadosa inspección de aquellos eventos cuyos registros poseían faltantes de datos en los tiempos de interés, verificando que si existiese esta circunstancia se encuentre posterior al arribo de la onda P y antes del arribo de la onda S evitando así incorporar datos con vacíos (gaps) en las ventanas de análisis. Dichos eventos fueron registrados con la siguiente distribución: 11 en la estación FRO, 9 en COP, 8 en HIT, 9 en MLZ, 11 en MAQ, 8 en AGS, 7 en TLP, 7 en

BAY y 4 en MAH, mientras que las estaciones RAL y PE2 no cuentan con información en la base de datos disponible.

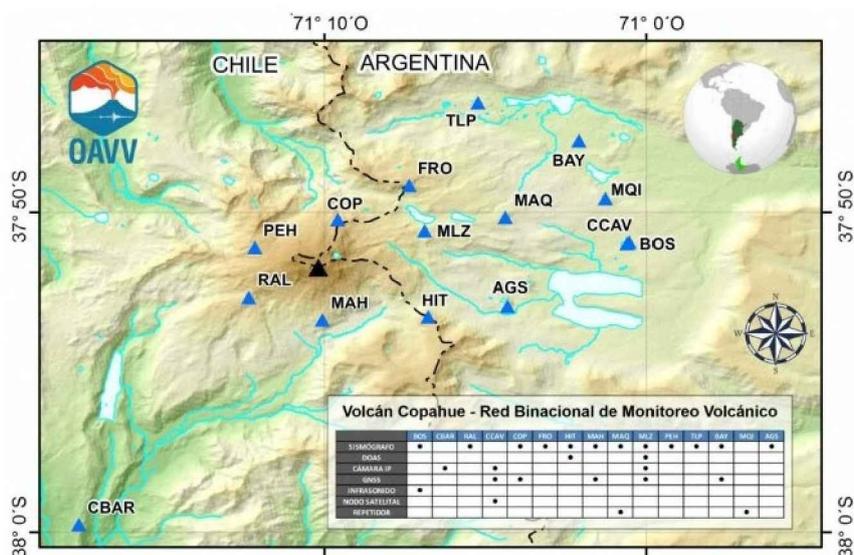


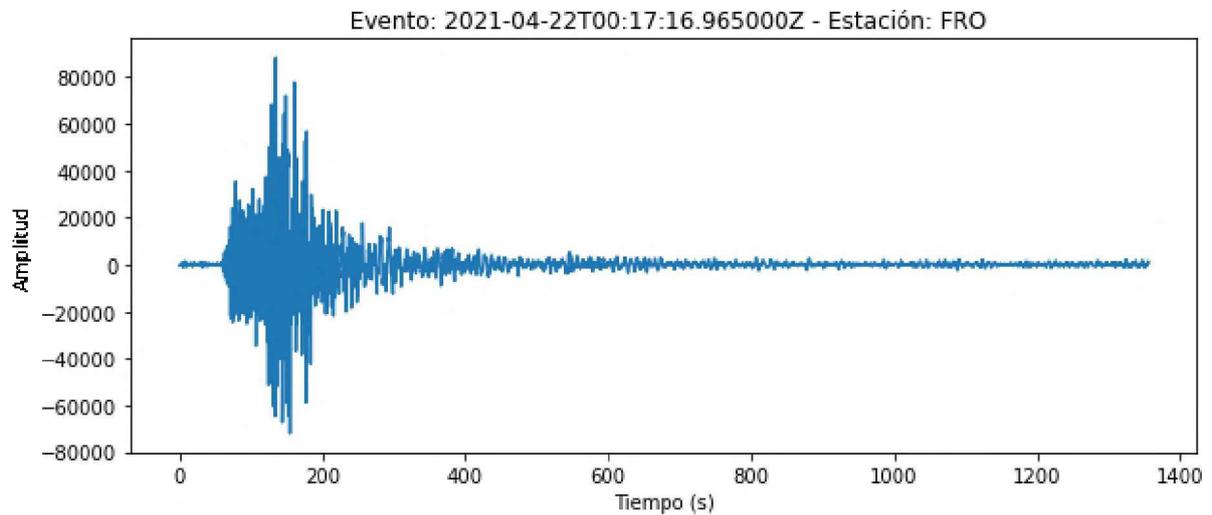
Figura 3.4: Distribución de las estaciones analizadas (triángulos azules) y ubicación del Volcán Copahue (triángulo negro).

Estación	Canales	Latitud	Longitud	Elevación [msnm]	Fecha de instalación
FRO	Z, N, E	-37,819248	-71,122522	2285	01/01/2016
COP	Z, N, E	-37,837189	-71,160365	2435	13/06/2013
HIT	Z, N, E	-37,887538	-71,113	2288	01/01/2016
MLZ	Z, N, E	-37,843053	-71,1155472	2120	01/01/2016
MAQ	Z, N, E	-37,835833	-71,072727	1999	15/12/2013
AGS	Z, N, E	-37,882089	-71,072007	1786	05/12/2020
TLP	Z, N, E	-37,776323	-71,087259	1677	06/12/2020
BAY	Z, N, E	-37,796004	-71,034907	1605	07/12/2020
MAH	Z, N, E	-37,889178	-71,167708	2043	01/01/2016
RAL	Z, N, E	-37,87748	-71,206158	2317	08/12/2014
PE2	Z, N, E	-37,85176	-71,20309	1724	18/10/2019

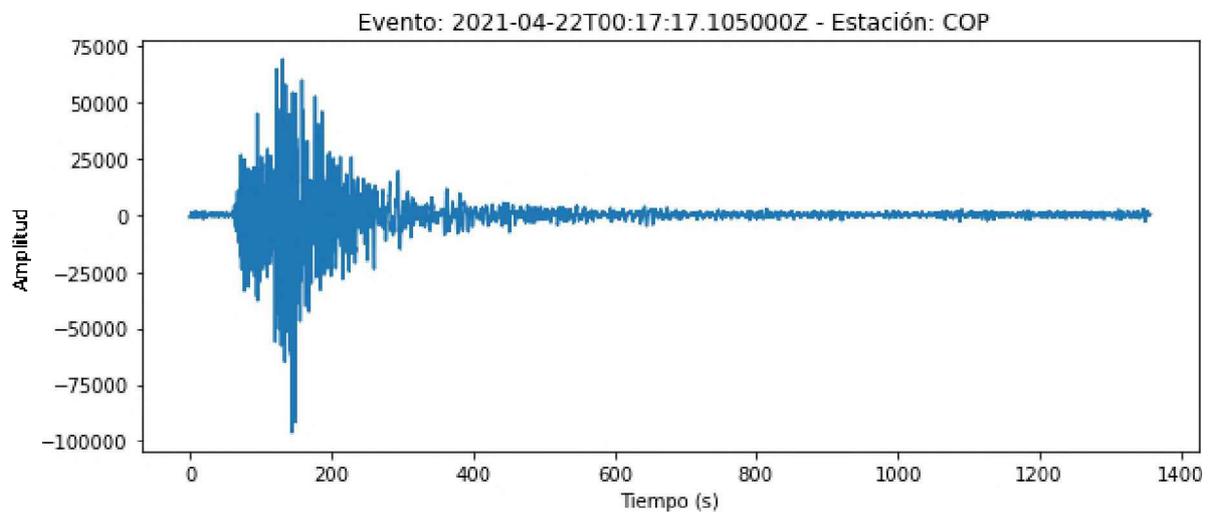
Tabla 3.1: Características de las estaciones.

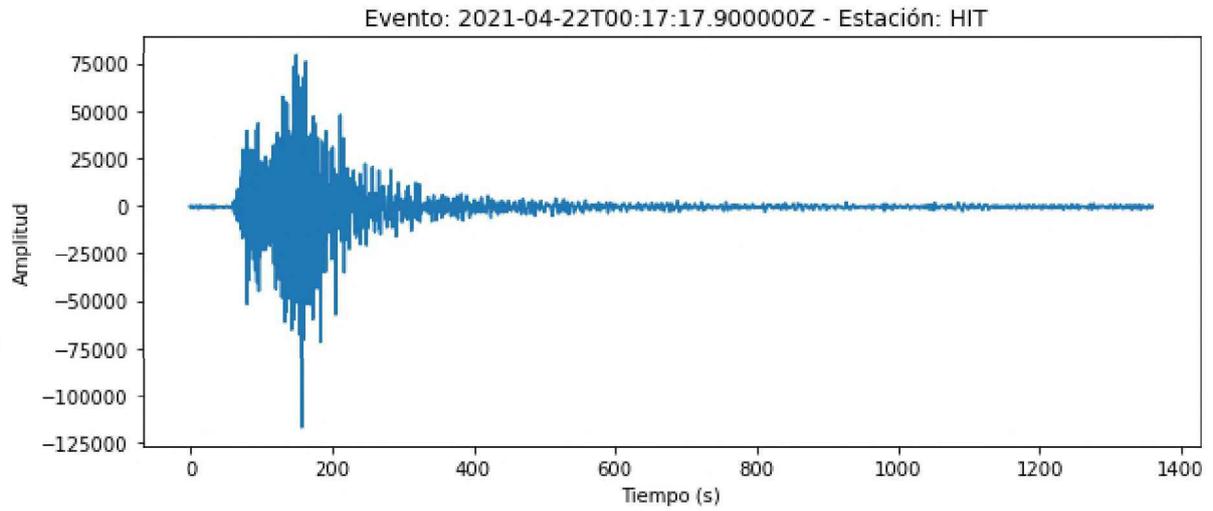
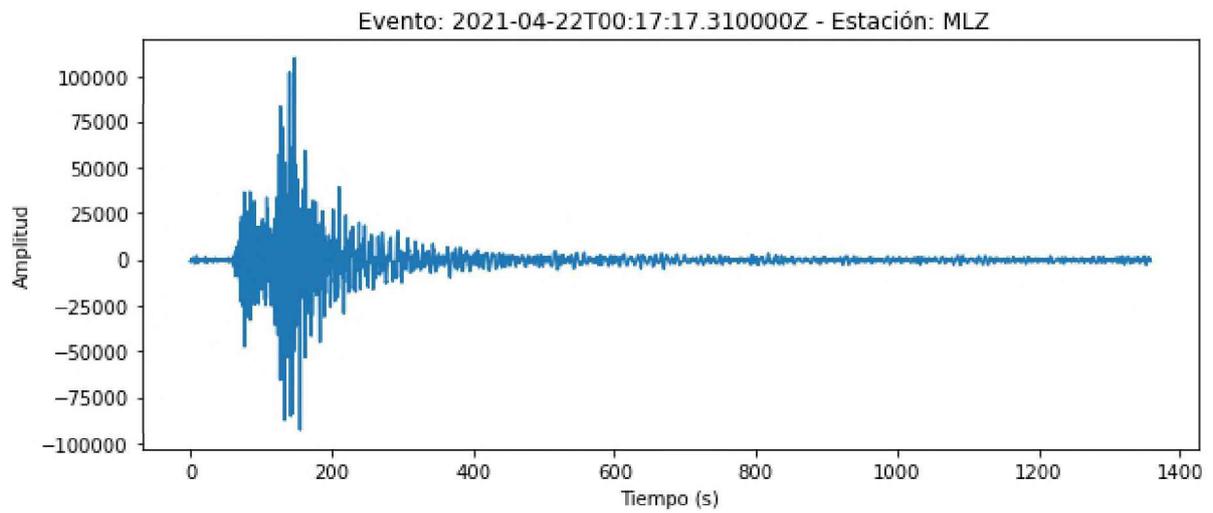
A continuación se muestra, a modo de ejemplo, el registro del evento del día 22 de Abril del 2021 en todas las estaciones:

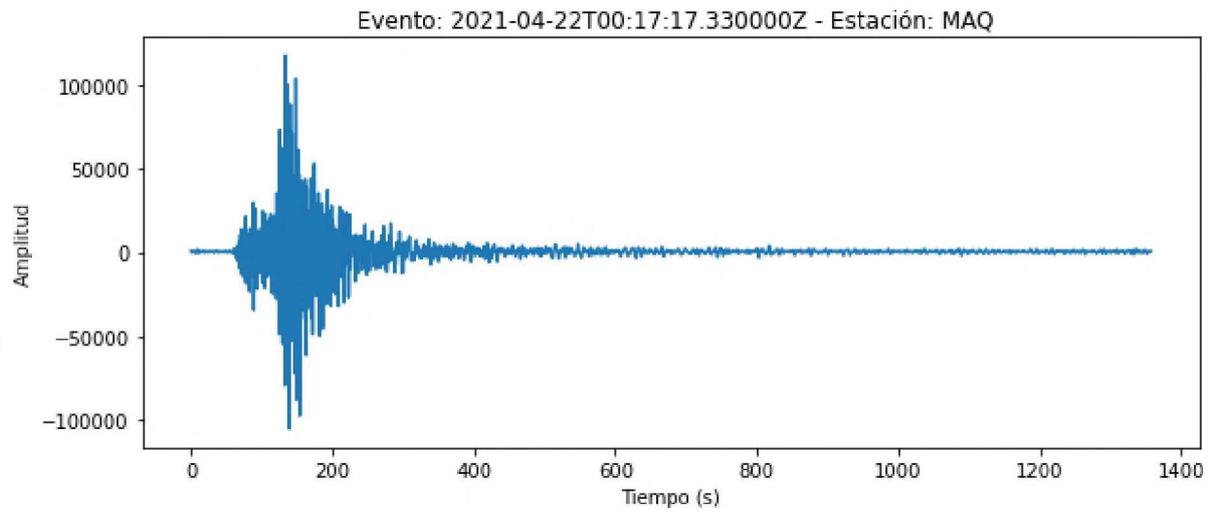
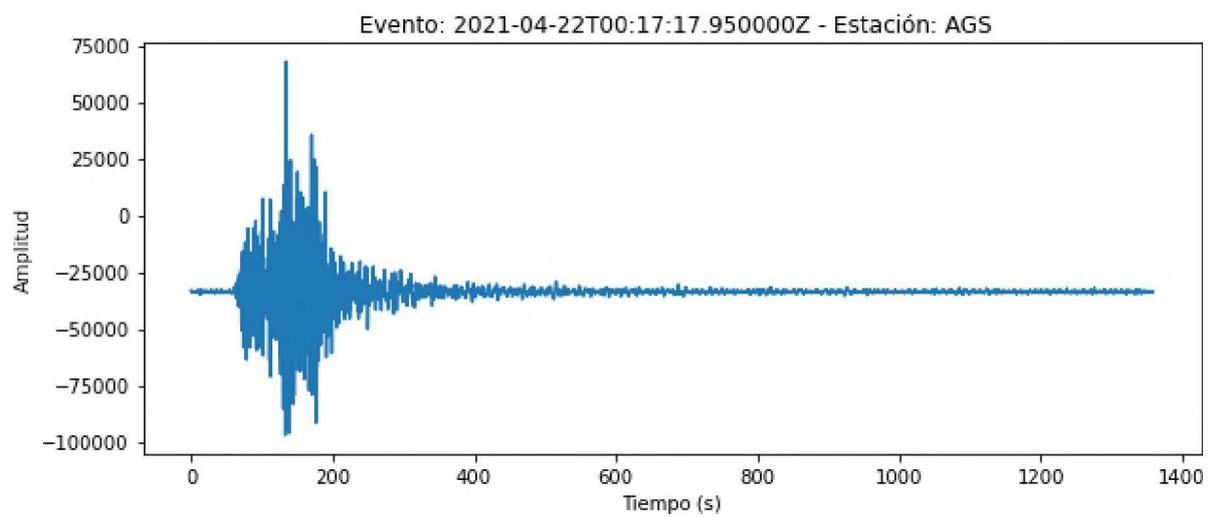
Registro en la estación FRO

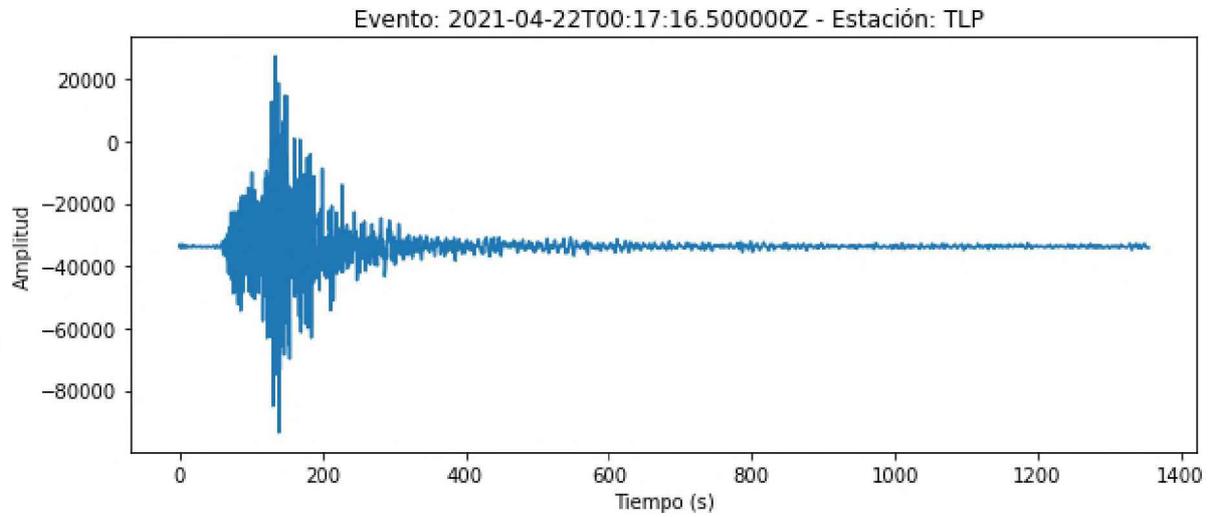
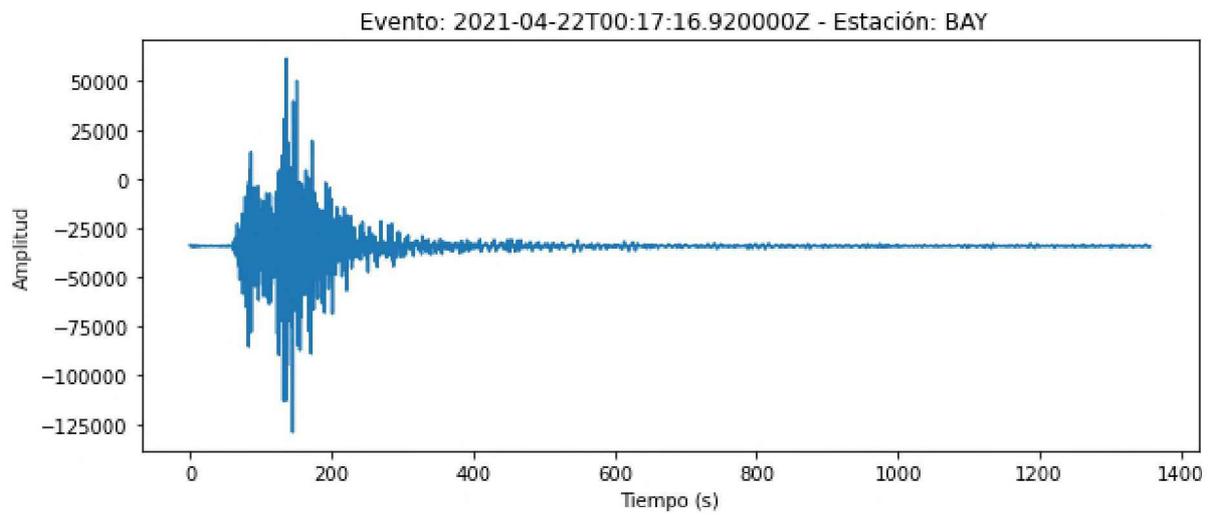


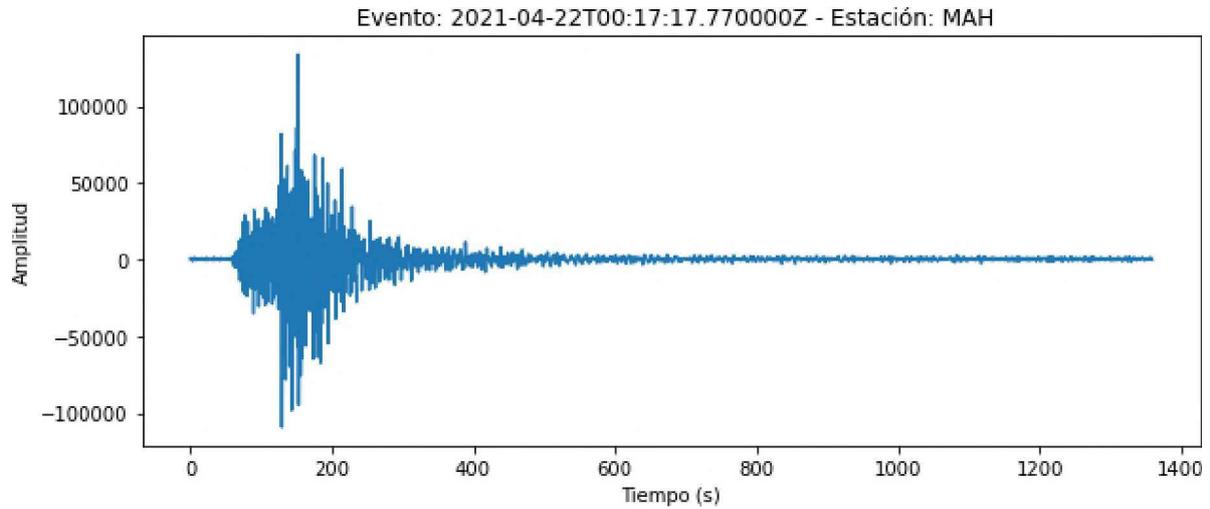
Registro en la estación COP



Registro en la estación HITRegistro en la estación MLZ

Registro en la estación MAQRegistro en la estación AGS

Registro en la estación TLPRegistro en la estación BAY

Registro en la estación MAH

De acuerdo a las variables del problema, distancia entre fuente y receptor, y la magnitud de los eventos ($5.5 M_w$) se utilizó un rango de bajas frecuencias ya que es en ellas donde predomina su energía.

A través de un análisis visual del gráfico logarítmico del comportamiento del espectro de amplitud según la frecuencia, de un evento representativo, se definió como frecuencia de corte igual a 1 Hz (Figura 3.5). Se aprecia que en estas frecuencias existe diferencia de amplitud entre la señal y el ruido, mientras que a partir de la frecuencia 1 Hz la SNR disminuye notablemente. Por lo tanto, el procesamiento fue realizado, utilizando el programa en Python descrito en la metodología, para las frecuencias centrales $[0.5, 0.75, 1]$ con un ancho de una octava.

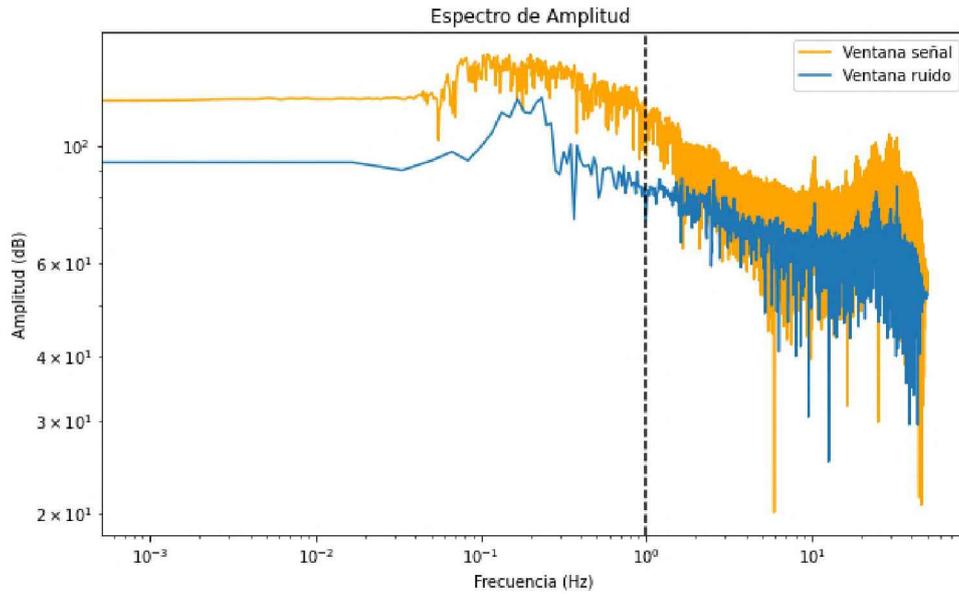


Figura 3.5: Frecuencia de corte seleccionada para el procesamiento en 1 Hz.

3.4. Resultados

Los datos de las estaciones fueron procesados de acuerdo a lo descrito en la sección 3.3, obteniendo la estimación del efecto de sitio en las respectivas frecuencias centrales.

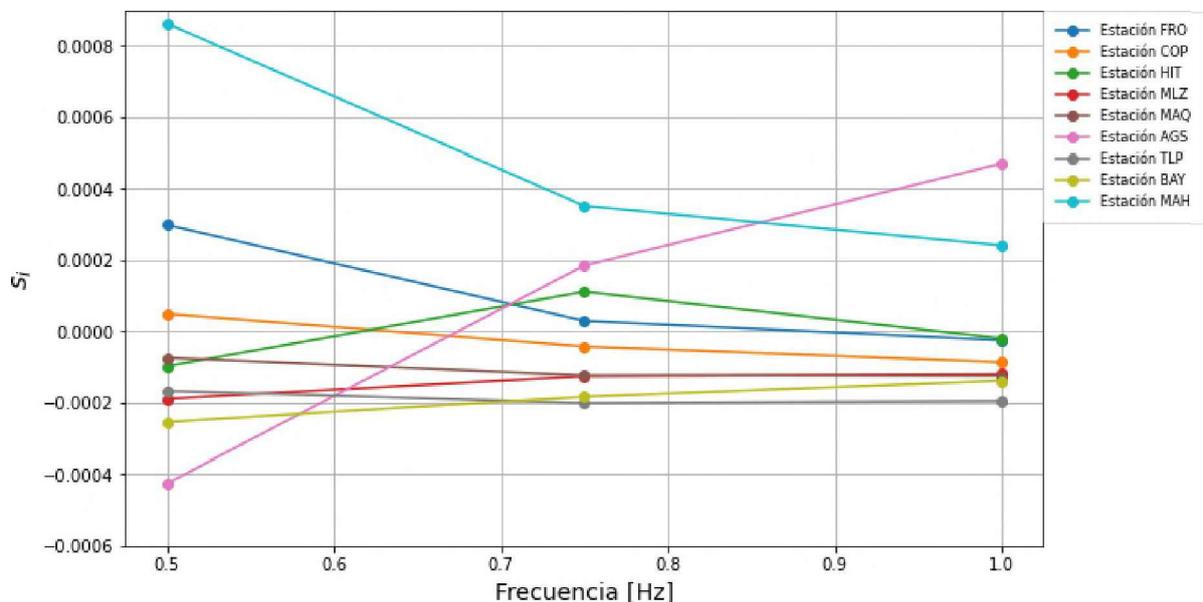


Figura 3.6: Amplificación relativa estimada para estaciones instaladas en el área del volcán Copahue.

Estación	0.5 Hz	0.75 Hz	1 Hz
FRO	0.0002	2.91e-05	-2.49e-05
COP	4.89e-05	-4.27e-05	-8.65e-05
HIT	-9.77e-05	0.0001	-2.00e-05
MLZ	-0.00018	-0.0001	-0.0001
MAQ	-7.43e-05	-0.00015	-0.0001
AGS	-0.0004	0.0001	0.0004
TLP	-0.0001	-0.0002	-0.0001
BAY	-0.0002	-0.00019	-0.0001
MAH	0.0008	0.0003	0.0002

Tabla 3.1: Valores de amplificación relativa estimados para estaciones instaladas en el área del volcán Copahue.

3.4.1. Validación de resultados

Con el objetivo de validar los resultados obtenidos y estimar el efecto de la geología local sobre las ondas de cuerpo (no solo las ondas coda) se retomó al punto de partida propuesto por Philips y Aki:

$$d_{ijkl} - \bar{d}_{ijkl}^{jkl} = s_i - \bar{s}_i$$

$$\frac{1}{2} \ln P_{ij}(w_l, t_k) - \frac{1}{2} \ln \overline{P_{ij}}(w_l, t_k) = s_i - \bar{s}_i$$

Para aquellas señales para las que se cumpla:

$$\left(\frac{1}{2} \ln P_{ij}(w_l, t_k) - \frac{1}{2} \ln \overline{P_{ij}}(w_l, t_k) \right) - (s_i - \bar{s}_i) \cong 0$$

se podrá interpretar que el efecto de sitio es un factor fundamental en las diferencias observadas entre las estaciones.

Se realizaron los cálculos para un evento particular registrado en todas las estaciones analizadas; en él se tomó la ventana de señal de coda y una nueva ventana de análisis definida a partir del arribo de la onda P hasta 30 segundos después de este.

Se obtuvieron errores relativamente pequeños para la coda del orden de 0.001; lo cual era esperable dado que este es el dato de entrada para los cálculos y con el cual se resuelve el sistema de ecuaciones planteado.

La utilización de una ventana de señal conteniendo energía de onda P resulta en valores del orden de 0.05 para las menores frecuencias y 0.005 para 1Hz (Figura 3.7). Estos valores relativamente pequeños nos permiten decir que puede aplicarse la corrección de amplificación a todo el sismograma y no solo en la onda coda.

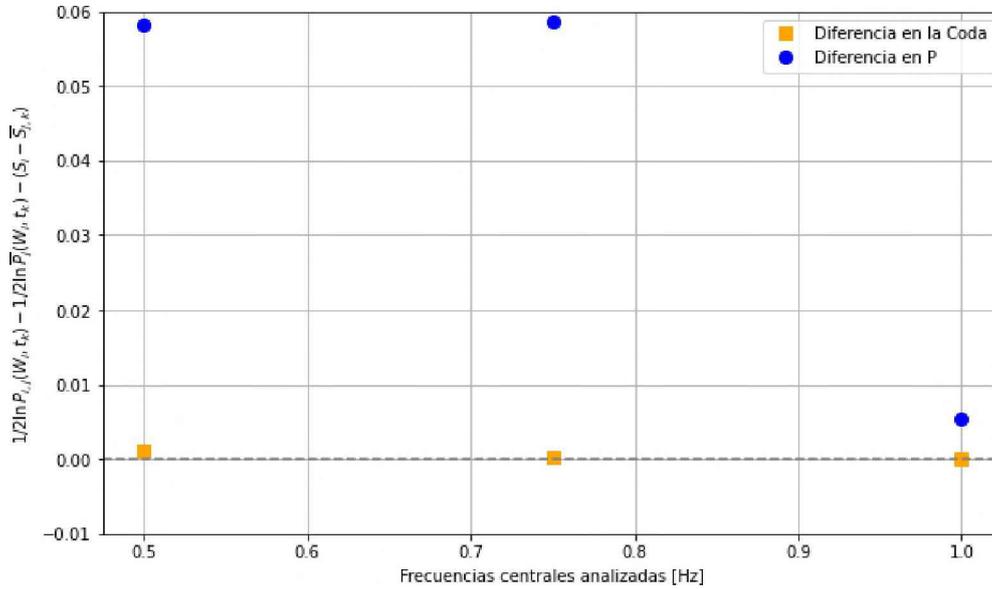


Figura 3.7: Diferencias obtenidas para la coda y onda P.

Capítulo 4

Interpretación

A partir del análisis de la información geológica y estructural de la zona en cuestión, se procedió a interpretar los resultados derivados del cálculo de los factores de sitio. Este vector S contiene las amplificaciones relativas registradas en cada estación para cada frecuencia. Las estaciones analizadas (Figura 4.1) fueron evaluadas de manera conjunta. En el primer conjunto de estaciones se incluyen aquellas con menor amplificación, lo cual sugiere modificaciones de la señal cerca del valor de referencia. Este fenómeno se vincula con la presencia de rocas consolidadas en su mayoría, tales como lavas e ignimbritas. Por otro lado, el segundo conjunto está conformado por estaciones que muestran mayores amplificaciones. Este segundo grupo está caracterizado por la presencia de rocas no consolidadas, es decir, sedimentos, causantes de una mayor amplificación en la señal y, en consecuencia, valores más altos de s (Raigosa, 2018).

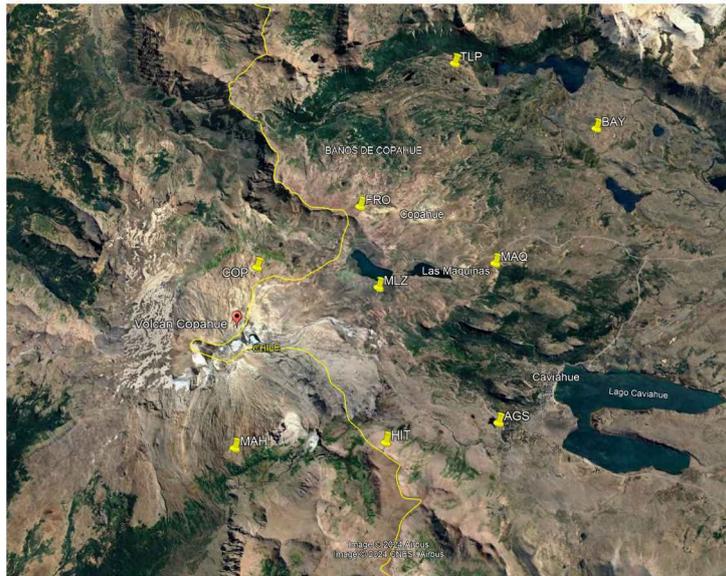


Figura 4.1: Ubicación de las estaciones analizadas.

4.1. Estaciones con menor amplificación

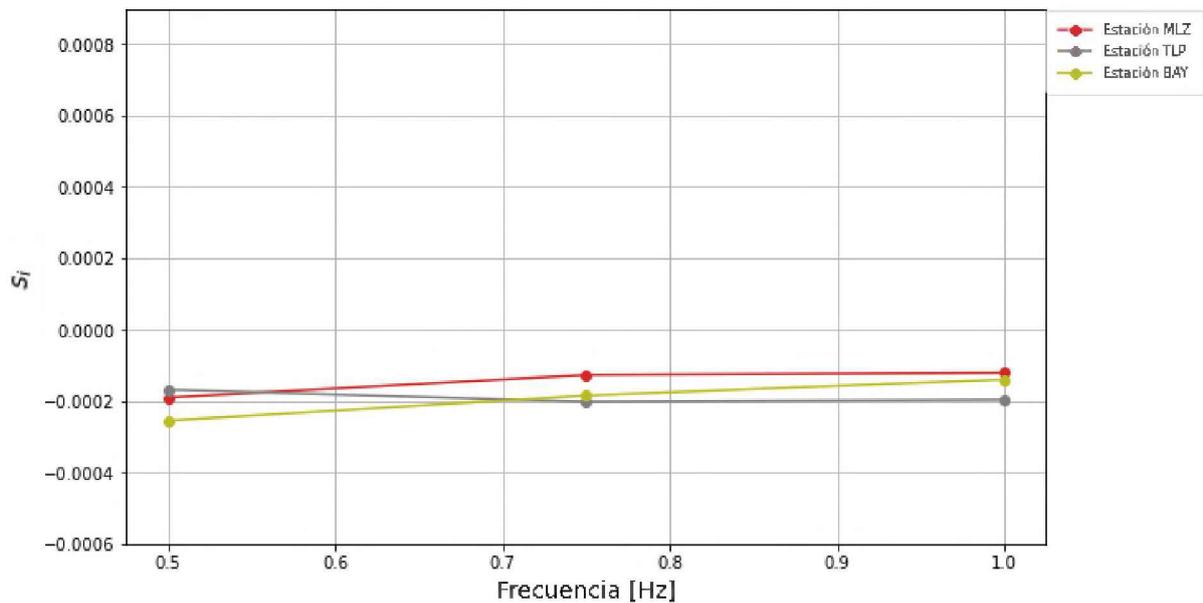


Figura 4.2: Respuesta de las estaciones con menor amplificación

4.1.1. Estación MLZ

La estación MLZ (Mellizas) está situada a 4.2 km al norte del cráter del volcán, se dispone sobre depósitos pre-glaciales de hasta 1000 m de espesor, formados principalmente por lavas vítreas y flujos piroclásticos (Melnick et al., 2006b). A la presencia de estas lavas

sin variaciones significativas en relación a su textura, espesor homogéneo y composición basáltico andesítica es que se asocia la baja amplificación de la estación (Figura 4.3).

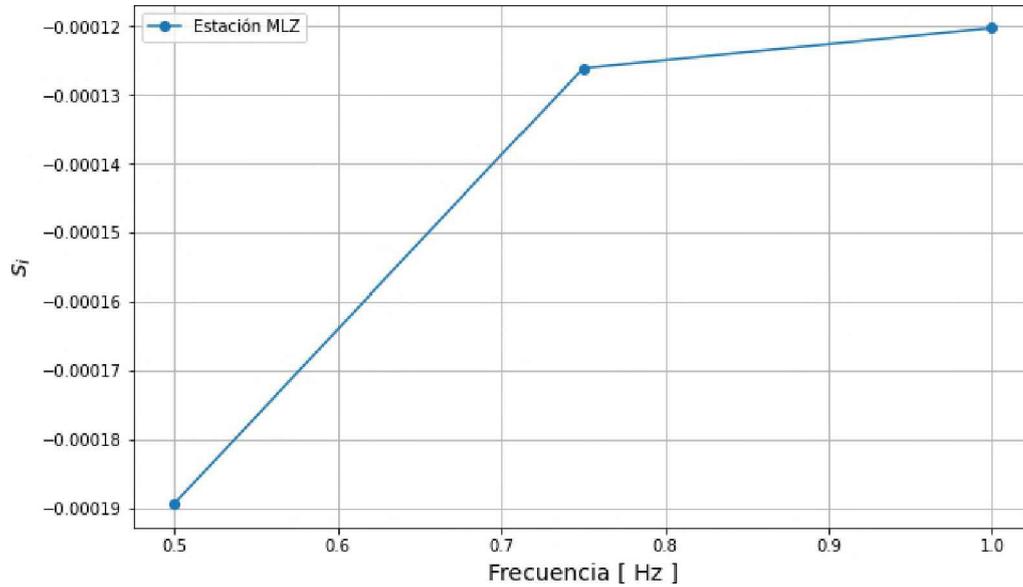


Figura 4.3: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación MLZ para las frecuencias de cálculo.

4.1.2. Estación BAY

La estación BAY (Bayo) se encuentra sobre la Fm. Las Mellizas la cual presenta rocas consolidadas como ignimbritas y lavas, siendo esto coincidente con la respuesta obtenida ya que refleja valores muy cercanos al de referencia (Figura 4.4).

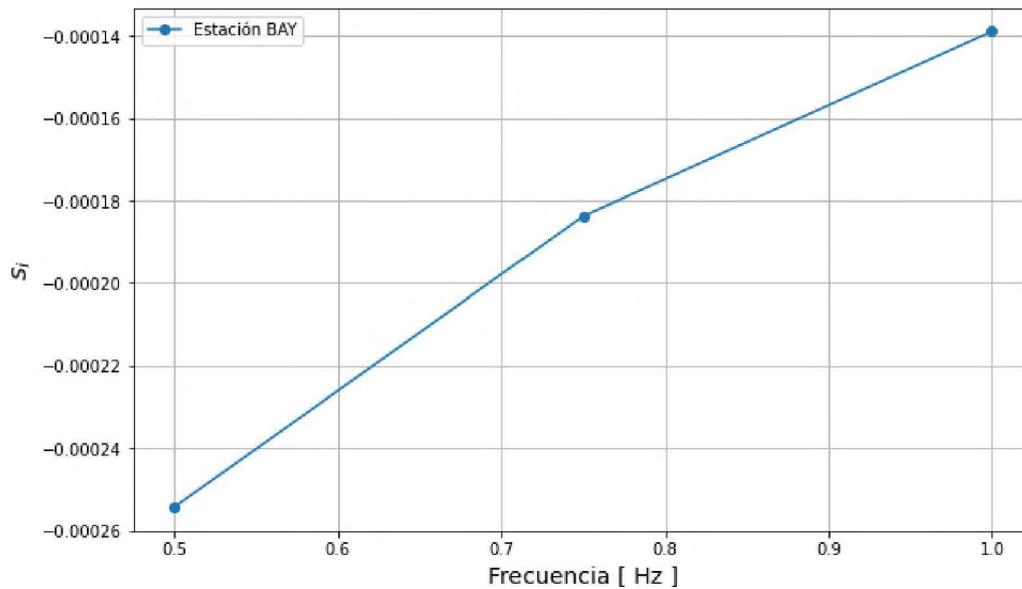


Figura 4.4: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación BAY para las frecuencias de cálculo.

4.1.3. Estación TLP

Una caso particular es la estación TLP (Trolope), ubicada en el interior de la caldera Agrio donde se observa un patrón de fallas normales de rumbo ONO que forman el denominado gráben de Trolope (Folguera et al., 2004). Estas fallas cortan a la pared oriental de la caldera, a la secuencia Las Mellizas y a las andesitas de la base del volcán Copahue dejando en contacto las lavas inferiores de Las Mellizas con las ignimbritas de la misma unidad, las brechas volcánicas de la Formación Huacalen y las andesitas de Derrame de Fondo de Valle (Melnick et al., 2006b).

El valor anómalo obtenido para 0.75 Hz (Figura 4.5) puede ser producto de una estimación imprecisa del valor de amplificación producto de la complejidad presente en esta zona, o bien que la escala espacial de las estructuras subsuperficiales definan a un mayor efecto para esta frecuencia.

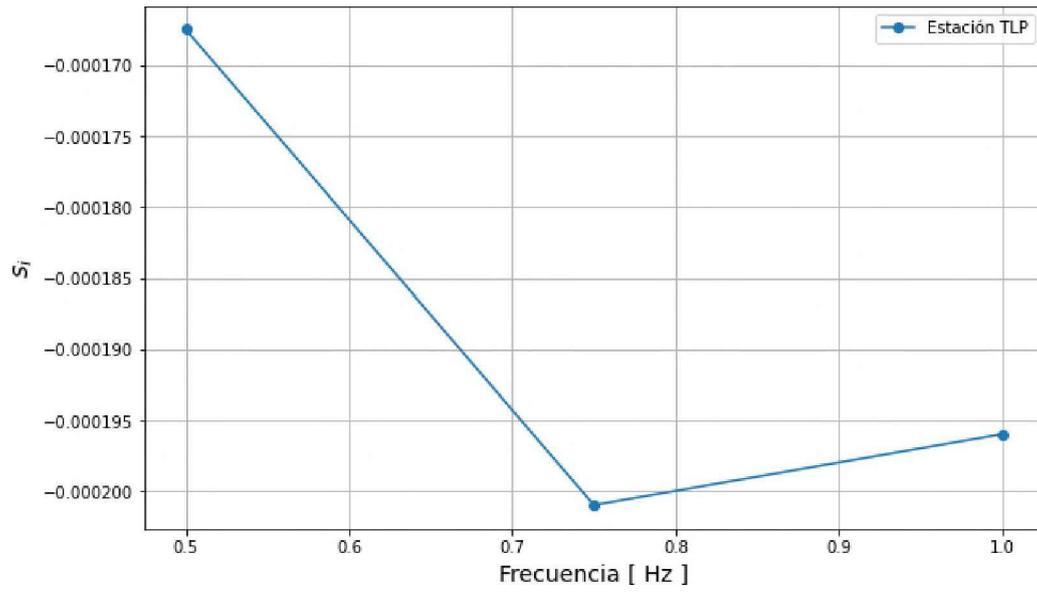
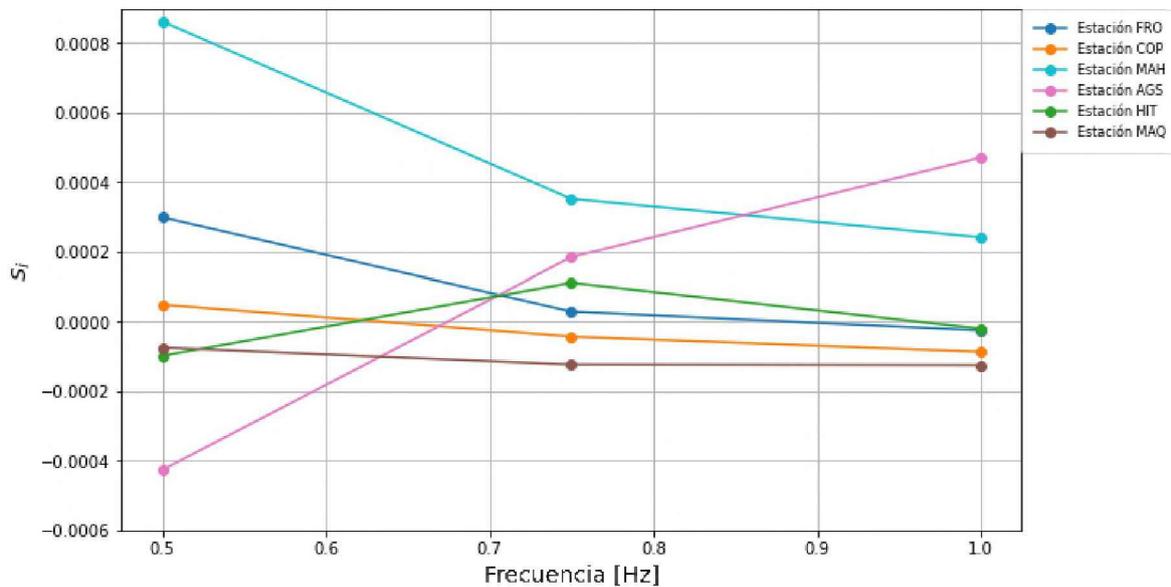


Figura 4.5: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación TLP para las frecuencias de cálculo.

4.2. Estaciones con mayor amplificación



4.2.1. Estación FRO

La estación FRO (Frontera) se encuentra ubicada sobre la Formación Huacalen descrita por Pesce, el cual menciona que en el territorio argentino alcanza espesores de 450 m. Se encuentra ubicada al noreste (NE) a 4.7 km del cráter activo sobre coladas de lava dacíticas y andesíticas, las que subyacen a los depósitos de flujos de escoria ¹ según el informe de “Evaluación del efecto de sitio en el Volcán Copahue” (Servicio Nacional de Geología y Minería - Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, 2014) interpretamos que estos flujos son los causantes de la amplificación presentada (Figura 4.6).

¹Escoria: piroclasto de color oscuro, que se forma durante erupciones explosivas, por la fragmentación de magma con concentración de sílice baja a intermedia. Se caracteriza por ser vidriosa y tener alta porosidad, presentando burbujas de gas “atrapadas” debido a la alta velocidad de enfriamiento del magma cuando entra en contacto con el aire (Glosario SEGEMAR).

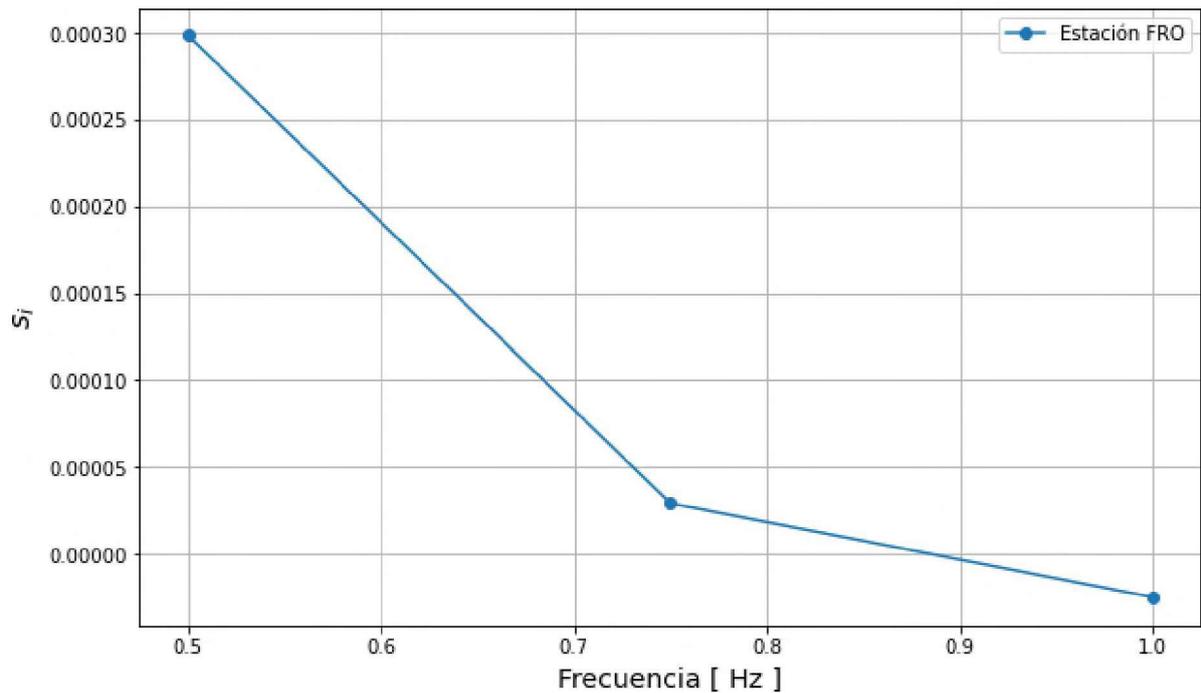


Figura 4.6: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación FRO para las frecuencias de cálculo.

4.2.2. Estación COP

La estación COP (Copahue) está ubicada 2 Km al norte del cráter del volcán, se dispone sobre depósitos pre-glaciales de hasta 1000 m de espesor, formados principalmente por lavas vítreas y flujos piroclásticos ² (Melnick et al., 2006a). Por lo tanto, la presencia de este material no consolidado será la causante de la mayor amplificación en la señal (Figura 4.7).

²Flujo compuesto de tefra, material no consolidado, y gases que se desplazan a gran velocidad laderas abajo de un volcán y siguiendo principalmente depresiones topográficas (Glosario SEGEMAR).

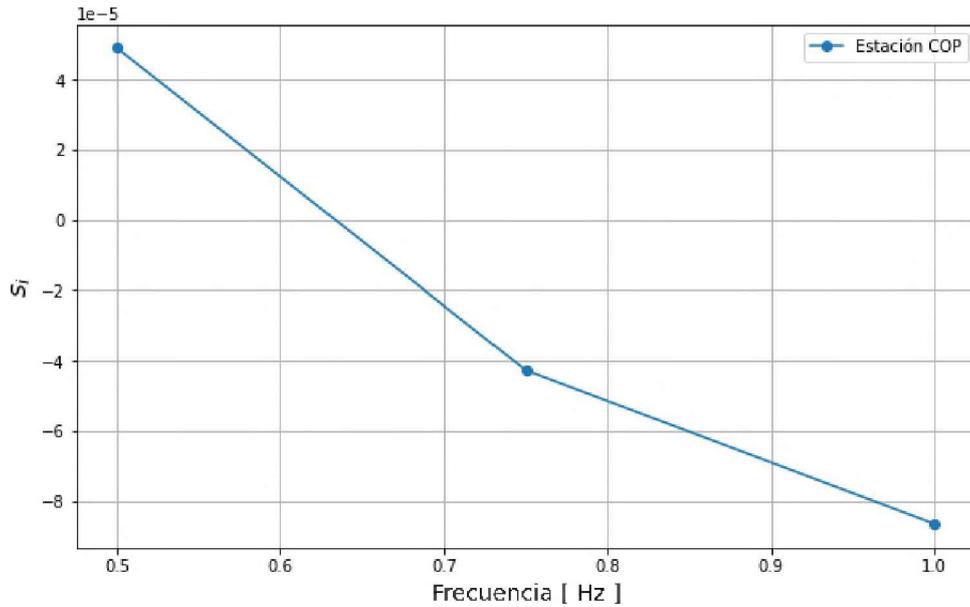


Figura 4.7: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación COP para las frecuencias de cálculo.

4.2.3. Estación HIT

La estación HIT (Hito) se encuentra a 5.5 Km al sureste (SE) del cráter. Presenta un máximo a 0.75 Hz (Figura 4.8), este comportamiento lo asociamos a la presencia de capas sedimentarias que se encuentran sobre la secuencia basáltica con disposición subhorizontal a lavas andesíticas y brechas volcánicas (Servicio Nacional de Geología y Minería - Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, 2014).

Dada la amplitud observada, interpretamos que esta frecuencia podría corresponder con la frecuencia natural del suelo para esta estación (si bien no es un objetivo de la presente tesis la determinación de este parámetro).

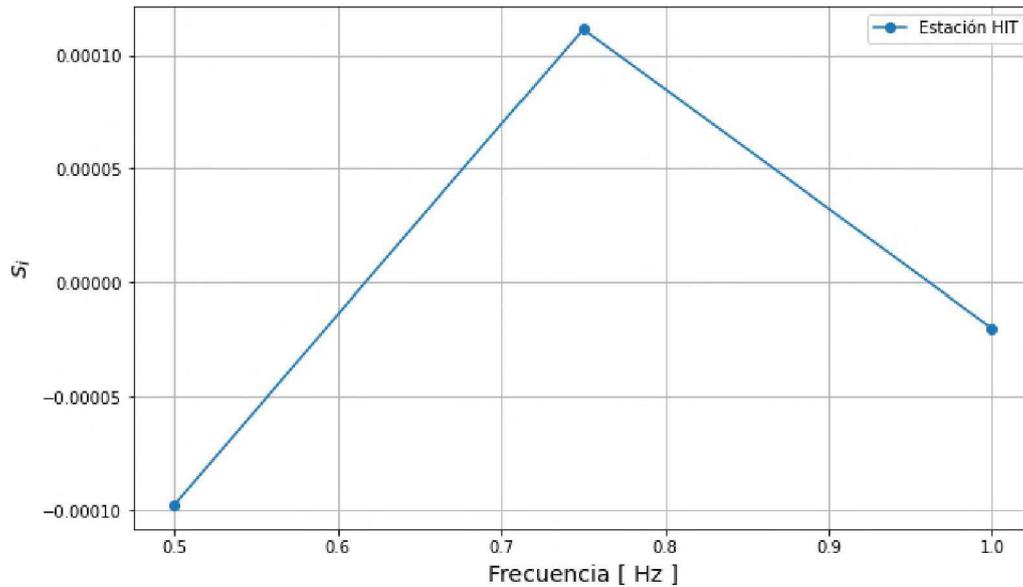


Figura 4.8: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación HIT para las frecuencias de cálculo.

4.2.4. Estación MAQ

MAQ (Máquinas) se ubica a 8 km al este-noreste del cráter activo. Se dispone sobre lavas superficiales compuestas por litofacies, las cuales alcanzan hasta 200 m de espesor. En su composición predominan principalmente la presencia de lavas andesíticas y junto a ellas se superponen ignimbritas, las cuales en conjunto están cubiertas por los flujos del volcán (Servicio Nacional de Geología y Minería - Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, 2014).

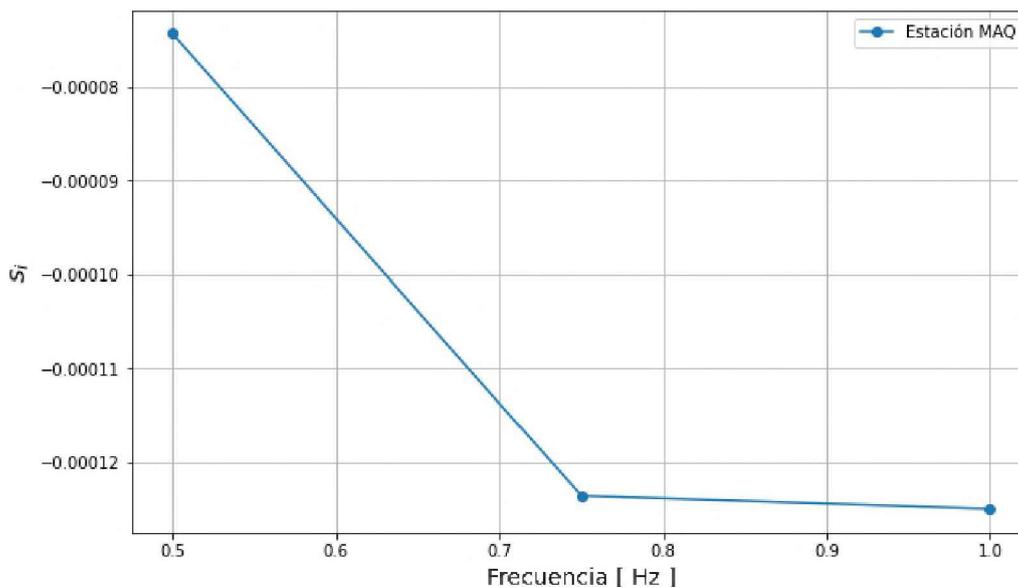


Figura 4.9: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación MAQ para las frecuencias de cálculo.

De acuerdo con los resultados obtenidos para las demás estaciones de la red, era esperable que aquel obtenido para la estación MAQ refleje mayores valores producto de la presencia de sedimentos no consolidados (Figura 4.9). Esto podría deberse a la limitación que presenta el método en cuanto al conocimiento de su sensibilidad con la profundidad. La información disponible sobre los materiales que conforman el subsuelo de la zona de interés corresponde sólo al sector más superficial. Una potencial causa de la disparidad con los valores esperados podría estar originada en la presencia de materiales o estructuras de relevancia para la propagación de energía a una profundidad mayor a la utilizada para las interpretaciones.

Interpretamos que la diferencia observada entre la estaciones es en mayor medida explicada por un efecto de sitio. Si bien es una deuda la estimación de la sensibilidad del método en profundidad, podríamos suponer la misma equivalente a una longitud de onda (comunmente utilizada para el método H/V). En este punto, la profundidad máxima alcanzada para MAQ sería entre los 1,5 km y 3,8 km para $F_c = 1$ Hz, profundidades para las cuales se dispone de información geológica con poca resolución.

4.3. Casos particulares de amplificación en las estaciones

4.3.1. Estación MAH

Según el informe de OVDAS, MAH (Mahuida) se encuentra 3,8 km al sur-suroeste del cráter activo sobre bloques homogéneos del tipo andesítico-basáltico de composición uniforme. Estas rocas consolidadas no justificarían por sí mismas los altos valores de amplificación obtenidos como respuesta (Figura 4.10). Al igual que lo expresado para la estación TLP, la complejidad geológica por debajo de la información utilizada para la interpretación de los valores obtenidos puede ser la causante de esta diferencia con lo esperado por el tipo de roca en el punto. MAH está ubicada sobre el Domo Ácido descrito por Pesce, emplazado en la parte basal del edificio del volcán Copahue. Este aparato intrusivo se localiza en la intersección de las dislocaciones de borde de caldera y a su vez, limitado por una falla regional.

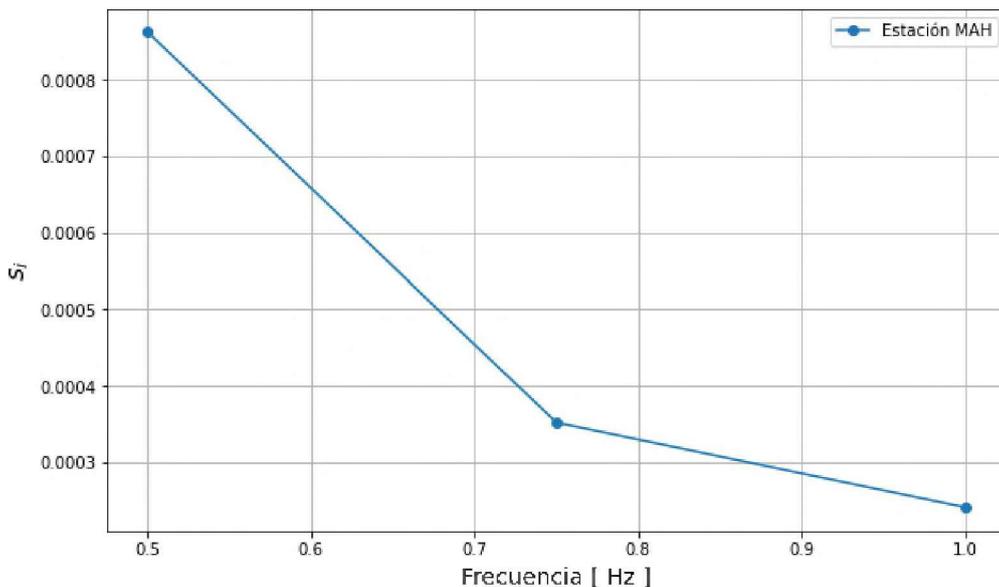


Figura 4.10: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación MAH para las frecuencias de cálculo.

4.3.2. Estación AGS

La estación AGS (Agrio Superior) se encuentra sobre las rocas ignimbríticas pertenecientes a la secuencia volcánica Las Mellizas, ubicada a 8.5 km del Volcán Copahue, 2.4 km aproximadamente de la Laguna Cavihue y muy cercana al cauce del Río Agrio.

Siguiendo a Raigosa (2018), interpretamos que es esta cercanía la causante de los mayores valores de amplificación (Figura 4.11).

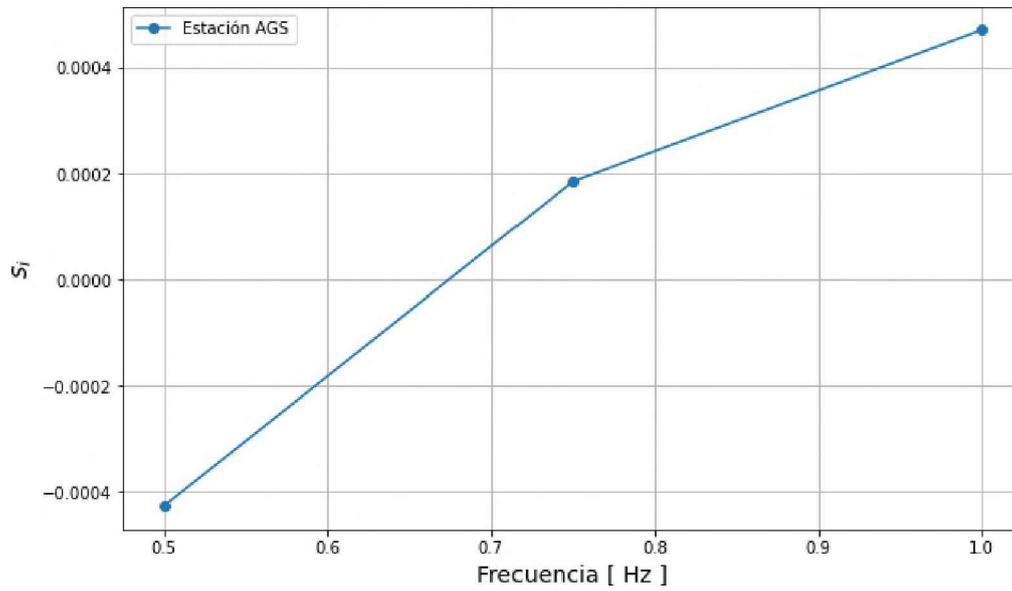


Figura 4.11: Amplificaciones relativas obtenidas para la estación AGS para las frecuencias de cálculo.

Capítulo 5

Conclusiones

En esta tesis se aplicó el método de atenuación de las ondas coda siguiendo el trabajo de Raigosa (2018) a 18 eventos registrados con $M_w > 5,5$ durante Marzo 2018 y Marzo 2023 en nueve estaciones pertenecientes a la red de monitoreo del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV). Para realizar tanto el pre-procesamiento como el procesamiento se desarrollaron códigos en lenguaje Python. Estos fueron diseñados para ser implementados tanto con nuevos datos para la red utilizada como para su exportación a nuevos entornos volcánicos teniendo en cuenta las consideraciones mencionadas en esta tesis como por ejemplo, el valor elegido arbitrariamente de la SNR.

Los resultados obtenidos permitieron estimar el efecto de sitio en todas las estaciones objetivo. Los cálculos muestran un error mínimo al comparar amplitudes de ondas coda normalizadas con los valores de amplificaciones obtenidos, como era de esperar dado que las ondas coda son el dato de entrada de los cálculos realizados. Asimismo, análisis complementarios muestran que el efecto de sitio explicaría en gran medida lo manifestado en las amplitudes de ondas de cuerpo.

Primeramente, esta tesis contribuye al mejor entendimiento de las señales observadas en la red de estaciones del volcán Copahue; el análisis realizado para los sismos seleccionados permite entender el efecto relativo de las estaciones sobre los registros, permitiendo distinguir cuándo asociar aquellas diferencias observadas a un efecto local o a otras causas.

Por otro lado, los valores de amplificación obtenidos son utilizables en los algoritmos de localización, para una mejor estimación de parámetros focales, principalmente la magnitud.

5.1. Trabajos a futuro

De acuerdo con lo obtenido en la presente tesis, se propone:

1. Utilizar eventos locales y de menor magnitud tal que permitan ampliar el análisis en el rango de frecuencias de modo de poder aplicar la metodología para la localización y estimación de magnitud de eventos sísmicos asociados a actividad volcánica (volcanotectónicos, largo período o incluso tremor).
2. Calcular la atenuación en las estaciones; los valores de amplificación obtenidos pueden ser utilizados para el desarrollo de leyes de atenuación más precisas. Esto conduciría a una minimización de los errores en las metodologías que utilizan este parámetro (la atenuación) para la localización de tipos particulares de eventos volcánicos, generalmente LPs y TR.
3. Exportar el paquete desarrollado a otras bases de datos de otros volcanes. En este punto, deberán reconocerse las diferencias existentes entre las bases, lo que conducirá a un ajuste de los parámetros involucrados.
4. Considerando que la metodología implementada es fuertemente dependiente de la cantidad de estaciones de una red y sus ubicaciones, se propone la modificación de los algoritmos utilizados para la reducción de esta dependencia. Una propuesta es el desarrollo de un algoritmo adaptable a las nuevas condiciones.

Esta tesis formó parte de una Beca de grado del Consejo Interuniversitario Nacional (CIN) entre 1/09/2022 y el 31/08/2023, enmarcada en los proyectos "Nuevas Tecnologías para el Procesamiento de Señales Geofísicas. Monitoreo y Resultados en Sudamérica" y "NOISY": avances en el análisis e interpretación de señales de monitoreo volcánico, Sismicidad y rayos", ambos acreditados en el Programa Nacional de Incentivos a la Docencia e Investigación.

Bibliografía

- Aki, K., 1980, Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 hz: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **21**, 50–60.
- Aki, K., y B. Chouet, 1975, Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects: *Journal of Geophysical Research*, **80**, no. 23, 3322–3342.
- Baez, A. D., 2015, Estudio de los depósitos post-glaciares del Volcán copahue: análisis de la peligrosidad: PhD thesis, Universidad Nacional de Río Negro.
- Bean, C., I. Lokmer, y G. O'Brien, 2008, Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions: Simulated examples from Mount Etna: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **113**.
- Bisztricsany, E., 1958, A new method for the determination of the magnitude of earthquakes: *Geofiz. Kozlemen*, **7**, 69–76.
- Caselli, A., M. Velez, y M. Agosto, 2014, Erupción del Volcán Copahue del año 2012: Evolución e impacto social: 19º Congreso Geológico Argentino, Actas, S23–11.
- Chávez-García, F., T. Domínguez, M. Rodríguez, y F. Pérez, 2007, Site effects in a volcanic environment: A comparison between hvsr and array techniques at Colima, México: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 591–604.
- Del Pezzo, E., S. De Martino, M. Parrinello, y C. Sabbarese, 1993, Seismic site amplification factors in Campi Flegrei, Southern Italy: *Physics of the earth and planetary interiors*, **78**, 105–117.
- Delpino, D., y A. Bermúdez, 1993, La actividad del Volcán Copahue durante 1992. erupción con emisiones de azufre piroclástico, provincia de Neuquén, Argentina: *Proceedings of XII Congreso Geológico Argentino*, 292–301.
- , 1994, Volcanismo post-glacial en el Volcán Copahue (37 45 s), sector argentino. peligros potenciales asociados: *Congreso Geológico Chileno*, 260–264.
- , 2002, La erupción del Volcán Copahue del año 2000. impacto social y al medio natural. provincia del Neuquén. Argentina: *Actas del XV Congreso Geológico Argentina*, El Calafate, 6.

- Elissondo, M., y C. Farias, 2016, Volcanic risk assessment in Argentina: Cities on Volcanoes IX, Puerto Varas, Chile.
- Folguera, A., y V. Ramos, 2000, Control estructural del Volcán Copahue (38 s-71 o): implicancias tectónicas para el arco Volcánico Cuaternario (36-39): Revista de la Asociación Geológica Argentina, **53**, 229–244.
- Folguera, A., V. A. Ramos, R. L. Hermanns, y J. A. Naranjo, 2004, Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antañir-Copahue fault zone: Tectonics, **23**, 1–23.
- Folguera, A., V. A. Ramos, y D. Melnick, 2003, Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco.: Cordillera Neuquina (37° 30′-38° s): Revista de la Asociación Geológica Argentina, **58**, 3–19.
- Folguera, A., D. Yagupsky, S. Zlotnik, D. Iaffa, y D. Melnick, 2001a, Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37j y 40js en el Plioceno y Cuaternario. 11j congreso Latinoamericano de geología: Presented at the Simposio “Evolución tectónica de los Andes”.
- , 2001b, Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37°s y 40°s en el Plioceno y Cuaternario: Presented at the Actas del 11° Congreso Geológico Latinoamericano.
- Forte, P., C. Bengoa, y A. Caselli, 2012, Análisis preliminar de la actividad sísmica del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue mediante técnicas de array: XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, 574–576.
- Havskov, J., y G. Alguacil, 2004, Instrumentation in earthquake seismology: Springer, **358**.
- Hervé, M., 1976, Estudio geológico de la falla Liquiñe Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia).
- Klohng, C. G., 1947, Estudio geológico sobre la zona de este volcán y los procesos magmáticos que intervienen en la formación de sus termas del cráter, del Ghancoco y del Collhue: Memorial Técnico del Ejército de Chile.
- Kumagai, H., R. Lacson Jr, Y. Maeda, M. S. Figueroa II, T. Yamashina, M. Ruiz, P. Palacios, H. Ortiz, y H. Yepes, 2013, Source amplitudes of volcano-seismic signals determined by the amplitude source location method as a quantitative measure of event size: Journal of Volcanology and Geothermal Research, **257**, 57–71.
- Lavenu, A., y J. Cembrano, 1999, Compressional-and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile): Journal of Structural Geology, **21**, 1669–1691.

- Linares, E., H. A. Ostera, y L. Mas, 1999, Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **54**, 240–247.
- McNutt, S. R., 2005, Volcanic seismology: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 461–491.
- Melnick, D., 2000, Geometría y estructuras de la parte norte de la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (38 s): interpretación de sensores remotos: IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, 796–799.
- Melnick, D., y A. Folguera, 2001, Geología del Complejo Volcánico Copahue-Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38°S-71°O): Presented at the Actas del 9º Congreso Geológico Latinoamericano.
- Melnick, D., A. Folguera, y V. Ramos, 2006a, Structural control on arc volcanism: the Copahue-Agrio Complex, South-Central Andes (37°50S): *Journal of South American Earth Sciences*, **22**, 66–88.
- Melnick, D., A. Folguera, y V. A. Ramos, 2006b, Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue Complex, Central to Patagonian Andes transition (38 s): *Journal of south american Earth sciences*, **22**, 66–88.
- Melnick, D., A. Folguera, M. Rosenau, H. Echtler, y S. Potent, 2002, Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°s), Patagonian Andes: 5º International Symposium of Andean Geodynamics, Actas extendidas, 413–417.
- Mora, M. M., P. Lesage, J. Dorel, P.-Y. Bard, J.-P. Métaxian, G. E. Alvarado, y C. Leandro, 2001, Study of seismic site effects using h/v spectral ratios at Arenal Volcano, Costa Rica: *Geophysical research letters*, **28**, 2991–2994.
- Naranjo, J. A., y E. Polanco, 2004, The 2000 ad eruption of Copahue Volcano, Southern Andes: *Revista geológica de Chile*, **31**, 279–292.
- Palacios, P., J.-M. Kendall, y H. Mader, 2015, Site effect determination using seismic noise from Tungurahua Volcano (Ecuador): implications for seismo-acoustic analysis: *Geophysical Journal International*, **201**, 1084–1100.
- Panzer, F., E. Longo, H. Langer, G. Lombardo, y S. Branca, 2015, Site classification scheme for a complex geologic area: The study case of MT. ETNA.
- Panzer, F., R. Rigano, G. Lombardo, F. Cara, G. Di Giulio, y A. Rovelli, 2011, The role of alternating outcrops of sediments and basaltic lavas on seismic urban scenario: the study case of Catania, Italy: *Bulletin of Earthquake Engineering*, **9**, 411–439.
- Pesce, A., 1989, Evolución volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **44**,

- 307–327.
- Phillips, W. S., 1985, The separation of source, path and site effects on high frequency seismic waves: an analysis using coda wave techniques.
- Phillips, W. S., y K. Aki, 1986, Site amplification of coda waves from local earthquakes in Central California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **76**, 627–648.
- Raigosa, J., 2018, Determinación del efecto de sitio en las estaciones sismológicas pertenecientes al Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán: *Boletín Geológico*, 115–132.
- Ramos, V. A., y A. Folguera, 1999, The Andes of Neuquén (36°-38°S): Evidence of Cenozoic transtension along the arc: 4^o Andean Geodynamic Symposium, Extended Abstracts, 606–609.
- Rautian, T., y V. Khalturin, 1978, The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **68**, 923–948.
- Rojas Vera, E., A. Folguera, M. Spagnuolo, M. Gímenez, F. Ruiz, P. Martínez, y V. A. Ramos, 2009, La neotectónica del arco volcánico a la latitud del Volcán Copahue (38°S), Andes de Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **65**, 204–214.
- Rosenau, M., D. Melnick, y H. Echtler, 2006, Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude: *Tectonics*, **25**.
- Sato, H., M. C. Fehler, y T. Maeda, 2012, *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*: Springer Science & Business Media.
- SEGEMAR, 2024, Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica - Servicio Geológico y Minero Argentino. <https://oavv.segemar.gob.ar/monitoreo-volcanico/>.
- Servicio Nacional de Geología y Minería - Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur, 2014, Evaluación del efecto de sitio en el Volcán Copahue.
- Sruoga, P., y V. Consoli, 2011, El Volcán Copahue: Relatorio del 18^o Congreso Geológico Argentino, 613–620.
- Tramelli, A., D. Galluzzo, E. Del Pezzo, y M. A. Di Vito, 2010, A detailed study of the site effects in the volcanic area of Campi Flegrei using empirical approaches: *Geophysical Journal International*, **182**, 1073–1086.
- Udias, A., y E. Buforn, 2017, *Principles of seismology*: Cambridge University Press.
- Velez, M., P. Euillades, M. Blanco, L. Euillades, y A. Caselli, 2014, Deformación asociada al ciclo eruptivo 2012 del Volcán Copahue, Neuquén. 19^o Congreso Geológico Argentino: Actas: S23-31, Córdoba.
- Wassermann, J., 2011, *Volcano seismology-in*: Bormann: P., *New Manual of Seismological*

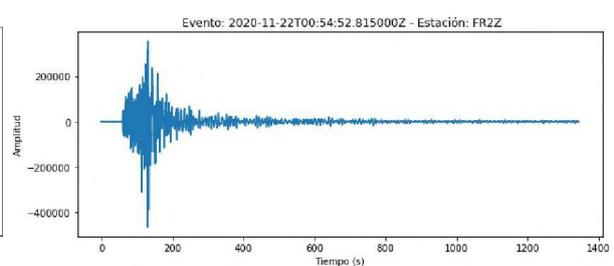
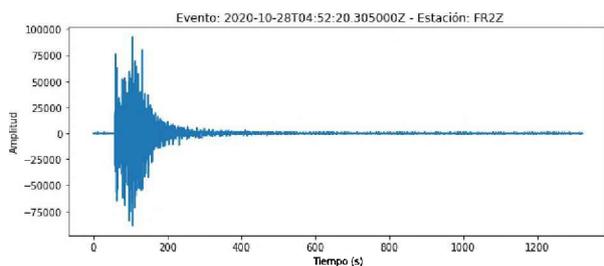
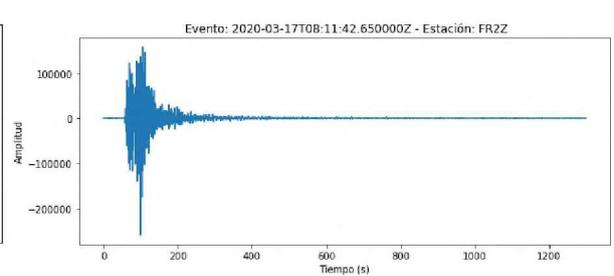
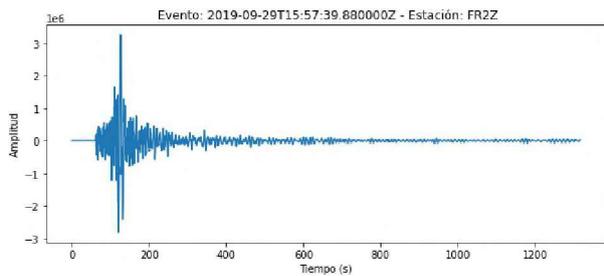
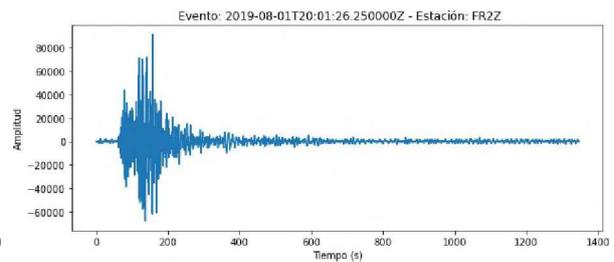
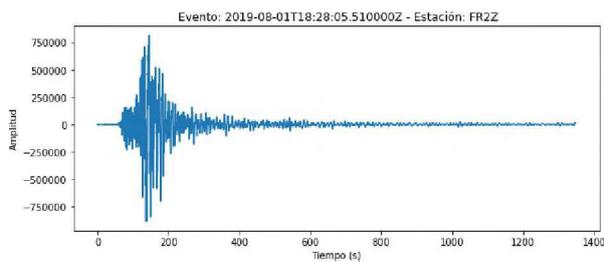
Observatory Practice, **2**.

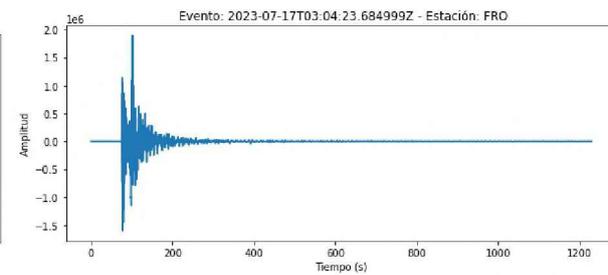
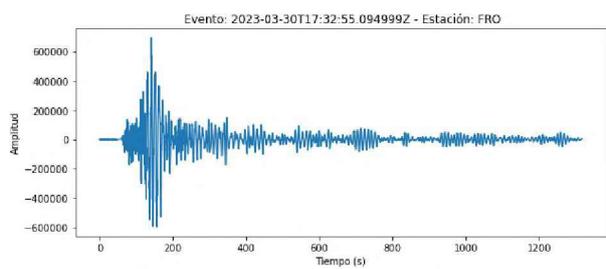
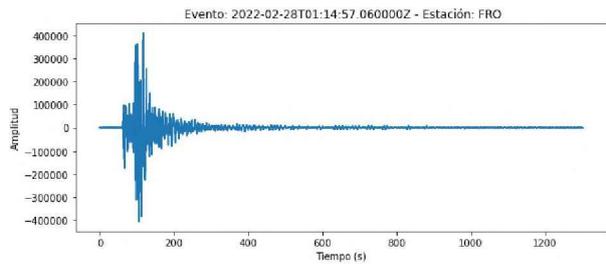
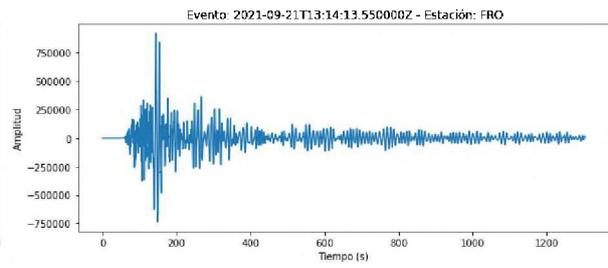
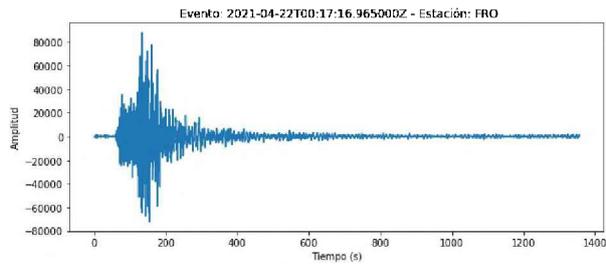
Anexo A

Registros sísmicos utilizados

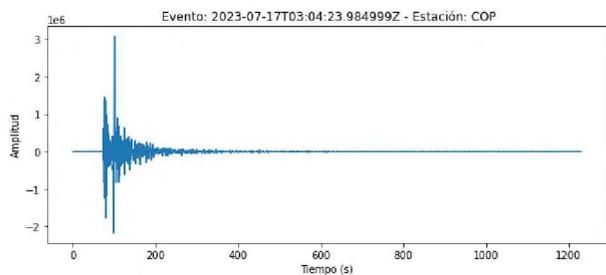
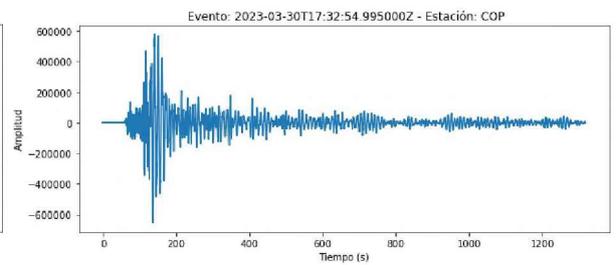
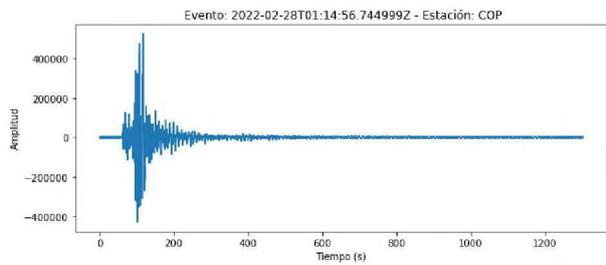
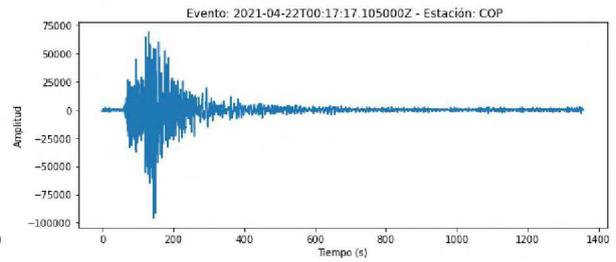
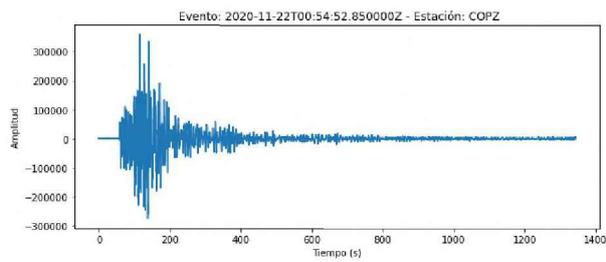
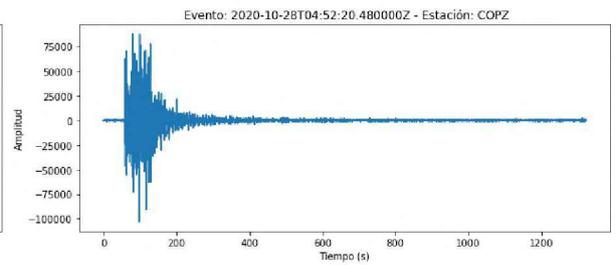
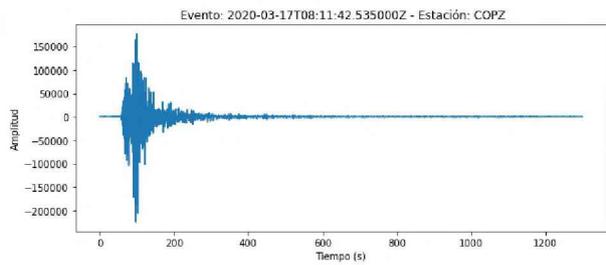
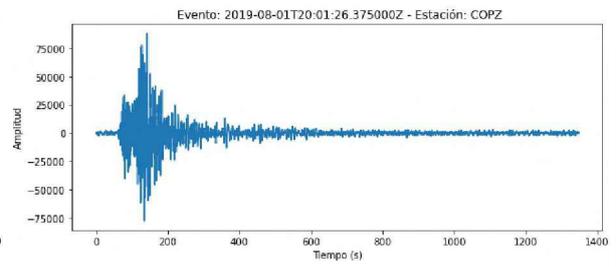
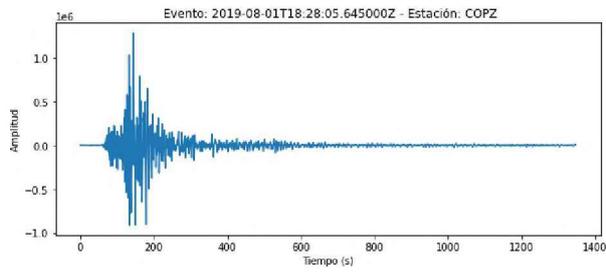
En este anexo se encuentran los registros utilizados para cada estación.

Registros en la estación FRO

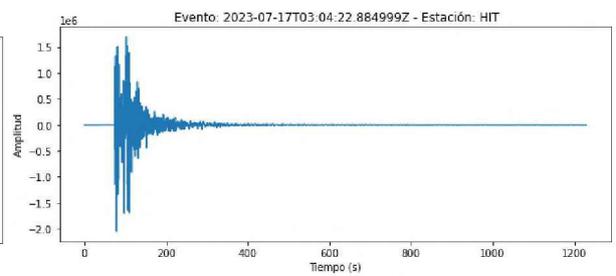
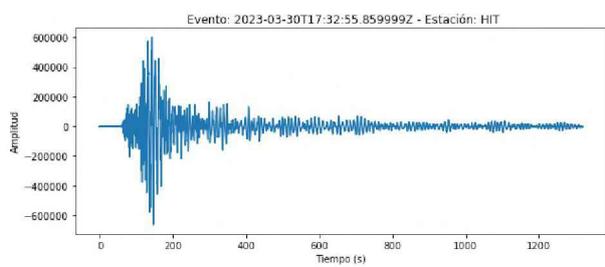
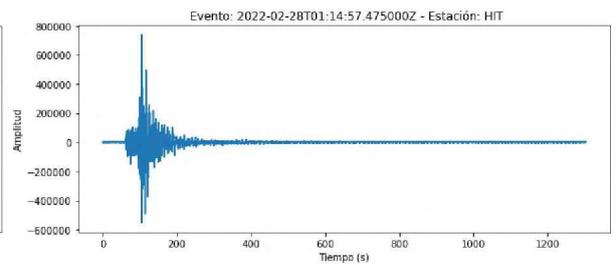
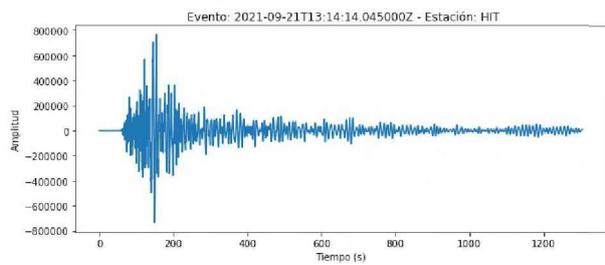
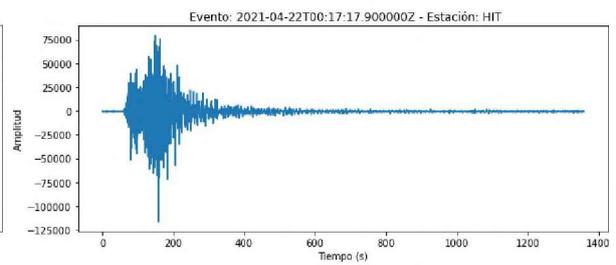
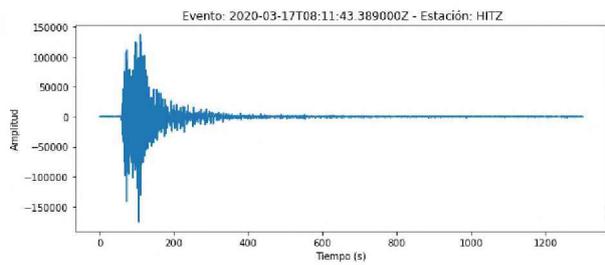
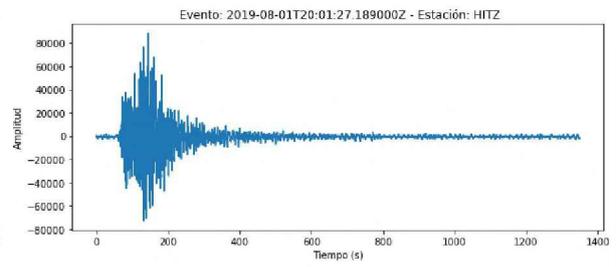
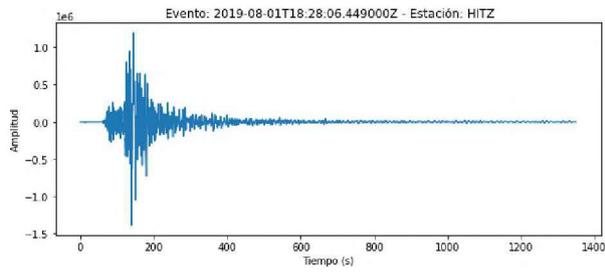




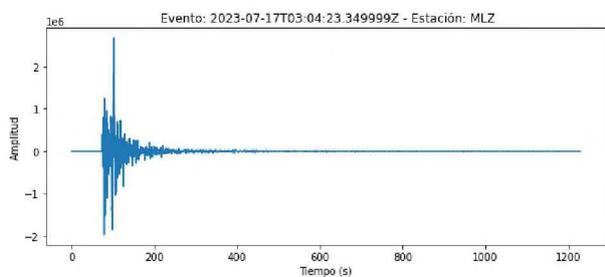
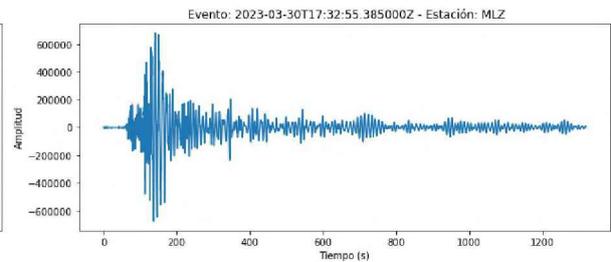
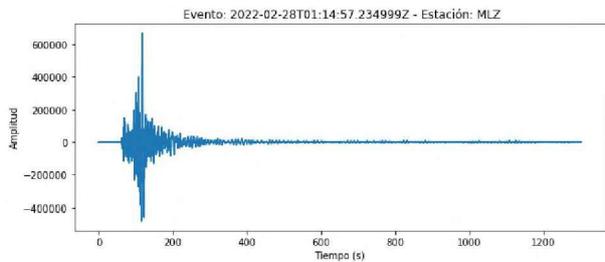
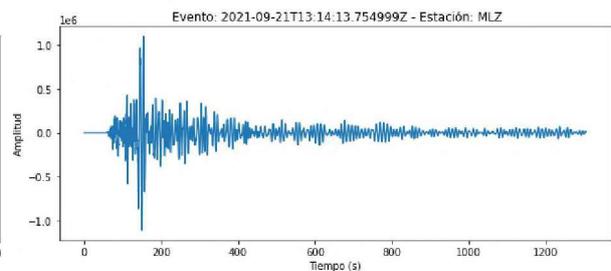
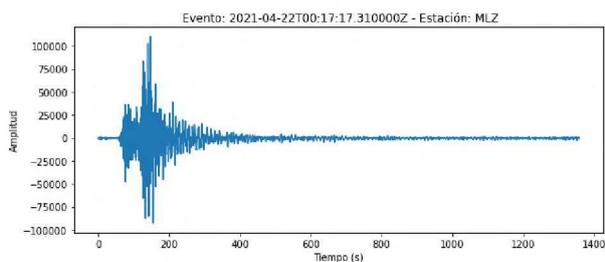
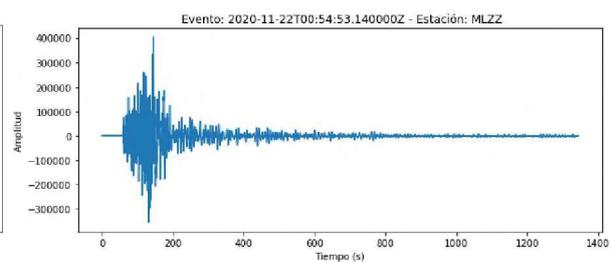
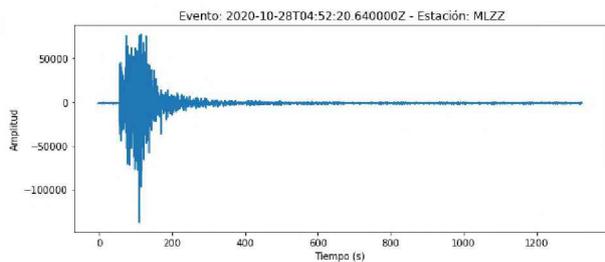
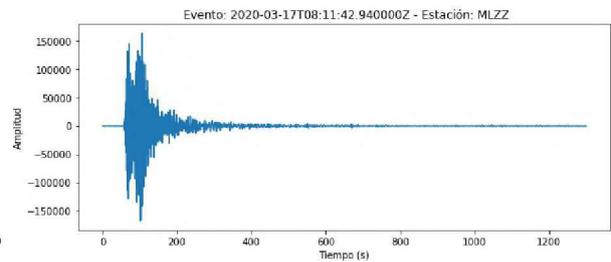
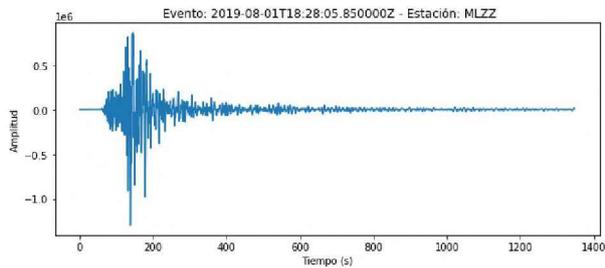
Registros en la estación COP



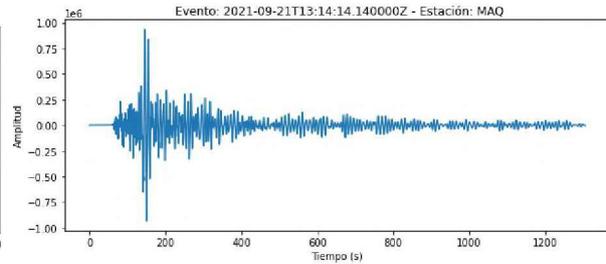
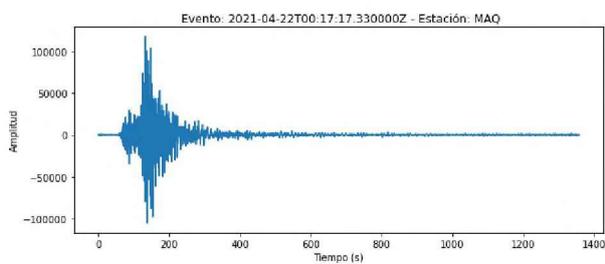
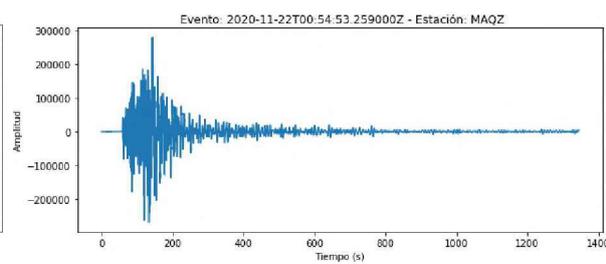
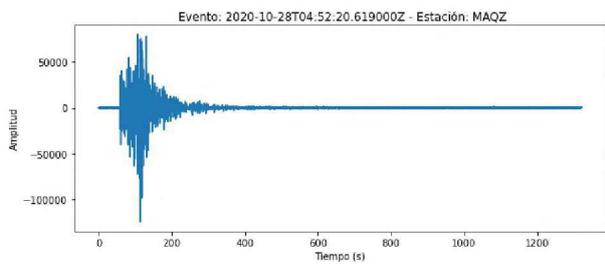
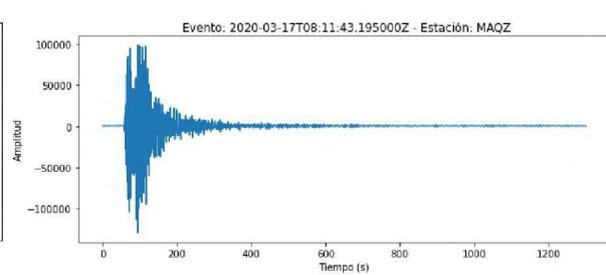
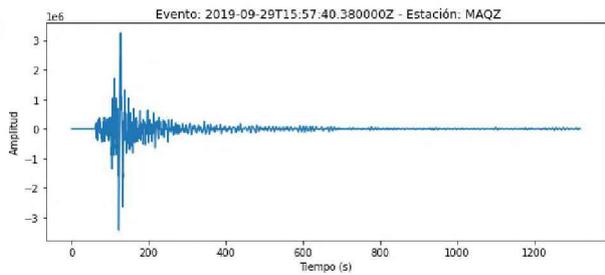
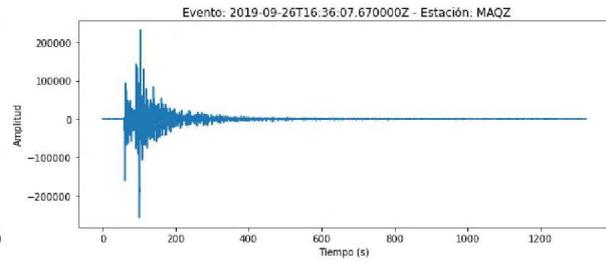
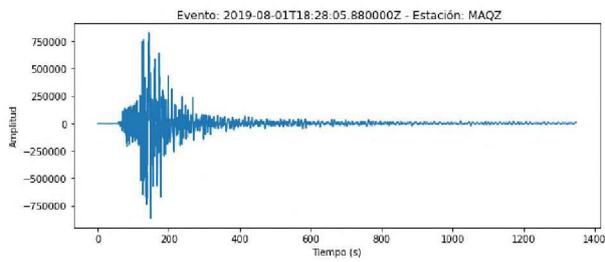
Registros en la estación HIT

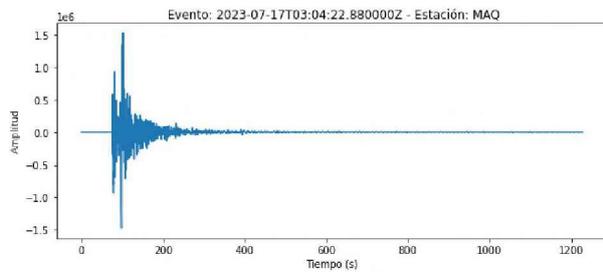
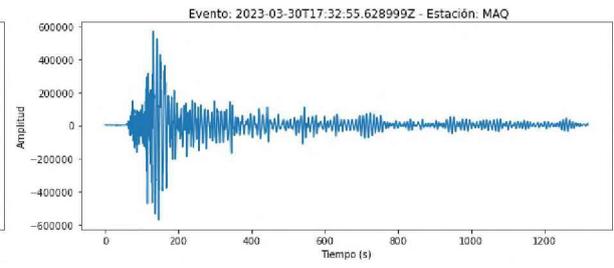
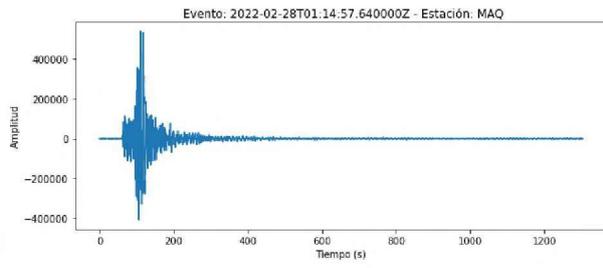


Registros en la estación MLZ

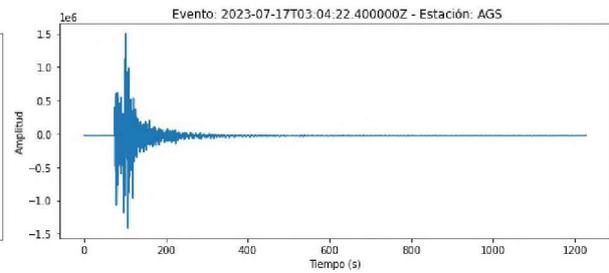
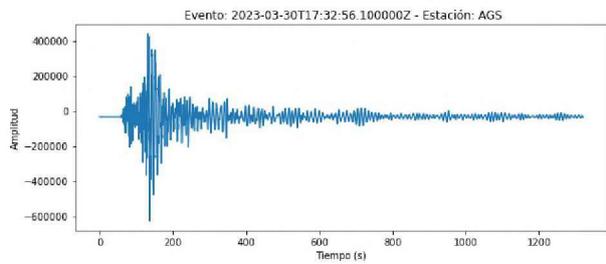
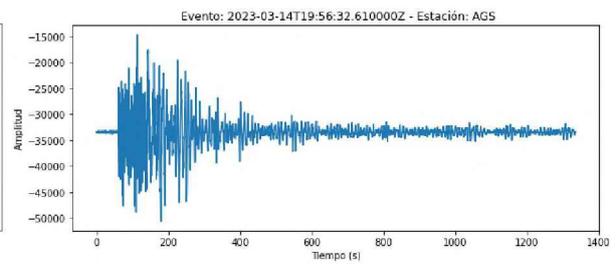
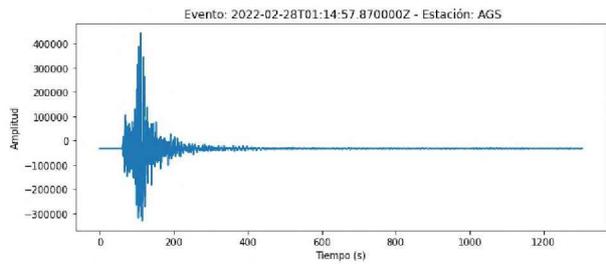
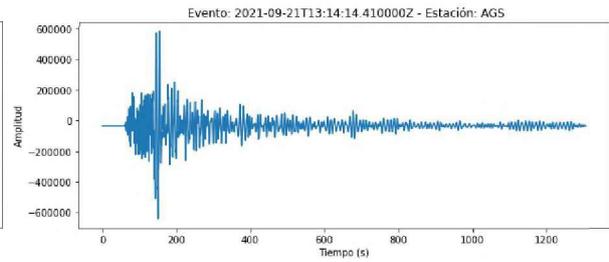
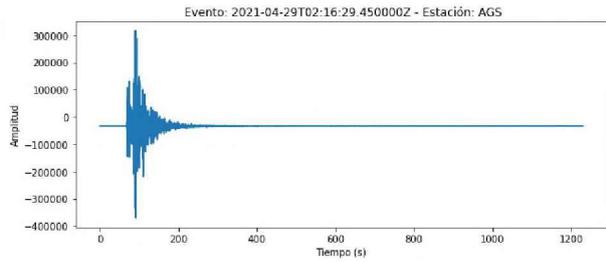
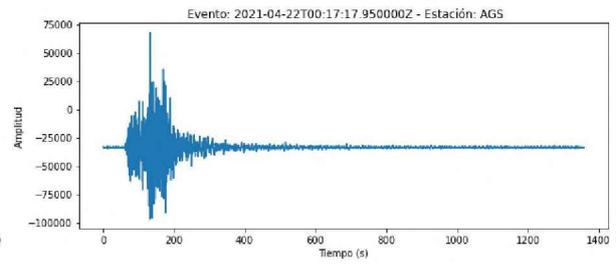
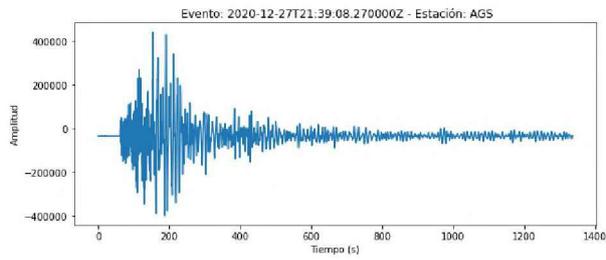


Registros en la estación MAQ

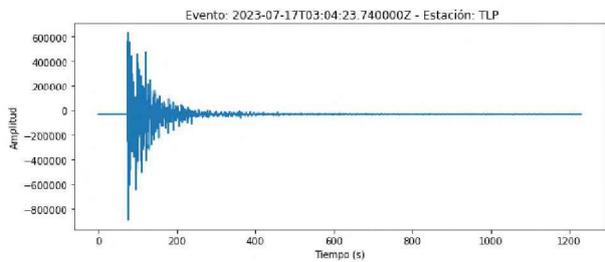
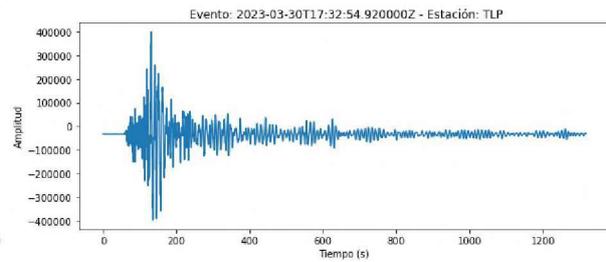
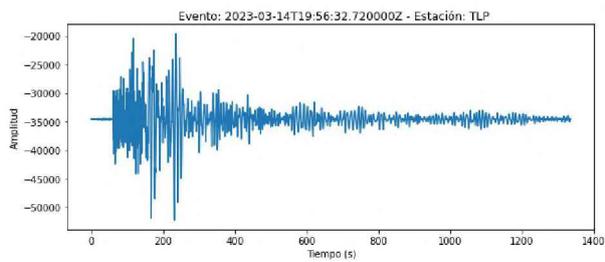
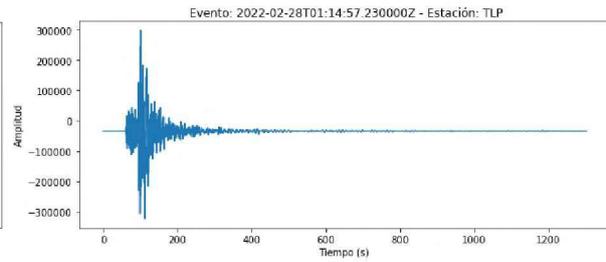
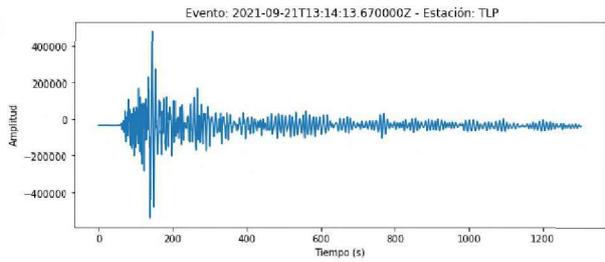
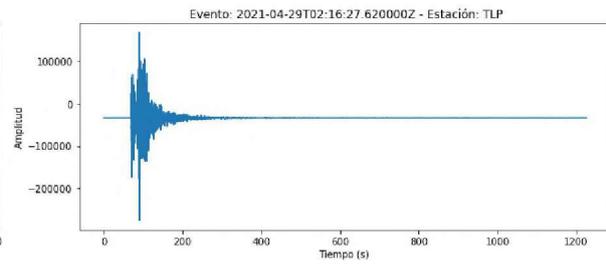
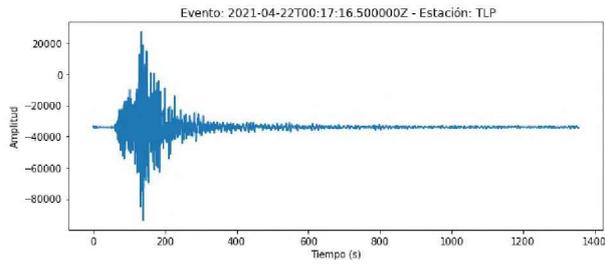




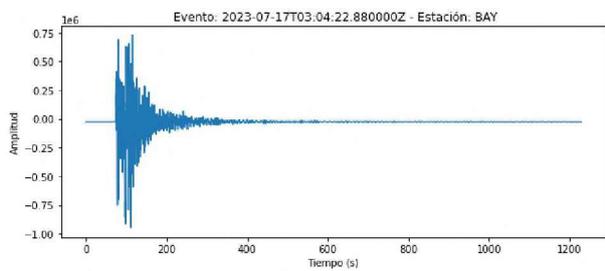
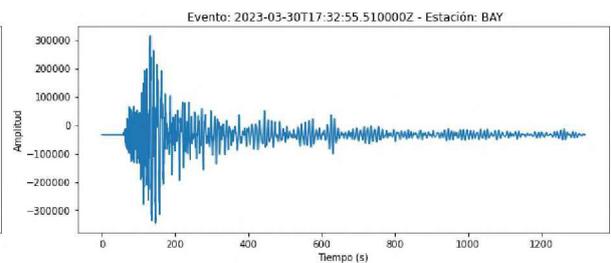
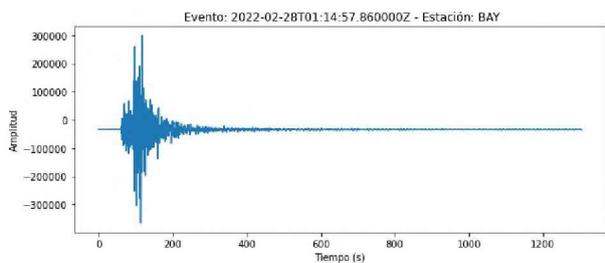
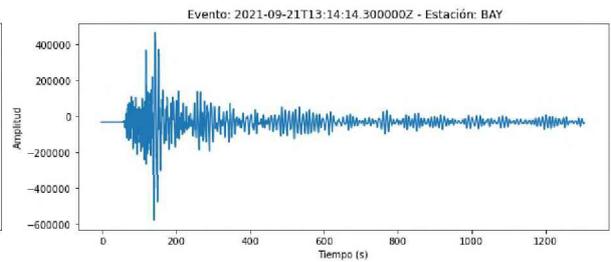
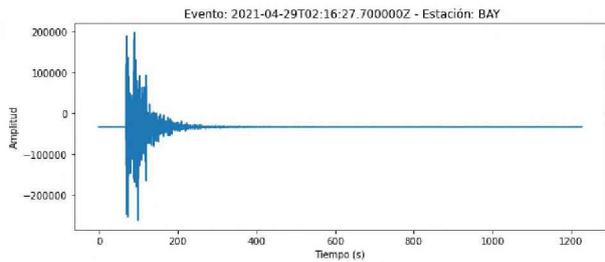
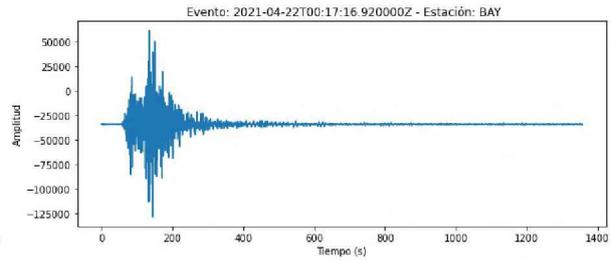
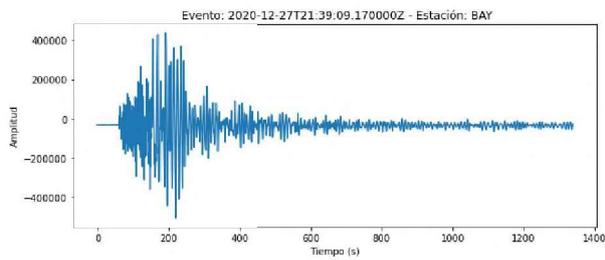
Registros en la estación AGS



Registros en la estación TLP



Registros en la estación BAY



Registros en la estación MAH

