



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**CARACTERIZACIÓN DE MOVIMIENTOS GRAVITACIONALES DE
MASA POR MEDIO DE SEÑALES SÍSMICAS**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS**

**PRESENTA:
KARLA GUADALUPE RAMÍREZ VEGA**

**TUTORA PRINCIPAL
DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM**

CIUDAD DE MÉXICO, 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Contenido

Resumen.....	vii
Abstract	ix
Introducción	x
Objetivos	xii
Hipótesis de la investigación	xii
Capítulo 1. Movimientos gravitacionales de masa.....	1
1.1 Clasificación de los (MGM).....	1
1.2 Sismología aplicada al análisis de MGM.....	4
1.3 Lahares	6
1.3.1 Composición de un lahar.....	7
1.3.2 Estudios previos enfocados a lahares.....	8
1.4 Avalanchas de nieve	9
1.4.1 Partes de una avalancha de nieve y clasificación	9
1.4.2 Estudios previos de avalanchas de nieve	11
1.5 Caída de rocas	12
1.5.1 Estudios previos enfocados a caída de rocas	14
Capítulo 2. Descripción de las zonas de estudio	15
2.1 Volcán de Colima	15
2.1.1 Lahares en el Volcán de Colima.....	16
2.2 Vallée de la Sionne	18
2.2.1 Instrumentación	20
2.3 Macizo rocoso Montserrat, España.....	21
Capítulo 3. Métodos de procesamiento de señales sísmicas.....	26
3.1 Preprocesamiento	26
3.2 Metodologías de análisis de señales sísmicas en el dominio del tiempo	27
3.3 Metodologías para el análisis de señales en el dominio de la frecuencia	28
3.3.1 Transformada de Fourier	29
3.3.2 Espectrograma.....	30
3.3.3 Transformada Hilbert – Huang	32



3.3.4 Descomposición de modos empíricos (DME).....	33
3.3.5 Descomposición de modos empíricos variacionales (VMD)	35
3.3.6 Descomposición de modos empíricos por conjuntos (EEMD)	36
3.3.7 Descomposición completa de modos empíricos por conjuntos con ruido adaptativo (CEEMDAN).....	37
3.3.8 Nuevos criterios de alto	38
3.4 Espectro de Hilbert.....	39
3.5 Algoritmo para el análisis de las señales sísmicas de los MGM	40
3.5.1 Procesamiento de las señales sísmicas de los MGM.....	42
Capítulo 4. Resultados y Análisis de señales sísmicas generadas por lahares, avalanchas de nieve y caídas de roca.....	44
4.1 Análisis de las FMIs.....	45
4.2 Espectro de Fourier	48
4.3 Espectro de Hilbert.....	53
4.3.1 Análisis frecuencial de los MGM	67
Capítulo 5. Experimento controlado	69
5.1 Desarrollo del experimento.....	70
5.2 Análisis de los resultados	71
Capítulo 6. Discusiones y Conclusiones.....	74
Referencias	80
Anexos	85





Agradecimientos

Quiero agradecer y dedicar este trabajo a los amores de mi vida, mis papás. Ellos que se han esforzado por darme todo, que me han cuidado, apoyado, protegido, guiado, pero, sobre todo, me han amado. Mi madre, la mujer más hermosa del universo, que es mi fuerza y mi impulso, la mujer a la que más admiro y amo, quien dedicó su vida a cuidarnos y a darnos amor incondicional. Mi padre, el hombre más fuerte y trabajador que conozco y a quien más amo y admiro, el que me da fuerzas y valor para seguir con todo lo que se me pone enfrente, quien me enseña, me guía y me ayuda siempre que lo necesito.

A mis hermanos Alan y Tito mis otros amores, quienes siempre han estado conmigo para hacerme enojar y reír, las personas con las que guardo la mayor complicidad del mundo, quienes me han enseñado y me han guiado, que me consienten y me quieren sin importar nada.

Mi sobrinita preciosa ha sido una gran chispa en mi vida, desde el momento en que supe que vendría a este mundo. Ella que me hace reír y volver a ser niña, que adoro con todo el corazón. Cuando seas grande, quiero que sepas que fuiste de mucha ayuda para escribir esta tesis, pues cuando me sentía cansada, uno de mis motores era pensar en la tía que quiero ser para ti.

Mi tío Lupe, “mi goldito”, que tanto quiero, pues ha estado en mi vida desde siempre, me consiente, me apoya, me quiere, es la persona con la que puedo chismear por horas y olvidarme de cosas que me preocupan o me estresan, gracias tío.

Mi cuñada, quien también me ha apoyado en momentos difíciles y sé, que puedo contar con ella para lo que sea, gracias comadrita.

Agradezco mucho a mi tutora, la Dra. Elsa Leticia Flores Márquez, quien con su apoyo, me ha ayudado a crecer no solo en el ámbito profesional, también en el personal. Le agradezco mucho por su gran paciencia, su sabiduría, sus enseñanzas, su apoyo, su confianza, pero sobre todo por su amistad y complicidad. Agradezco a la vida por haberla puesto en mi camino, doctora Lety.

Gracias a la Dra. Emma Suriñach, por proporcionarnos los datos correspondientes a aludes de nieve y caída de rocas. También le agradezco, porque gracias a su guía y su experiencia pude resolver dudas. Sus propuestas, sus consejos y sus comentarios fueron de gran ayuda durante el desarrollo de esta tesis.

Agradezco a las doctoras Rosario Vázquez Morales y Lucía Capra por proporcionarnos los datos correspondientes a lahares. Doctora Rosario, también le agradezco por sus comentarios para la mejora de esta tesis.

De igual manera, agradezco a los doctores Martín Cárdenas Soto y René Chávez Segura, por los consejos, el apoyo y la guía que me dieron a lo largo de estos años.



Gracias a mi *alma mater*, por darme la oportunidad de formarme como profesionalista, pero también como persona. Al Instituto de Geofísica, por brindarme un espacio para llevar a cabo mi investigación y al Conahcyt por el apoyo proporcionado a través de la beca 1235458.

A mi valedor por sus grandes consejos, su paciencia y su amistad, porque siempre tienes algo que decirme cuando entro en pánico y, sobre todo, porque me soportas cuando se me zafa un tornillo. A mi amigo Héctor que me apoya incondicionalmente, que siempre me escucha y que tiene un buen consejo cada que se lo pido, que me cuida y me ayuda cuando lo necesito. A mis amigas Mariana y Yaren, que, aunque no las frecuento mucho, saben que las quiero y que son las mejores.





Resumen

Los movimientos gravitacionales de masa (MGM), son fenómenos naturales que presentan una alta peligrosidad para poblaciones cercanas a las zonas donde suelen originarse estos procesos; es por esta razón que los MGM suelen analizarse detalladamente, a fin de disminuir esta peligrosidad. En esta tesis se introduce la Transformada Hilbert Huang (THH) para el análisis de MGM, buscando características de frecuencia y amplitud de las señales sísmicas.

Para este fin se utilizaron señales sísmicas de tres tipos de MGM: lahares, aludes de nieve y caídas de roca, provenientes del volcán de Colima en México, el Vallée de la Sionne en Suiza y el Macizo rocoso de Montserrat en España, respectivamente. Para el dominio del tiempo, las señales sísmicas se analizaron a través de las funciones de modo intrínseco (FMI); y para el dominio de frecuencias, se utilizaron el espectro de Fourier y el de Hilbert (EH). Para el análisis del EH, se propuso una representación en cuatro dimensiones (tiempo, frecuencia, amplitud y número de modo), en donde se desplegaron las proyecciones de los planos tiempo – frecuencia (T – F) y tiempo – amplitud (T – A).

En los espectros de Fourier, se encontraron patrones de agrupamiento que concuerdan con los tipos de aludes (POWDER, WET y TRANSITIONAL). En la proyección del plano T – A del EH, se encontraron patrones de correlación positiva y negativa para las señales de aludes de nieve en las FMIs 5 y 6, los cuáles se cuantificaron a partir de un análisis de correlación cruzada y la obtención del coeficiente de correlación de Pearson. Se encontró que las secuencias de correlación también corresponden al tipo de alud.

En cuanto a los lahares, se observó una tendencia de disminución del rango de frecuencias de todos los modos (plano T – F), cuando la parte más densa de la masa se acerca o pasa sobre el sensor. En la proyección de los planos T – A, se logró determinar que hasta la FMI 12, se tiene información del movimiento de la masa, a pesar de que su rango de frecuencias es menor a 1 Hz. Las FMIs superiores ya no muestran información que describa al fenómeno de estudio.

En la proyección del plano T – A, de señales generadas por caídas de roca, se observó que las FMIs 2 y 3, son las que mejor caracterizan las señales, y permiten observar impactos de grandes bloques directamente con el terreno (FMI 2) e impactos indirectos y rodamiento (FMI 3).

La implementación de la THH para análisis de señales sísmicas permitió obtener nueva información de los MGM. La comparación de estos resultados con los obtenidos por medio de métodos tradicionales facilitó la comparación, interpretación y comprensión de los nuevos parámetros obtenidos, tanto de frecuencia como de amplitud.



Palabras clave: Transformada Hilbert – Huang, movimientos gravitacionales de masa, señales sísmicas, funciones de modo intrínseco, espectro de Hilbert.



Abstract

Gravitational mass movements (GMM) are a very hazardous phenomenon that has captured the attention of many scientists who analyzed them, looking to decrease their dangerousness. In this thesis, we are introducing the Hilbert – Huang Transform (HHT) looking for frequency and amplitude features of seismic signals that we can compare among several methodologies.

Here we worked with three different signals related to different GMM: lahars from Volcán de Colima in México, snow avalanches from Vallée de la Sionne in Switzerland and rock fall from Montserrat massif in Spain. Signals were analyzed through Intrinsic Mode Functions (IMF), Fourier spectrum (FS) and Hilbert spectrum (HS). For the HS, we propose a representation in four dimensions (time, instantaneous frequency, amplitude, and mode number), where the projections of the time – frequency (T – F) and time – amplitude (T – A) planes are displayed.

In the FS, we found clustering patterns that agree with the kind of snow avalanches (POWDER, WET and TRANSITIONAL). In the projection of the HS of the T – A plane, we found negative and positive correlations in the snow avalanches signals for IMFs 5 and 6, which were quantified by cross and Pearson correlation coefficient. It was found that correlation sequences also correspond to the type of avalanche.

In lahars we observed a tendency to decrease the frequency range of all IMF (T – F plane) when the densest mass of the flow is near the sensor. In the projection of the T – A plane, it was possible to determine that there is information about mass until IMF 13, even though, frequency range is less than 1 Hz. IMFs upper to 12, do not show information about the phenomenon.

In the T – A plane of rock fall signals, it was observed that the IMF 2 and 3, are the ones that best characterized the signals, they allow us to observe large blocks impacts with the ground (IMF 2) as well as indirect impacts and flows (i.e., IMF 3).

The implementation of the HHT in the seismic signal analysis, allowed us to find new information of GMM. The comparison of this results, with the ones obtained by traditional methods, facilitated the comparison, interpretation and comprehension of new frequency and amplitude parameters.

Key words: Hilbert – Huang Transform, gravitational mass movements, seismic signals, intrinsic mode functions, Hilbert spectrum.

Introducción

Los movimientos gravitacionales de masa (MGM) son fenómenos impredecibles y caóticos que representan un alto grado de peligrosidad a las poblaciones cercanas a las zonas donde se originan. La duración de estos depende del tipo de MGM, por ejemplo, los lahares son fenómenos que pueden durar horas, mientras que los aludes de nieve y las caídas de roca, duran unos cuantos segundos o minutos.

Thouret et al. (2020) mencionan que, dadas las características de los lahares, estos son considerados el tercer fenómeno natural más letal y destructivo, después de los sismos y las inundaciones; y es el segundo más letal, en fenómenos relacionados directamente con volcanes, tan solo después de las corrientes piroclásticas. En la Figura 0.1 se presentan los porcentajes de fatalidad debidos a diversos fenómenos naturales. De acuerdo con estos valores, se observa que los lahares primarios provocan muchos más decesos que los secundarios, siendo estos últimos los más frecuentes. También en la Figura 0.1, observamos a las avalanchas de nieve justo debajo de los lahares secundarios, ocupando el lugar número seis de los fenómenos naturales más letales, pues miles de personas sufren las consecuencias de su ocurrencia.

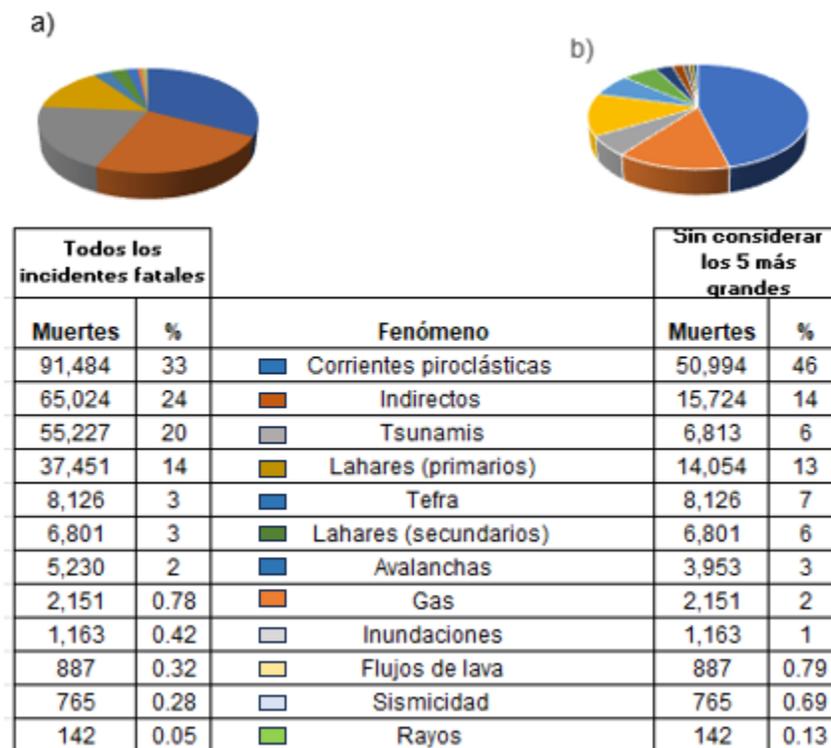


Figura 0.1. Distribución de peligrosidad por fenómenos naturales o desastres, de acuerdo al grado de fatalidad (a) para todos los incidentes y (b) eliminando los cinco más grandes desastres. (Modificada de Thouret et al., 2020).



La naturaleza impredecible de estos procesos y el hecho de que el monitoreo en tiempo real sea logísticamente difícil; hace que, el observar y medir directamente los parámetros de un MGM sea muy difícil. Por lo que en los últimos años diversos investigadores se han dado a la tarea de analizar depósitos, imágenes, modelos y señales sismo-acústicas generadas por los MGM, con el fin de llegar a comprenderlos. Varios grupos de investigación consolidados y dependencias de prevención, como: la Red sísmica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO), el Grupo de Investigación en Riesgos Naturales de la Universidad de Barcelona (UB - RISKNAT Avalanche Research Group) y el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) de México, por mencionar algunos, han desarrollado infraestructura que permite obtener información de este tipo de procesos, sin poner en riesgo la vida de personas y salvaguardando los sensores; de tal forma que los instrumentos instalados en las diferentes redes de monitoreo (p.ej. señales sísmicas, infrasonido, imágenes, etc.), contengan la mayor y mejor información posible, a fin de poder caracterizar los fenómenos que monitorean, de manera remota.

Para caracterizar las señales sísmicas producidas por estos MGM, en este trabajo se plantea el uso de una metodología que parece ser la más adecuada para analizar las señales instrumentales producidas por estos procesos, dadas sus características estadísticas; como es la Transformada Hilbert – Huang (THH). Esta transformada fue desarrollada por el doctor Norden E. Huang en 1998 y consiste en dos pasos: el primero descompone la señal de forma iterativa en funciones de modo intrínseco (FMI) a partir de la obtención de las envolventes de máximos y mínimos. El proceso original de esta descomposición en modos empíricos (DME), presentaba algunos problemas, por lo que decidimos utilizar un método conocido como CEEMDAN (por sus siglas en inglés, Complete Ensemble Empirical Mode Decomposition with Adaptive Noise; en español Descomposición Completa de Modos Empíricos por Conjuntos con Ruido Adaptativo), desarrollado por Torres et al. (2011), que incorpora ruido blanco Gaussiano a la señal; de tal forma que esta se pueda descomponer completamente y disminuya la mezcla de modos. El segundo paso, consiste en obtener la transformada de Hilbert de cada una de las FMIs, de tal forma que se obtiene una gráfica de tres dimensiones: tiempo – frecuencia instantánea – amplitud. Para este trabajo, este tipo de gráfico presentaba problemas al momento de interpretarlo, por lo que decidimos implementar un nuevo despliegue en cuatro dimensiones: tiempo – frecuencia instantánea – amplitud – número de modo; de tal forma que la interpretación a partir de la visualización de los planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud, nos permitió ver más claramente las características de cada uno de los modos de los diferentes MGM que aquí se analizaron.

Esta tesis se desarrollará en 6 capítulos. El primero corresponde a la descripción de los MGM que aquí se analizan, así como estudios previos; en el segundo se hace una descripción de las zonas de estudio y los sensores utilizados para recoger las señales sísmicas. El tercer capítulo describe todos los métodos que se utilizaron para analizar las señales; en el cuarto, se muestran los resultados obtenidos; en el



capítulo 5 se describe un experimento controlado; y finalmente en el sexto se muestran los comentarios y las conclusiones.

Objetivos

General:

- Introducir el método CEEMDAN en la caracterización de las señales sísmicas generadas por distintos movimientos gravitacionales de masa (MGM) para determinar sus parámetros dinámicos y comparar estos resultados con metodologías de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) que tradicionalmente han sido usadas para su caracterización.

Particulares:

- Aplicar la transformada Hilbert – Huang por medio del algoritmo CEEMDAN, para el análisis de las señales sísmicas, con el fin de comprender la dinámica de los MGM estudiados (lahares, avalanchas de nieve y caídas de roca) a partir de sus características de frecuencia.
- Comparar los resultados obtenidos con esta nueva metodología (CEEMDAN) y con el uso del espectro de Hilbert, con los resultados previos de metodologías tradicionales.

Hipótesis de la investigación

Las señales sísmicas generadas por (MGM) son series de tiempo con características estadísticas no lineales y no estacionarias. La transformada de Fourier de tiempos cortos, es una metodología usada tradicionalmente para el análisis de señales generadas por MGM; pero para aplicarla correctamente, es necesario que los datos sean lineales y estacionarios, características que por su naturaleza no cumplen los MGM. Por lo tanto, en esta tesis se propone el uso de la Transformada Hilbert – Huang y la descomposición en modos empíricos por medio de CEEMDAN; de tal forma que se compruebe si esta metodología permite obtener mejores resultados en cuanto a caracterización de señales sísmicas, en comparación con los métodos tradicionalmente usados.



Capítulo 1. Movimientos gravitacionales de masa

El término *movimiento de masa* ha sido definido por varios autores, en donde la mayoría coinciden en definirlo como el movimiento de material litológico pendiente abajo, impulsado por la gravedad, en donde puede verse involucrado un volumen de agua. Es importante recordar que, los MGM son el resultado de diversos elementos, donde la configuración morfológica, la evolución de las laderas (Brunsden, 2002; Griffiths et al., 2002 y Hutchinson, 1995, como se citó en Aristizábal, 2010) y el material suelto disponible, son factores de suma importancia para la ocurrencia de cualquiera de los MGM.

Soeters y Van Westen (1996) describen a los MGM como el producto del cambio en las condiciones geomorfológicas, hidrológicas y geológicas, debido a procesos geodinámicos, vegetación, uso de suelo y diversas actividades humanas. En muchas ocasiones, la ocurrencia de un factor externo que disminuya la resistencia del material o incremente los esfuerzos en una ladera, como en el caso de: un sismo, precipitaciones extraordinarias, ruptura de lagos o derretimiento de nieve o hielo, provocan el movimiento de estas masas de material deleznable.

Los factores que controlan la ocurrencia y distribución de MGM se clasifican en dos grupos (Wu y Sidle, 1996),

- Variables cuasi – estáticas o condicionantes, tales como: geología, propiedades geotécnicas del suelo, elevación, pendiente, topografía y el patrón de desagüe a largo plazo, los cuáles contribuyen a la susceptibilidad en la ocurrencia de deslizamientos (MGM).
- Variables dinámicas o detonantes, son las que tienden a inducir los MGM en un área, con una susceptibilidad dada; tales como el cambio en el nivel de saturación de agua y el grado de cohesión. Algunos otros factores como los procesos hidrogeológicos y las actividades humanas también pertenecen a estas variables.

1.1 Clasificación de los (MGM)

Los MGM se clasifican desde diferentes enfoques y siguiendo diferentes características. Los criterios que utilizan Cruden y Varnes (1996), así como Vargas (2000), se basan en la descripción del material y del tipo de movimiento. Aristizábal (2010) menciona que el criterio de clasificación más conocido y aceptado es el actualizado por Cruden y Varnes (1996), en donde ellos dividen los MGM en cinco

grupos, dependiendo de su comportamiento cinemático los cuales son: caídas, Topples, deslizamientos, propagaciones y flujos. Vargas (2000) se encargó de hacer una traducción al español y al francés para la mejor comprensión de los nombres provenientes del inglés; y plantea una clasificación basándose en la de Cruden y Varnes (1996) entre otras, por lo que a continuación se describe dicha clasificación.

Caídas, desprendimientos, desplomes. Disgregación rápida de un volumen de material litológico. Este movimiento ocurre generalmente en zonas de alta pendiente y la gravedad es el motor principal del movimiento. Los tres términos indican procesos similares en donde se distinguen solamente por la magnitud del fenómeno. Las caídas son intermitentes en caída libre, relacionadas a escarpes de roca dura y fracturada. Los desprendimientos producen disgregación de masa, ya sea suelo, roca fracturada o descompuesta y existe un descenso súbito con fragmentación de material a lo largo del camino. Por su parte, en los desplomes se colapsa una masa litológica de volumen considerable sobre la base o pie del desprendimiento, formando un depósito caótico (Figura 1.1).

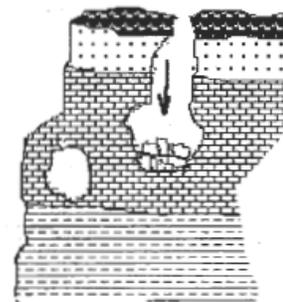


Figura 1.1: Ejemplo de un desplome. Tomado de Vargas (2000).



Figura 1.2: Ejemplo de un flujo de lodo. Tomado de Vargas (2000).

Flujos: Comúnmente los flujos son caracterizados como movimientos rápidos, compuestos por lodo (Figura 1.2), pero también pueden ser lentos y estar compuestos por roca y suelo no saturado. Se diferencian de los deslizamientos, debido a que los flujos tienden a seguir un cause o drenaje. Se caracterizan por presentar baja cohesión y generalmente se originan en materiales de textura fina (limos y arcillas), pero pueden llegar a transportar materiales rocosos de mayor tamaño, como bloques, incorporándolos a la mezcla durante su transporte. Para estos movimientos, el principal agente dinámico es el agua, que satura al material litológico y éste comienza a fluir cuando supera el límite de

plasticidad. Estos fenómenos son de ocurrencia intermitente y con velocidades de desplazamiento, variables.



Deslizamientos: movimientos caracterizados por desarrollar una o varias superficies de ruptura, una zona de desplazamiento y una zona de acumulación de material bien definida. Ocurren sobre laderas de pendientes suaves a escarpadas, sobre todo tipo de material litológico, a diferentes velocidades y pueden ser operados por uno o varios agentes de movimiento (agua, hielo, viento).

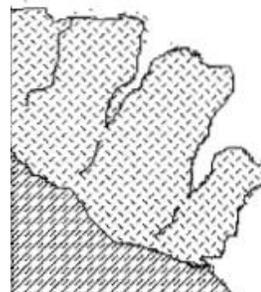


Figura 1.3: Ejemplo de un volcamiento. Tomado de Vargas (2000).

Volcamientos: Movimientos producidos sobre una ladera o un talud debido a los colapsos de material rocoso. El movimiento se produce por la acción de la gravedad y por la rotación hacia delante de las rocas alrededor de un punto de giro (Figura 1.3).

Propagación lateral: Desplazamientos de terreno en sentido lateral o casi horizontal. Se relacionan con fenómenos de Licuación o movimiento de los materiales con comportamiento plástico por actividad sísmica.

Hundimiento o subsidencia: Son movimientos de terreno que presentan un desplazamiento subvertical, son lentos y progresivos. Son causados por ablaciones profundas, efecto de estructuras tectónicas, disolución química de rocas, diagénesis de sedimentos o causas artificiales como extracción de agua, minas, etc. Se manifiesta como una depresión topográfica y sin ruptura aparente, a veces se forman cunetas poco profundas.

Reptación: Movimiento que ocurre en la superficie, cuyos materiales con una cohesión baja (favorecidos por el agua), presentan un movimiento lento y continuo. Este movimiento desarrolla ciertas geformas que permiten su detección, como se observa la Figura 1.4.

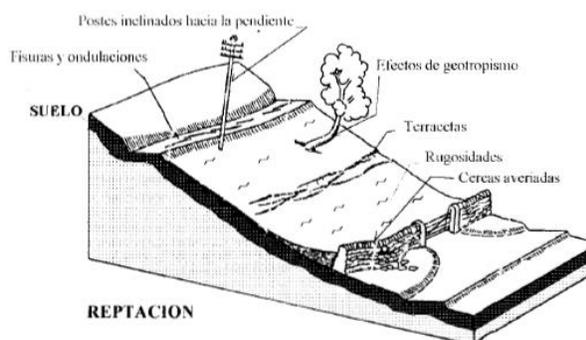


Figura 1.4: Ejemplo de movimiento de reptación. Tomado de Vargas (2000).

Movimientos complejos: Cuando se presenta una combinación de dos o más MGM.

Avenidas torrenciales (debris): Se forman cuando se pueden observar uno o más MGM con una magnitud considerable sobre un cause estrecho y profundo. Forma una masa semilíquida con gran velocidad y poder de arrastre. Pueden ser de régimen hidrológico temporal o permanente.

Avalanchas (aludes): Se producen por desprendimiento de un cuerpo de nieve o hielo, a través de fracturas o superficies determinadas por cambios de densidad existentes entre materiales. El agente principal es la gravedad. Pueden ir desde

pequeños flujos superficiales hasta gigantescas masas destructivas. Las avalanchas más frecuentes y las más peligrosas son las de nieve fresca, posteriores a un periodo de nevada.

1.2 Sismología aplicada al análisis de MGM

La detección sísmica en tiempo real o cuasi real de eventos naturales asociados con MGM, como deslizamientos de ladera, flujos de escombros, caídas de roca y avalanchas de nieve, pueden proveer advertencias oportunas a las personas, para reducir el riesgo asociado (Suriñach et al., 2005).

Ante el análisis de las señales sísmicas generadas por MGM realizado por varios autores, se ha concluido que estas ondas son el resultado de tracciones, que varían espacial y temporalmente, aplicadas a la superficie de la Tierra por el material en movimiento. La habilidad para detectar ondas sísmicas para un MGM en un rango de frecuencia específico depende del tipo y tamaño del evento, la proximidad y ancho de banda del instrumento y el nivel de ruido (Allstadt et al., 2018).

Fuentes naturales como sismos, volcanes o MGM; así como fuentes artificiales como las explosiones, generan ondas sísmicas que se propagan por el medio y contienen información de la localización y naturaleza de la fuente, así como propiedades físicas del medio en que se propagan, así lo explica Pérez – Guillén (2016) quién resume el uso de la sismología para diferentes desastres naturales, monitoreados con estaciones sísmicas, destacando que la sismología y vulcanología, son precursores al monitoreo de MGM (Figura 1.5).

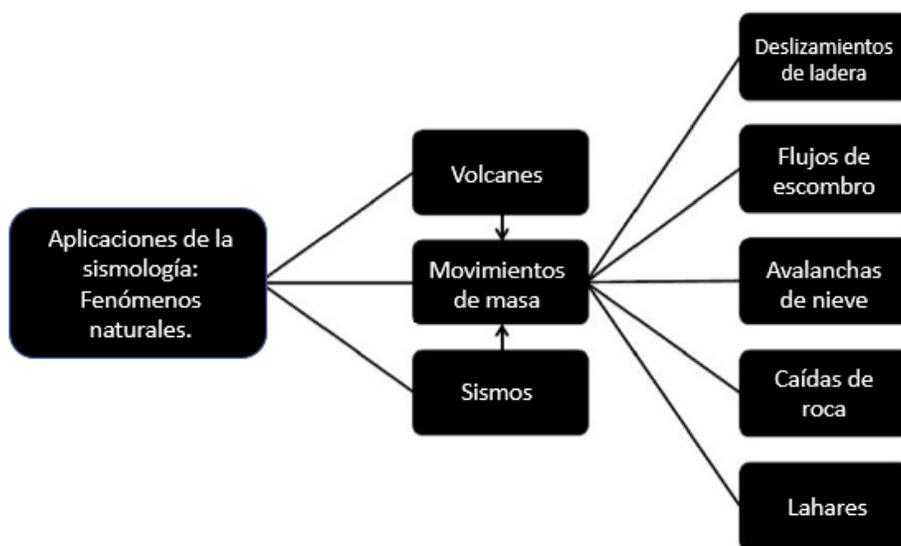


Figura 1.5: Esquema de las principales aplicaciones de la sismología al análisis de fenómenos naturales a partir de estaciones sísmicas, tales como: volcanes, sismos y MGM (modificado de Pérez – Guillen, 2016).

El análisis de señales sísmicas en tiempo, así como el uso del espectrograma, ha permitido obtener una gran cantidad de información de los diferentes tipos de MGM que se han analizado. La velocidad y la descarga de flujo son algunos de los parámetros dinámicos que han podido obtenerse con estas metodologías. También se han aplicado técnicas combinadas para su análisis, en algunas zonas de estudio, no solo se obtienen señales por medio de sismómetros, sino también por medio de otro tipo de sensores como acelerómetros, infrasonido y medidores de presión, así como el uso de cámaras para observar los eventos por medio de imágenes; y de esta forma, poder comparar lo que se observa en las señales de los instrumentos con lo que pasa en tiempo real.

Una característica importante y única de los MGM, es que las señales presentan un aumento de forma exponencial en la amplitud (Figura 1.6), generado por el acercamiento de la masa al sensor, esta característica también puede verse reflejada en el espectrograma, pues en cuanto la masa comienza a moverse, es notorio un incremento tanto en amplitud como en el rango de frecuencias a lo largo del tiempo, lo cual se observa que también aumenta de forma exponencial (Figura 1.7), llegando a valores máximos cuando la masa pasa sobre (o lo más cerca posible) al sensor, Suriñach et al. (2005) hacen mucho énfasis en la forma exponencial del espectrograma y lo relaciona con la atenuación anelástica, la expansión geométrica y la incorporación de masa.

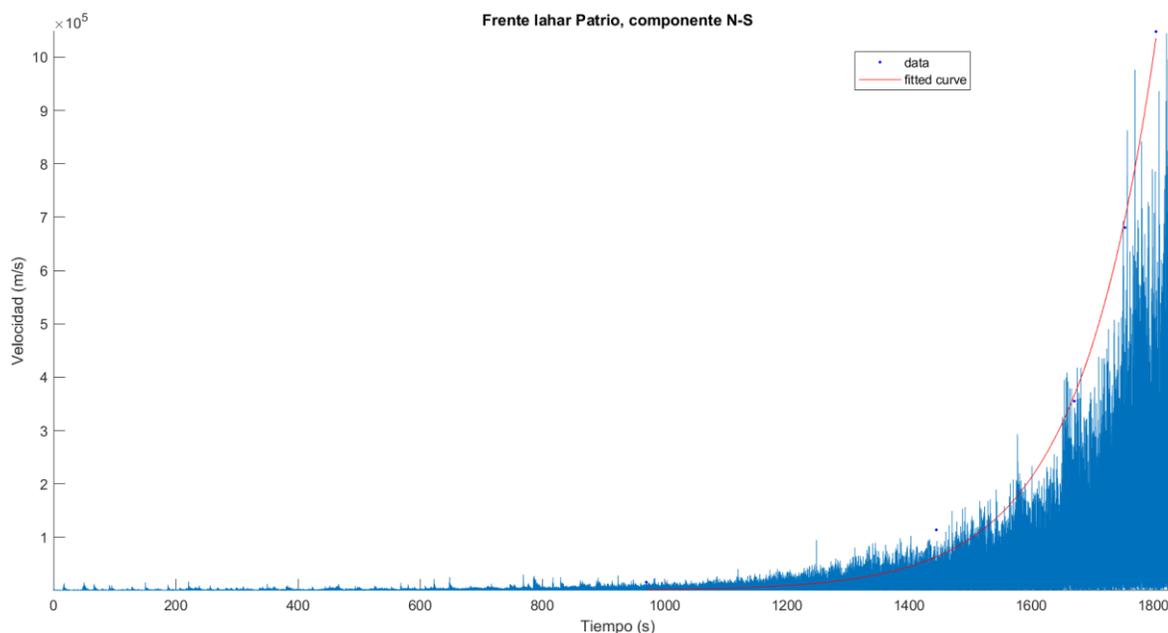


Figura 1.6: Incremento exponencial en las amplitudes de la señal sísmica generada por un MGM (el lahar Patrio desarrollado en el Volcán de Colima fue caracterizado por Vázquez, 2016).

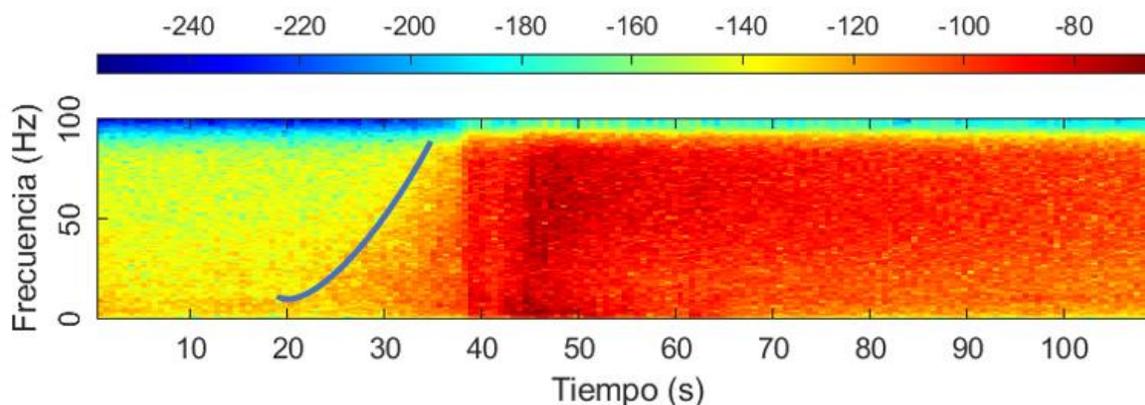


Figura 1.7: Espectrograma de un alud de nieve tipo TRANSITIONAL (TRANS11), donde se muestra la forma exponencial del incremento en las amplitudes y en el rango de frecuencias conforme la masa se aproxima al sensor.

Esto ha permitido utilizar las mismas técnicas (con pequeñas variaciones) para el análisis de las señales generadas por diferentes MGMs, siendo las avalanchas de nieve las que más han sido analizadas hasta ahora. A partir de estas características, autores como Suriñach y Flores – Márquez (2022), han obtenido modelos de ajuste para la obtención de la velocidad del frente, a partir de la señal sísmica en tiempo y han aplicado la transformada Hough para obtener la velocidad del frente de la masa a partir del espectrograma (Figura 1.7).

1.3 Lahares

La palabra *lahar* tiene su origen en Indonesia y ha tenido una historia confusa e interesante. Fue introducida por primera vez en 1929 por Scrivenor, para describir un catastrófico flujo de escombros volcánicos y agua. Para 1949 Van Bemmelen dio otra definición más compleja, en donde dice que los lahares son brechas volcánicas transportadas por agua, flujos de lodo que contienen escombros y bloques angulosos de origen volcánico. Posteriormente, Yano y Daido (1965) y Johnson (1970), empezaron a utilizar el término para denominar a flujos volcánicos de escombros y los depósitos de éstos (Rodolfo y Arguden, 1991).

Smith y Fritz (1989), lo definen como una mezcla de rocas y agua lodosa, que fluye rápidamente por la ladera de un volcán sin referirse al depósito, siendo esta, la cita más concurrida en publicaciones posteriores.

Los lahares se pueden clasificar según su relación con la actividad volcánica. Los lahares sin – eruptivos son aquellos que se pueden presentar de manera contemporánea a la actividad magmática (Figura 1.8), y los post – eruptivos, ocurren en un periodo corto posterior a la erupción, dentro del periodo de respuesta a la

actividad volcánica (Manville et al., 2009). Los lahares secundarios, son aquellos que no tienen una relación directa con la actividad eruptiva y usualmente son provocados por la re-movilización de depósitos de flujos piroclásticos y cenizas a causa de la precipitación (Guerrero et al., 2018). Otros mecanismos que desencadenan un lahar son la transformación directa de una avalancha de escombros, el rápido derretimiento de nieve y/o hielo durante erupciones o la ruptura de un lago (Pierson y Major, 2014).

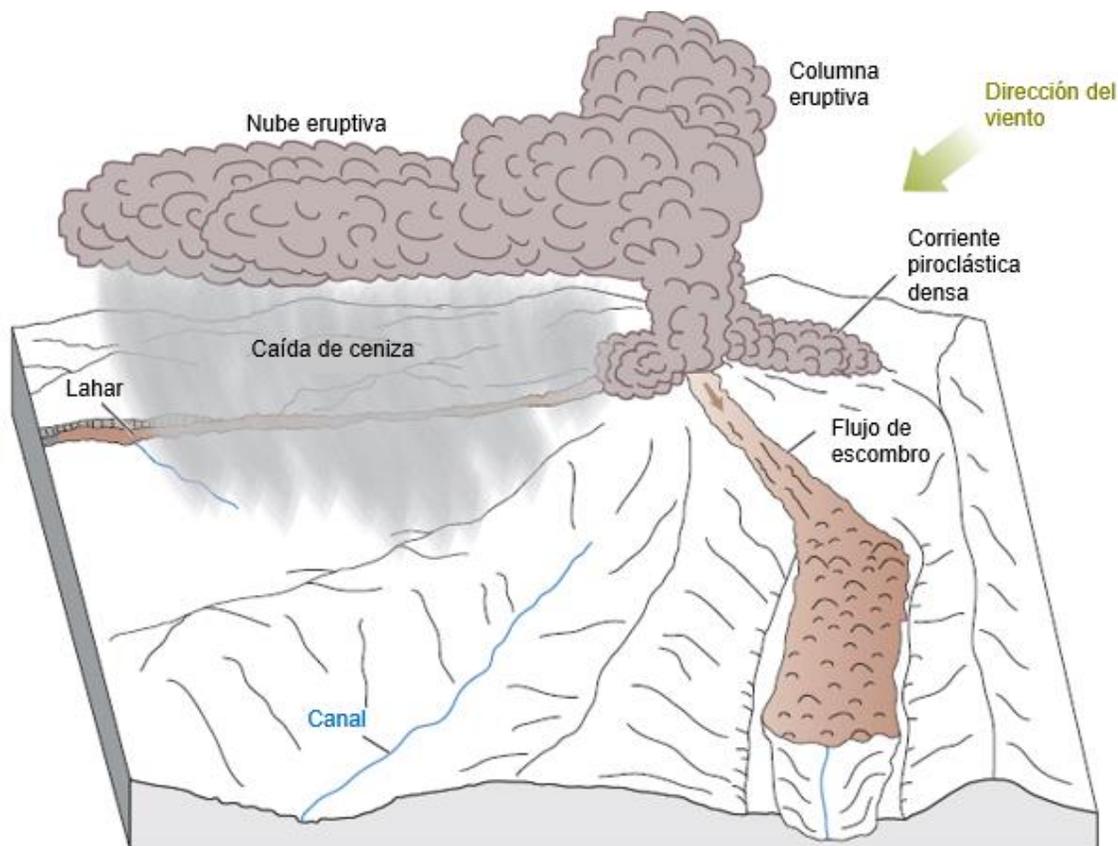


Figura 1.8: Diagrama ilustrativo de una erupción explosiva y la respuesta subsecuente del paisaje. Se observa caída de ceniza, corriente piroclástica, flujo de escombros y un lahar sin – eruptivo (Modificada de Pearson y Major, 2014).

1.3.1 Composición de un lahar

Los lahares consisten en materiales saturados de agua, en ellos, la fase líquida y la fase sólida interactúan y tienen una importante influencia en el comportamiento de este tipo de flujos. La formación de un lahar requiere de cuatro elementos principales: una fuente adecuada de agua, mucho material no consolidado conformado típicamente por flujos piroclásticos, depósitos de caída y suelo, pendientes comúnmente mayores a 25° y un mecanismo de detonación. Las fuentes

de agua, pueden ser agua hidrotermal, rápido derretimiento de nieve y hielo, lagos de cráter y lluvias atípicas (Vallance e Iverson, 2015).

Los lahares se clasifican en flujos hiperconcentrados y flujos de escombros, dependiendo del contenido de agua y del porcentaje de fase sólida y se pueden transformar de uno a otro a lo largo de su recorrido. Para que se considere un flujo hiperconcentrado, debe contener entre 20 y 60% de sedimentos del total del volumen (Beverage y Culbertson, 1964, citado por Vázquez, 2016) y para considerarlo un flujo de escombros, la concentración de sedimentos debe ser mayor al 60% del volumen total (Pierson y Costa, 1987, citado por Vázquez, 2016).

Los lahares se pueden dividir en tres segmentos sucesivos (Figura 1.9), los cuales se caracterizan por su contenido de material sólido y la velocidad con que se mueve:

1. La cabeza o frente: se caracteriza por contener la parte más densa del MGM y que alcanza la máxima velocidad.
2. El cuerpo: representa la mayor parte del lahar y se caracteriza por oleadas diluidas de material que se incorporan a la mezcla.
3. La cola: representa la parte final del fluido y presenta la menor concentración de sedimentos.

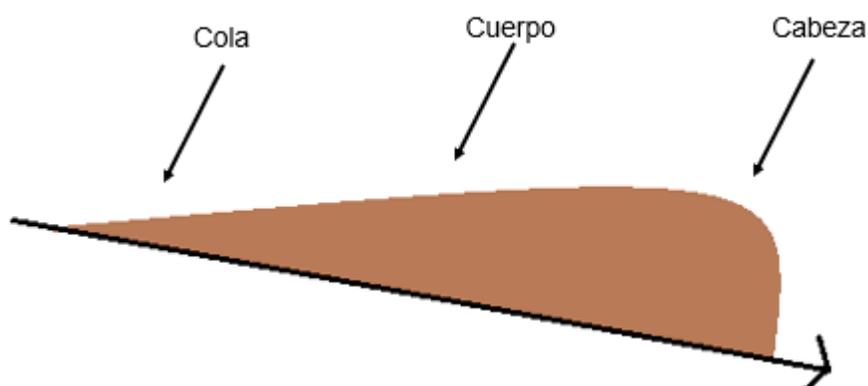


Figura 1.9. Esquema que identifica las partes de un flujo conforme desciende de las laderas de un volcán. La cabeza es la parte más densa, contiene los clastos más grandes; el cuerpo presenta la mayor parte del lahar y se caracteriza por contener a las oleadas diluidas; y la cola, corresponde al final del MGM y presenta la menor concentración de sedimentos.

1.3.2 Estudios previos enfocados a lahares

Debido al peligro relacionado a la ocurrencia de lahares para las personas que viven en las laderas de un volcán, se ha convertido en un tema de interés desarrollar métodos que permitan conocer y obtener ciertas características (lo más parecidos a la realidad) de estos, por medio de diversas metodologías. Por ejemplo, autores



como Muñoz – Salinas et al. (2007), utilizaron la técnica de superelevación; la cual, tiene como base características físicas de los fluidos y medidas geodésicas obtenidas de los depósitos acumulados. Es un método muy sencillo, y presenta una precisión aceptable (los resultados difieren menos de un 15% de los obtenidos por métodos directos). También se han realizado análisis probabilísticos del peligro asociado a flujos laháricos mediante software que se utiliza para elaborar modelos computacionales, tal como lo presenta Rodríguez (2017), donde genera escenarios hipotéticos, de tal forma que se obtienen características del flujo, tales como: velocidad, presión dinámica, concentración y altura de inundación.

La sismología es un campo que ha tenido una gran aceptación en el análisis de MGM, incluso se ha incursionado en este campo, desde la vulcanología. Actualmente varios tipos de sistemas de sensores se han instalado en volcanes activos alrededor del mundo, principalmente para monitorear y detectar la ocurrencia y las variaciones espaciales y temporales de lahares, especialmente aquellos que son desencadenados por lluvia. En particular el análisis y la cuantificación de señales sísmicas generadas por lahares, se ha llevado a cabo por medio de sistemas de control acústico del flujo, sismómetros de banda ancha o una combinación de los dos, como lo describen Vázquez (2016), quién a partir de un análisis de series de tiempo, espectrogramas y espectros de potencia, determinó varios aspectos de la señal sísmica de un lahar, así como, las velocidades del frente del flujo, a partir del uso de la función de correlación.

En el campo de la sismología aplicada exclusivamente a lahares, es necesario seguir incursionando e incluso aplicando metodologías existentes para otros tipos de MGM, pues para el caso de lahares, no se tiene tanta información como en el caso de los aludes de nieve.

1.4 Avalanchas de nieve

Sanz – Ramos, et al. (2020) definen una avalancha de nieve como el movimiento, parcial o completo, de la capa de nieve situada sobre otra capa de nieve o directamente sobre el terreno, pasando de un estado sólido a fluido. Schweizer et al. (2003) menciona los factores que desencadenan una avalancha, pueden ser internos como la temperatura, densidad, humedad y tipo de nieve; así como externos, tales como viento, gradiente y deposición de nieve nueva.

1.4.1 Partes de una avalancha de nieve y clasificación

Dependiendo de la forma en que la avalancha de nieve evoluciona según sus propiedades físicas, La comisión internacional de nieve y hielo de la UNESCO,



publicó en 1981, un sistema para clasificarlas según microestructuras, forma o tamaño de grano, densidad de la nieve, contenido de agua líquida, temperatura de la nieve, etc.

En esta tesis, se considera la clasificación usada por Vilajosana (2008), Pérez – Guillén (2016) y Roig – Lafon (2021), basada en la densidad y cohesión de la nieve, que se relaciona directamente con la temperatura y el contenido de agua de la avalancha. La clasificación es: *PSA (Powder Snow Avalanche; avalancha de nieve polvo)*, *WSA (Wet Snow Avalanche; avalancha de nieve húmeda)* y *Transitional snow avalanche (avalancha transicional)*, las cuales se describen a continuación.

PSA (avalancha de nieve polvo)

Su estructura consiste en dos estratos principales, un aerosol superior (polvo) y un centro denso en una posición basal (Figura 1.10).

El estrato de aerosol tiene una baja densidad y es el que se mueve más rápido, contrario al centro denso que aún está seco y es más lento. Gracias a la interacción entre la avalancha con la cobertura de nieve y su posición en el cuerpo de la avalancha, se definen tres partes de la avalancha: el frente, la región intermedia y la cola. El frente se caracteriza por una densidad baja y una alta velocidad. La región intermedia se identifica gracias a grandes fluctuaciones de energía generadas por colisiones con la cobertura de nieve, así como altas velocidades en todos los estratos del flujo de la avalancha. Estos factores provocan arrastre de nieve, uno de los factores que provocan la generación de una nube de polvo. La cola se caracteriza por un flujo denso con mayor fricción basal de tal forma que presenta menor velocidad.

WSA (Avalancha de nieve húmeda)

La estructura de flujo de una avalancha de nieve húmeda se caracteriza por tener solo una capa densa con mayor humedad y más cohesiva que en el caso de una PSA. En este tipo de avalanchas se definen dos partes: el frente y la cola. La velocidad del frente puede ser más rápida que la velocidad de la cola. El arrastre de nieve es provocado por el frente de la avalancha y puede generar deposición a los costados del flujo, de forma paralela a la dirección del flujo.

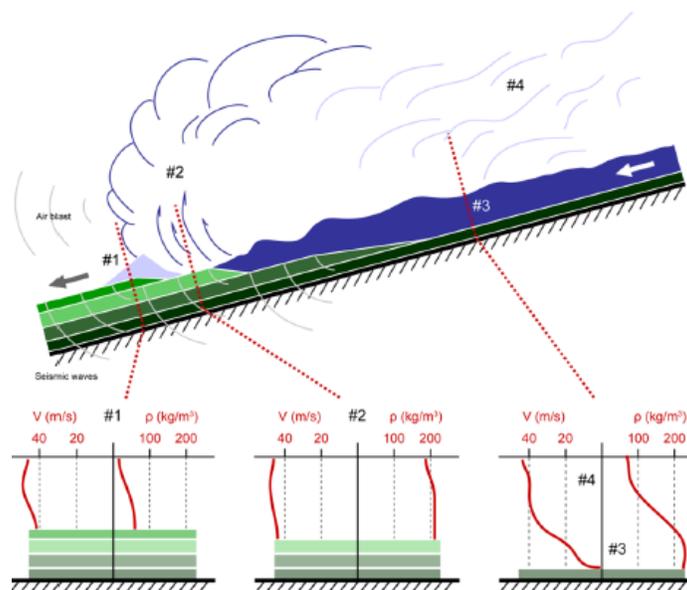


Figura 1.10: Diagrama de la estructura de una avalancha tipo PSA. Los estratos de la cobertura de nieve se muestran en color verde. #1 es la región frontal, #2 la región de intermitencia, #3 el centro denso como la capa basal y #4 la nube de polvo. En las figuras inferiores, los perfiles verticales en color rojo muestran las velocidades y densidades que definen cada parte. (Tomado de Roig – Lafon, 2021).

Transitional (avalancha transicional)

Las avalanchas, al igual que en el caso de los lahares, no mantienen siempre su reología a lo largo de su trayectoria. Cuando aparecen cambios en el contenido de agua de una avalancha, se generan cambios en el comportamiento de esta y en el régimen del flujo. El cuerpo de las avalanchas incorpora más agua a menores altitudes debido a la presencia de aire más caliente o mayor contenido de agua en la cobertura de nieve (debido a lluvia o nieve derretida). Este incremento en el contenido de agua produce un incremento en la densidad y cohesión de la nieve. Las avalanchas de nieve transicionales son más grandes en tamaño y se relacionan con las condiciones meteorológicas.

1.4.2 Estudios previos de avalanchas de nieve

Suriñach et al. (2000), realizaron experimentos con avalanchas de nieve, con el fin de obtener una correlación entre las señales sísmicas generadas por su movimiento e imágenes de video, en donde concluyen que es necesario un volumen suficiente de nieve para que la energía sísmica que estas generan sea detectada por los instrumentos. También mencionan que la diferencia de energía entre las señales recogidas por las diferentes componentes de los sensores se debe a las diferentes particiones de la energía sísmica debido a las discontinuidades del medio y a procesos de dispersión debido a heterogeneidades laterales. Vilajosana (2008),



hace un análisis de señales sísmicas en diferentes sitios de estudio y diferentes tipos de MGM. El autor hace un análisis de los espectrogramas de las señales y determina, a partir de la señal en el tiempo, que la mayor parte de la energía sísmica radiada por la avalancha es debido al frente. Dicho autor, es el primero que introduce el uso de la descomposición empírica de modos para analizar las vibraciones de un mástil, generadas por el impacto de la avalancha de nieve. Pérez – Guillén (2016), realizó un análisis de señales sísmicas generadas por avalanchas de nieve en el dominio del tiempo y el dominio de la frecuencia con lo cual, logró conocer el mecanismo de formación de avalanchas, particularmente aquellas desencadenadas por un sismo, además de caracterizar la dinámica de la avalancha e inferir las propiedades inherentes del flujo sin ningún otro tipo de medida.

La sismología generada por aludes de nieve es ampliamente aplicada y estudiada por diversos autores desde hace algunos años. Las técnicas que estos autores han utilizado nos sirvieron como base para lo que en esta tesis se pretende, buscando aplicar sus técnicas al estudio de señales sísmicas generadas por lahares, avalanchas de nieve y caídas de roca, de tal manera que podamos comparar lo que ellos obtuvieron con nuestros resultados.

1.5 Caída de rocas

Varnes (1978) define la caída de rocas como una masa de cualquier tamaño que se desprende de una ladera y desciende por caída libre, arrastre o rodamiento, son procesos que pueden ser muy rápidos o extremadamente rápidos. El material que cae suele golpear el talud inferior con un ángulo menor que el ángulo de caída, lo que hace que rebote (Figura 1.11). La masa que cae se puede romper en el impacto y puede rodar en pendientes más pronunciadas y continúa hasta que el terreno se vuelve plano (Highland y Bobrowsky, 2008).

A continuación, se muestran algunas características de caída de rocas, descritas por Highland y Bobrowsky (2008):

Incidencia y tamaño / rango relativo

Las caídas de rocas son comunes en laderas empinadas o verticales, así como en zonas costeras y a lo largo de playas rocosas, ríos y arroyos. El volumen puede variar sustancialmente, desde rocas individuales hasta grandes bloques de miles de metros cúbicos.

Mecanismo de inicio

La caída de rocas es producida por el socavamiento de la pendiente por procesos naturales de erosión, tales como: arroyos, ríos o intemperización diferencial, actividades humanas como excavaciones y la construcción o mantenimiento de

carreteras, temblores u otras vibraciones intensas; las cuáles, provocan que el material pierda estabilidad y caiga.

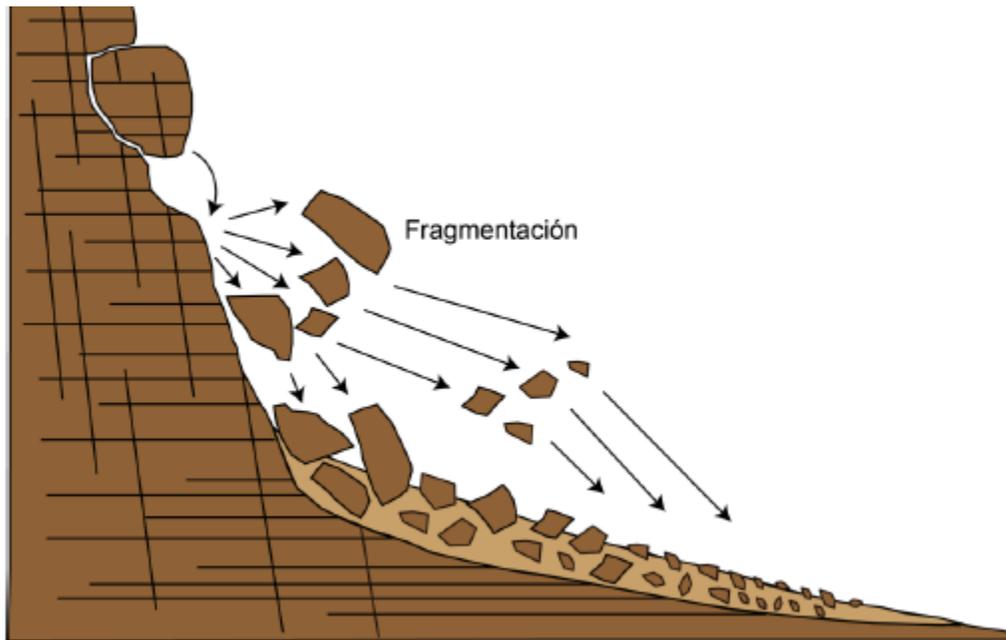


Figura 1.11: Esquema ilustrativo de una zona afectada por caída de rocas (Modificada de Royán, 2015).

Efectos (directos o indirectos)

El material que cae por este tipo de fenómenos puede ser potencialmente mortal. Las caídas pueden causar daños a las propiedades, estructuras e incluso causar decesos humanos. Los daños a carreteras y ferrocarriles son particularmente elevados, pues pueden causar bloqueos a carreteras y vías férreas.

Medidas correctivas / mitigación

Generalmente se utilizan muros y mallas de contención u otras cubiertas para cubrir las laderas. También se usan pernos de roca u otros similares para estabilizar los acantilados; incluso hay zonas en donde se realizan voladuras con explosivos, de superficies o laderas de peligro a fin de eliminar la fuente de riesgo.

Previsibilidad

La cartografía de las zonas de caída de rocas se ha llevado a cabo en algunas regiones del mundo. También se han hecho cálculos del rebote de rocas y se han determinado métodos de estimación para delimitar el perímetro de las zonas de caída de rocas. Existen algunos indicadores de caída inminente como rocas fracturadas unidas a pendientes pronunciadas, terrenos rocosos o con salientes.



1.5.1 Estudios previos enfocados a caída de rocas

Los métodos utilizados para el análisis de señales generadas por caída de rocas son muy similares a los utilizados para lahares y avalanchas de nieve, en cuanto a señales sísmicas. Por ejemplo, Vilajosana et al. (2008), realizaron un análisis de las señales en tiempo y en frecuencia, a partir del uso de la transformada de Fourier en tiempos cortos. Estos autores caracterizaron la señal a partir de la comparación entre señales sísmicas e imágenes tomadas por video o fotografía, de tal forma que relacionaron los picos de amplitud, con los eventos que los generaron, como son impactos y rodamientos. Además, por medio del análisis de movimiento de partícula, lograron localizar los puntos en que se realizaron las explosiones, así como los sitios de impacto. Allstadt et al. (2018), describen el uso de señales sísmicas y de infrasonido para el análisis de caída de rocas, en donde a partir del uso del espectrograma y del espectro de potencias, observan características de amplitud y frecuencia, propios de caída de rocas y otros eventos relacionados.

Royán (2015) y Rayán et al. (2016), describen el uso de la tecnología Light Detection and Ranging (LiDAR), como un método que ha permitido obtener modelos muy precisos de la superficie rocosa para poder analizarlos y caracterizarlos con gran detalle y con un bajo riesgo. Lo que buscan por medio de esta técnica es caracterizar las discontinuidades que afectan un macizo rocoso, de tal forma que se pueda evaluar la estabilidad y el grado de peligrosidad de un macizo rocoso.

Del mismo modo, Guinau et al. (2019), analizan señales sísmicas de eventos de caída de rocas, uno provocado y uno de ocurrencia natural. Muestran la forma en que deducen el volumen de las rocas desprendidas durante una caída de rocas, en la Riba España, a partir del uso de la tecnología LiDAR y fotografías. Por medio de señales sísmicas, logran determinar tanto el tiempo de ocurrencia del deslizamiento y su localización, por medio de análisis de movimiento de partícula.



Capítulo 2. Descripción de las zonas de estudio

En esta tesis, se trabajó con datos de tres zonas diferentes. Los datos sísmicos generados por lahares fueron registrados en el volcán de Colima, ubicado en el estado de Colima, México. Los datos generados por las avalanchas de nieve provienen de un sitio experimental conocido como Vallée de la Sionne, ubicado en Sion, en el centro de Valais, Suiza. Los datos de caída de rocas provienen del macizo rocoso de Montserrat, en Cataluña, España. Las características de estos sitios se describen a detalle, a continuación.

2.1 Volcán de Colima

El Volcán de Fuego de Colima o Volcán de Colima, es un estratovolcán andesítico, localizado a $19.514^{\circ} - 19.580^{\circ}$ N y $103.620^{\circ} - 103.626^{\circ}$ W, cuenta con una elevación de 3850 m sobre el nivel del mar (Figura 2.1). Se ubica en la región conocida como Graben Central de Colima, específicamente en la porción sur del rift de Colima (López – Loera et al., 2011). Este volcán, forma parte del complejo volcánico de Colima (CVC), que es una cadena volcánica alineada de norte a sur, por los volcanes Cántaro, Nevado de Colima y el propio volcán de Colima. La actividad de CVC se inició con la formación del volcán el Cántaro hace 1.7 Ma, continuó con la formación del Nevado de Colima 17 km al sur, terminando con la formación del Volcán de Colima, cuya actividad empezó hace aproximadamente 50 ka años (RESCO, 2022).

El Volcán de Colima, es uno de los volcanes más activos de México y Norteamérica. Presentando actividad explosiva importante en 1903, 1913, 2004 – 2005 y 2013 – 2017; así como actividad efusiva de menor magnitud (RESCO, 2022) Debido a que la actividad eruptiva del Volcán de Colima cuenta con el registro histórico más completo de los volcanes mexicanos, ha permitido una gran cantidad de estudios sobre su gran actividad.

El Volcán de Colima, tiene un volumen aproximado de 10 km^2 y se encuentra compuesto por una alternancia de depósitos de flujo piroclásticos y de caída, así como derrames andesíticos que han alcanzado hasta 15 km desde el cráter (Macías J. L., 2005). La erupción explosiva mejor documentada de este centro volcánico, fue la ocurrida en 1913, la cual comenzó con una serie de explosiones que generaron densas nubes de vapor y ceniza, las cuales continuaron con una columna pliniana, que provocó una densa lluvia de ceniza que cayó principalmente sobre las ciudades de Zapotlán y La Barca, en Jalisco; alcanzando incluso la ciudad de Coahuila, Saltillo (Macías, 2005).

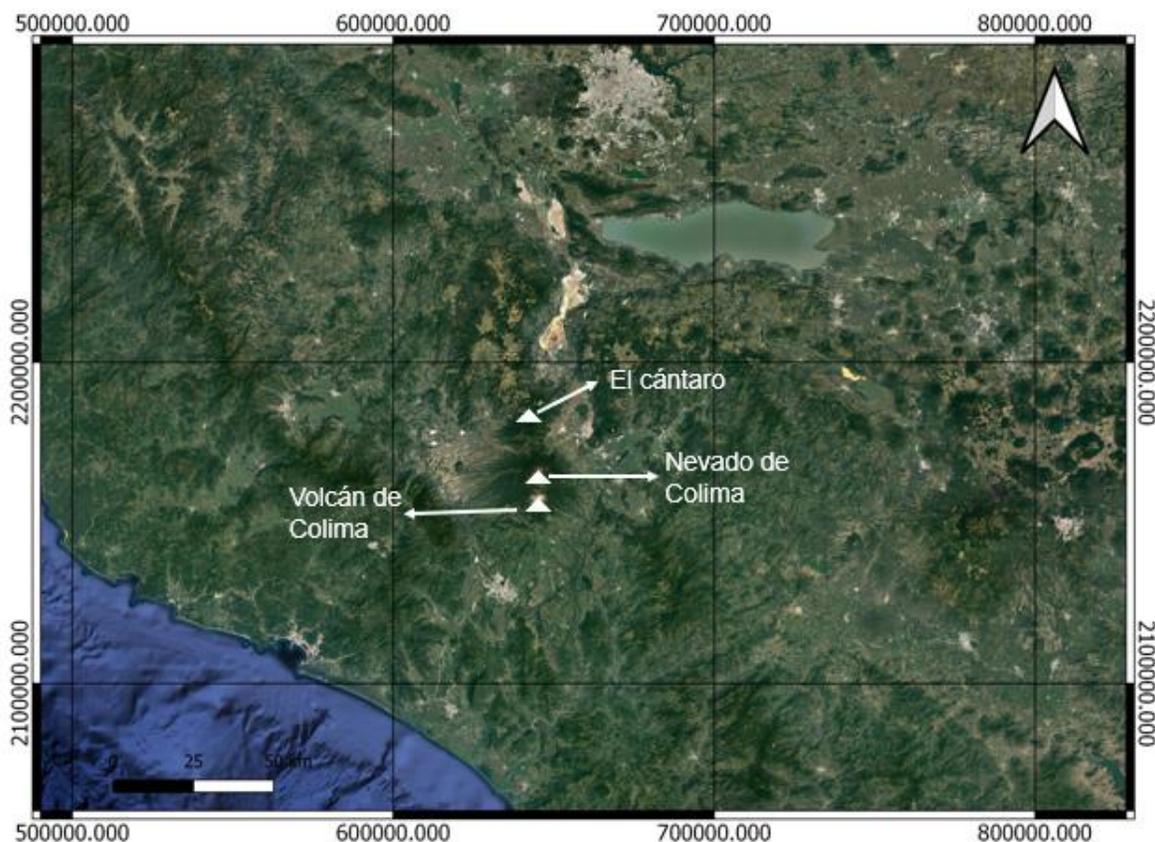


Figura 2.1: En el mapa, los triángulos blancos representan el complejo volcánico de Colima; de forma descendente se observa el Volcán el Cántaro, el Volcán Nevado de Colima y el Volcán de Colima.

La pendiente del Volcán de Colima varía de los 40° a los 10° y es 1640 m más alto que el área que lo rodea. Las barrancas principales en donde se suelen originar lahares se localizan en los flancos E – S – W del cono del Volcán de Colima, siendo las más activas: Lumbre, Santa Cruz-Cordoban, San Antonio, Montegrande, Muerto y Arena; siendo las dos primeras, drenajes permanentes del volcán. Todas estas barrancas se encuentran en la parte sur del volcán y se caracterizan por pérdida de material que puede ser fácilmente erosionado (Vázquez, 2016).

2.1.1 Lahares en el Volcán de Colima

El fenómeno de lahares se ha presentado en el Volcán de Colima, prácticamente desde su formación, ya que, en este sitio, su desarrollo se encuentra asociado directamente a la actividad eruptiva, y al hecho de que en su mayoría, son detonados por lluvias intensas (durante la época de lluvias); siendo estos dos

factores, los que controlan el volumen y la frecuencia de estos fenómenos en el volcán.

Como ya se mencionó anteriormente, las principales barrancas en las que se generan con mayor frecuencia los lahares son las barrancas Lumbre y Montegrando. Aunque, de estas dos, en la Lumbre se tiene una menor ocurrencia de estos fenómenos, pero cuando ocurren, son de mayor magnitud; de forma contraria, en la barranca Montegrando, los lahares son más pequeños en magnitud, pero ocurren con mayor frecuencia, reportando un mínimo de tres lahares por año (Capra et al., 2019; Capra, 2022).

Actualmente, el Volcán de Colima se encuentra monitoreado con estaciones sísmicas y de infrasonido, con el fin de analizar las señales generadas por los MGM de un lahar. Este monitoreo en tiempo real inició su operación en el año 2011 en la barranca Montegrando y los datos adquiridos han sido de gran utilidad para describir el comportamiento del flujo y cuantificar sus características principales (Vázquez, 2016).

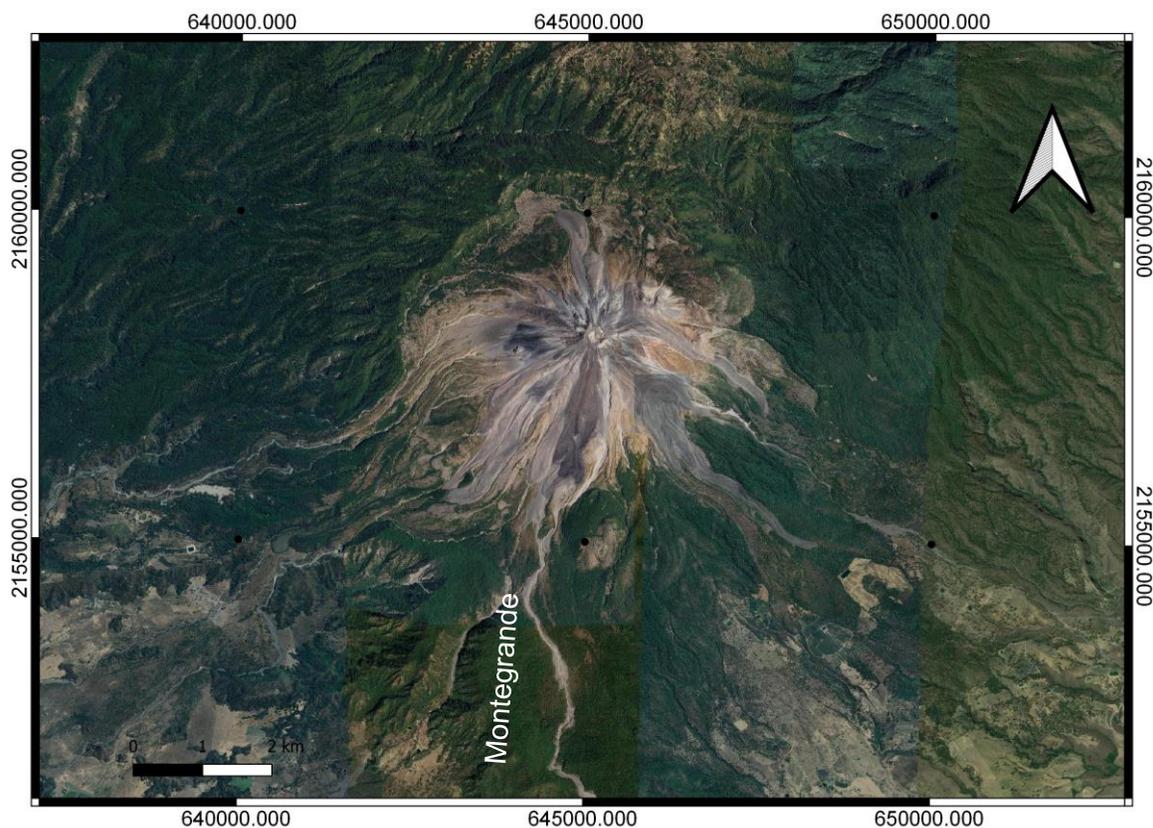


Figura 2.2: Mapa del Volcán de Colima. Se muestra la ubicación de la barranca Montegrando.,

La estación sísmica de la RESCO (Figura 2.2), se encontraba a 100 m del canal principal de la barranca Montegrando a una altura de aproximadamente 2100 m s.n.m. La estación constaba de un sismómetro de banda ancha de tres

componentes modelo Guralp CMG-6TD, con una frecuencia natural de 0.03 – 100 Hz y una frecuencia de muestreo de 100 muestras por segundo.

2.2 Vallée de la Sionne

El Vallée de la Sionne (VdIS), es un sitio experimental construido en 1997 por el Instituto Federal Suizo para el estudio de nieve y avalanchas (SLF por sus siglas en inglés), con el fin de obtener datos experimentales que permitieran obtener modelos de la dinámica de avalanchas de nieve y de esta forma conocer más sobre su dinámica (Pérez – Guillén, 2016; Roig – Lafon, 2021).

El punto más alto del sitio se encuentra a 2700 m s.n.m. y el más bajo a 1300 m s.n.m., Por lo tanto, la longitud de la trayectoria de la avalancha es de aproximadamente 2500 m con una caída vertical de 1400 m, orientada al este (Figura 2.3).

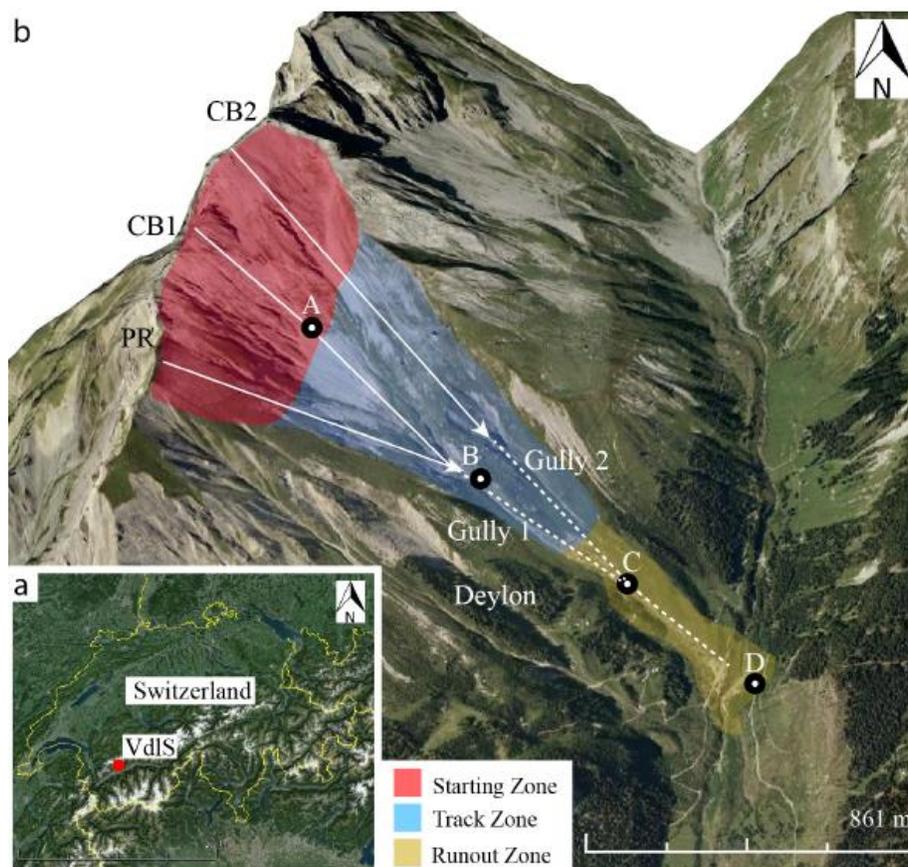


Figura 2.3: a) mapa de Suiza donde se muestra la ubicación del VdIS. b) Vista del VdIS. Se muestra la ubicación de las cavernas A, B, C y D, las zonas en que inician las avalanchas (PR, CB1 y CB2), los dos principales canales y las trayectorias principales que toman las avalanchas (Tomada de Pérez – Guillén, 2016).

En la Figura 2.3, se indican tres áreas de inicio de avalanchas, ya sea de forma natural o por disparo, las cuales son: Para Proua (PR), Crête Besse 1 (CB1) y Crête Besse 2 (CB2), con pendientes que van de los 36.2° hasta los 42.4°. También se observan en la misma figura, dos canales principales, llamados Canal 1 y Canal 2, que son las principales trayectorias que siguen los aludes durante su recorrido, así como cuatro cavernas (A, B, C y D), que se encuentran sobre estos canales, pues son los puntos en que se encuentran instalados los sensores que recogen los datos para su posterior análisis.

Respecto a la geología Roig – Lafon (2021), describe una región caracterizada por la presencia de rocas carbonatadas en las partes más altas, así como caliza y margas pertenecientes al Cretácico Superior e Inferior, que se encuentran sobre un basamento de esquistos del Jurásico. La cobertura principal consiste en sedimentos glaciales del último periodo glacial ocurrido en el Pleistoceno, así como morrenas de carbonatos y matriz arcillosa (Figura 2.4).

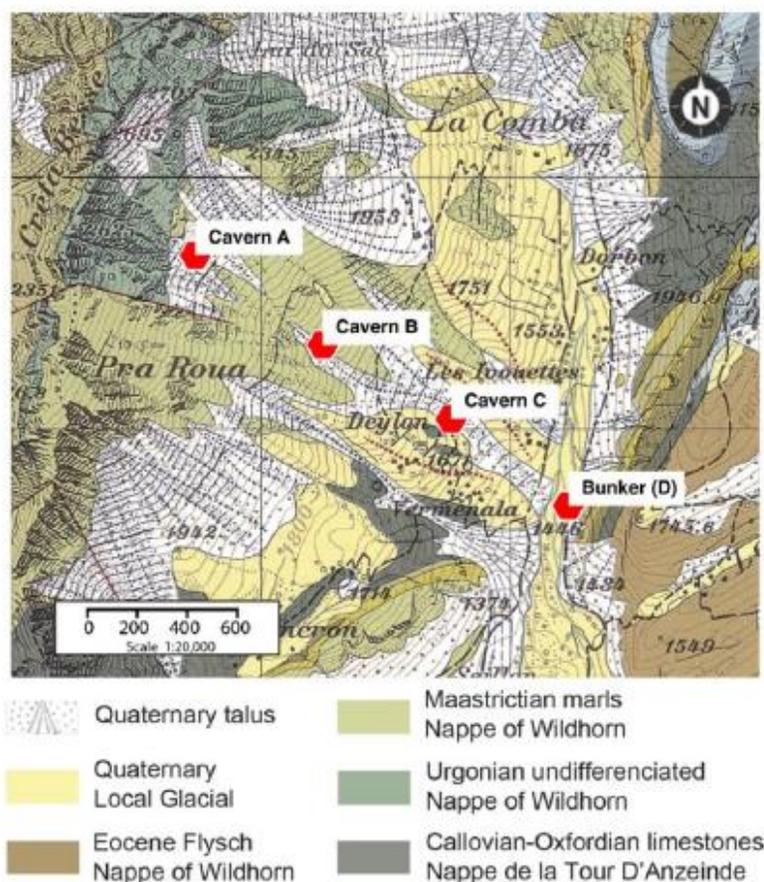


Figura 2.4: Mapa geológico del VdIS con información detallada de los estratos superiores y los depósitos en superficie. Los hexágonos rojos muestran la ubicación de las cavernas (A, B, C y D). Mapa base e información geológica, del Atlas Suizo (GA25), Saint – Léonard, no.35; <http://map.geo.admin.ch/>. (Tomado de Roig – Lafon, 2021).



2.2.1 Instrumentación

Diversos grupos de investigación provenientes de Suiza, Inglaterra, España, Francia y Australia han colaborado para la instalación de diferentes sensores para la obtención de datos para el análisis de avalanchas de nieve en el sitio VIdS.

Debido a la infraestructura de las diferentes cavernas construidas en el VdIS (Figura 2.5), ha sido posible instalar diversos tipos de sensores, como sismómetros, radares y sensores de infrasonido. A continuación, se describen brevemente algunas de sus características.

Caverna A

Conocida como la caverna de activación, se encuentra en las coordenadas 46.300° latitud Norte y 7.357° longitud Este, a una altura de 2300 m s.n.m. Este sitio alberga un mini sismómetro de tres componentes de Geospace Technologies y cuenta con una frecuencia propia de 2Hz y sensibilidad de 500/6 Vs/m.

Caverna B

La caverna considerada como en la zona de rastreo, coordenadas 46.2974° de latitud Norte y 7.363° de longitud Este, a 1900 m.s.n.m. Este sitio cuenta con un sismómetro Mark L-4C-3D de tres componentes (frecuencia propia de 1 Hz y sensibilidad de 280 Vs/m). Este sismómetro se encuentra configurado para obtener información de dos formas diferentes: en modo continuo, las tres componentes recolectan datos a una frecuencia de muestreo de 100 m.p.s. y en cuanto el sistema de alerta del VdIS es activado, la frecuencia de muestreo cambia a 200 m.p.s. durante 700 s.

Caverna C

Correspondiente a la zona de deposición cuenta con dos sismómetros, un Mark L4-3D de tres componentes de periodo corto (frecuencia propia de 1 Hz y sensibilidad de 275 Vs/m) y otro Lennartz 3D/20s también de tres componentes con una frecuencia propia de 0.05 Hz y sensibilidad de 1000 Vs/m. En modo continuo graban con una frecuencia de muestreo de 100 m.p.s. El sensor Lennartz cambia a una frecuencia de 200 m.p.s en cuanto el sistema de alerta es activado. Se ubica exactamente en las coordenadas 46.294° latitud Norte y 7.370° de longitud Este, a una elevación de 1640 m.s.n.m.

Caverna D

Esta caverna, cercana al bunker (punto de recolección de datos y centro de control de los sensores), se encuentra ubicada en la pendiente opuesta, con coordenadas 46.293° latitud Norte, 7.3770° de longitud Este, a una altura de 1441 m.s.n.m. Contiene un sismómetro de tres componentes Mark L4-3D, frecuencia propia de 0.1 Hz y sensibilidad de 275 Vs/m.

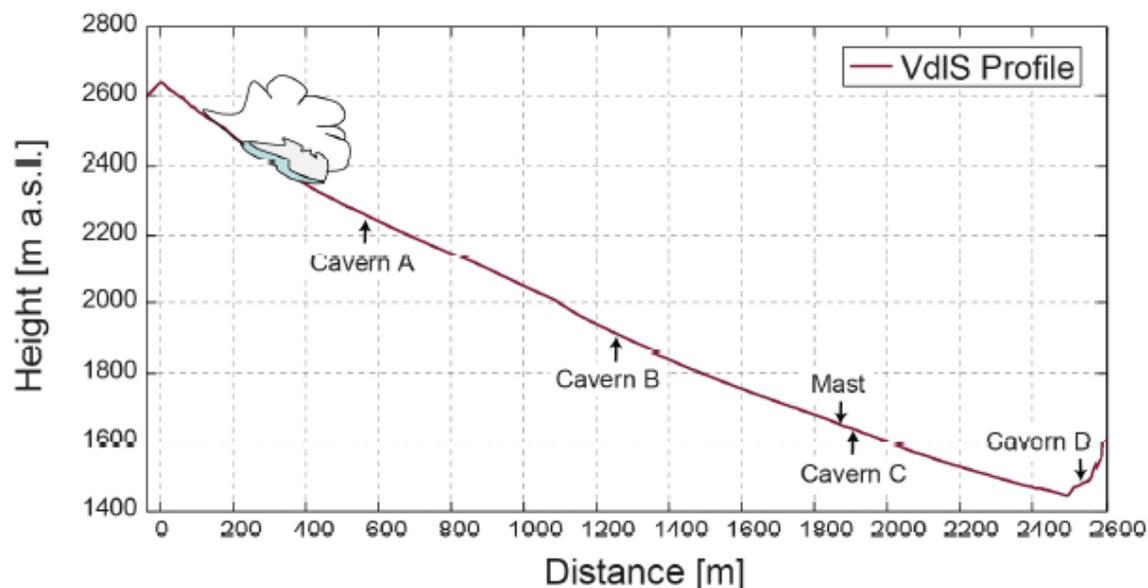


Figura 2.5: Perfil principal de la trayectoria de la avalancha en el VdIS. Se muestran las ubicaciones de las cavernas y sensores de infrasonido (Tomado de Pérez – Guillén, 2016).

2.3 Macizo rocoso Montserrat, España

La montaña de Montserrat (Figura 2.6) es la más emblemática de Cataluña, no solo porque en ella se encuentra el monasterio de Montserrat, uno de los sitios más visitados por peregrinaciones cristianas en España y un lugar conocido a nivel internacional por escaladores. También por sus peculiares y únicas morfologías (Royán, 2015), donde es conocida por sus paredes y columnas verticales de conglomerados, denominado modelado montserratino (Royán et al., 2016).



Figura 2.6: Vista general del macizo rocoso de Montserrat localizado 40 km al noroeste de Barcelona, España. En la esquina superior izquierda, se observa un mapa de la península Ibérica. En la esquina superior derecha, un mapa de la localización del lugar (Tomado de Vilajosana et al., 2008).

La montaña se encuentra a 40 km al noroeste de Barcelona (Vilajosana et al., 2008; Figura 2.6). Tiene una forma ovalada orientada NO – SE, con longitud de 8 km por un ancho de 3 km (Royán, 2015; Figura 2.7) y una altura de 1236 m s.n.m. La ladera NE desciende hasta el río Llobregat y es la más escarpada, en donde se alcanza un desnivel de más de 1000 m entre la cima del pico más alto, conocido como Sant Jeroni y el río Llobregat a su paso por Monistrol de Montserrat (Royán, 2015).

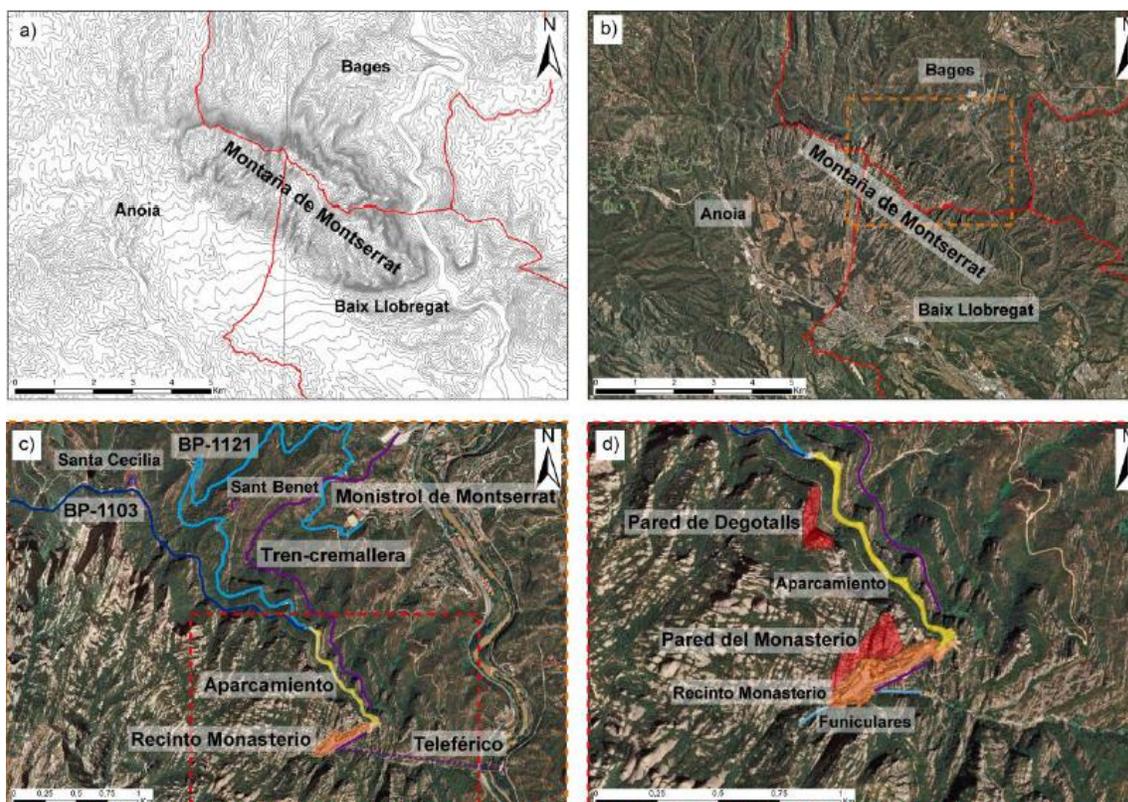


Figura 2.7: a) Mapa de curvas de nivel de la montaña Montserrat y comarcas en que se localiza. b) Foto aérea de la montaña de Montserrat y comarcas. Se señala con un cuadro discontinuo las áreas de estudio. c) Foto aérea de detalle con señalización de los principales elementos antrópicos expuestos a los desprendimientos. d) Foto aérea con las áreas de estudio y el recinto del Monasterio de Montserrat. (Tomado de Royán, 2015).

Respecto a la geología, Royán (2015) describe que el macizo rocoso se localiza en el margen sureste de la cuenca de Ebro (Figura 2.8a). Está conformada por facies de abanico aluvial formados en un ambiente fluvio – deltaico durante el Eoceno Medio, los cuales fueron producto del levantamiento tectónico de la Cordillera Prelitoral, relacionada a la actividad de la falla del Vallés – Penedés. La ladera suroeste de la montaña está constituida por conglomerados de carácter másico con cemento calcáreo e intercalaciones de niveles discontinuos de limolitas (Figura 2.8c). En dirección noreste, norte y noroeste, se pierde el carácter másico y se observa diferentes niveles de conglomerados de entre 75 y 205 m de potencia, con



intercalaciones de areniscas y lutitas rojas con mayor potencia (Figura 2.8c), correspondientes a episodios sucesivos de progradación – retrogradación (Royán, 2015).

En el macizo rocoso, se tienen hasta 5 familias distintas de discontinuidades (Royán, 2016, citando a Alsaker et al., 1996). en este sitio, se considera que el desprendimiento de rocas se relaciona con estas discontinuidades y con la existencia de niveles blandos de lutitas entre las masas de conglomerados.

Ante la ocurrencia de eventos como el de la *Pared de Degotalls*, en donde se desprendieron alrededor de 30 m³ de roca, que bloquearon el camino principal, las autoridades decidieron limpiar la ladera usando explosivos. El 14 de febrero del 2007, el grupo de Avalanchas de la Universidad de Barcelona, instrumentó la zona con el fin de recoger las señales sísmicas generadas por la caída de rocas. Durante esta campaña se colocaron dos sismómetros (Figura 2.9) Lennartz LE 3-D-1S de con eigenfrecuencia de 1 Hz y una frecuencia de muestreo de 200 Hz (Vilajosana et al., 2008).

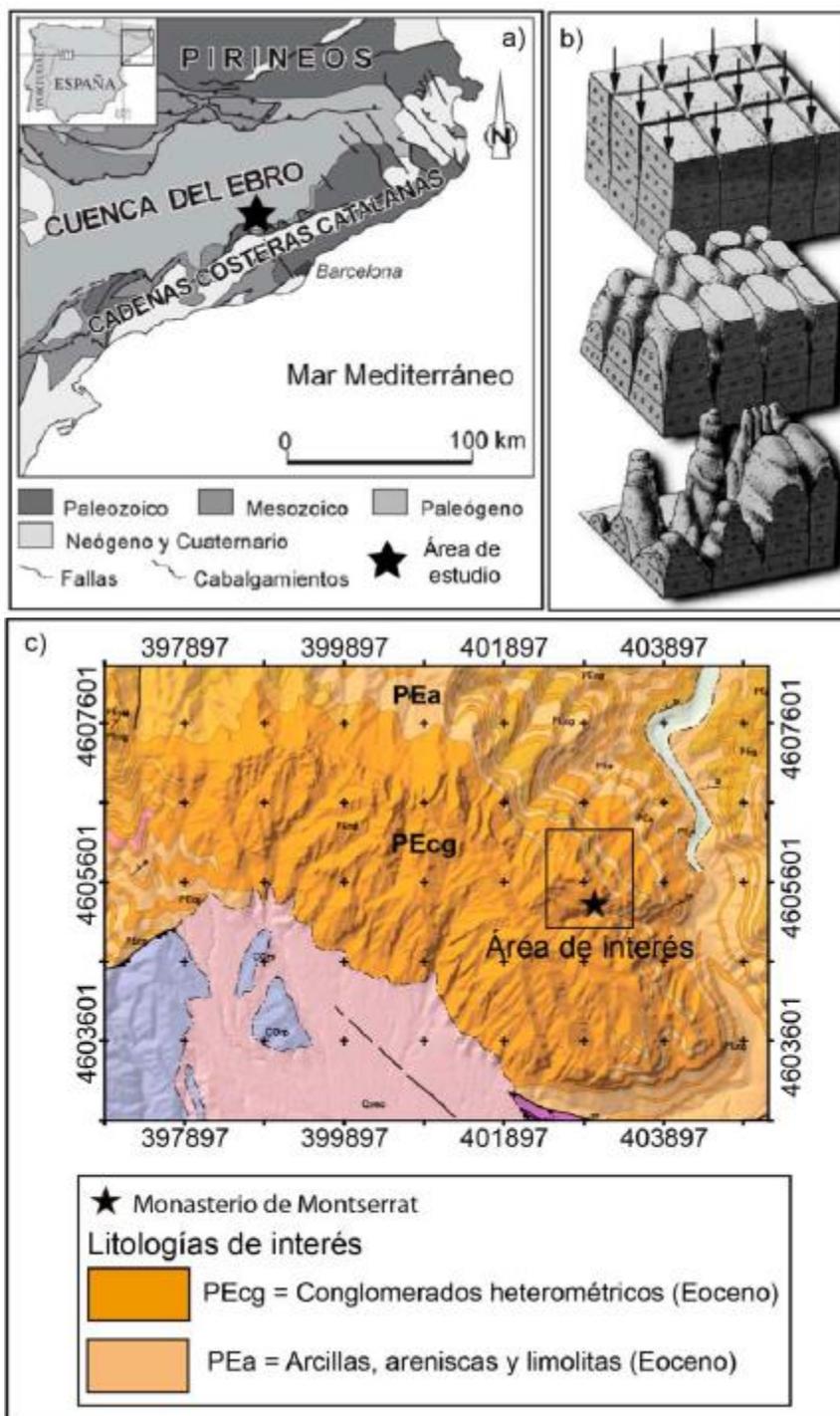


Figura 2.8: a) Mapa con las principales divisiones geológicas de Cataluña (Tomado de Royán 2015, quién lo modificó de Gibert et al., 2017). b) Esquema de la evolución de la característica morfología Montserratina (Tomado de Royán, 2015, quién lo modificó de Martínez, 2006). c) Cartografía geológica de la montaña de Montserrat, la localización del monasterio se señala con una estrella y la de las áreas de estudio con un cuadro negro (tomado de Royán 2015, quién lo modificó de ICGC, 2005).

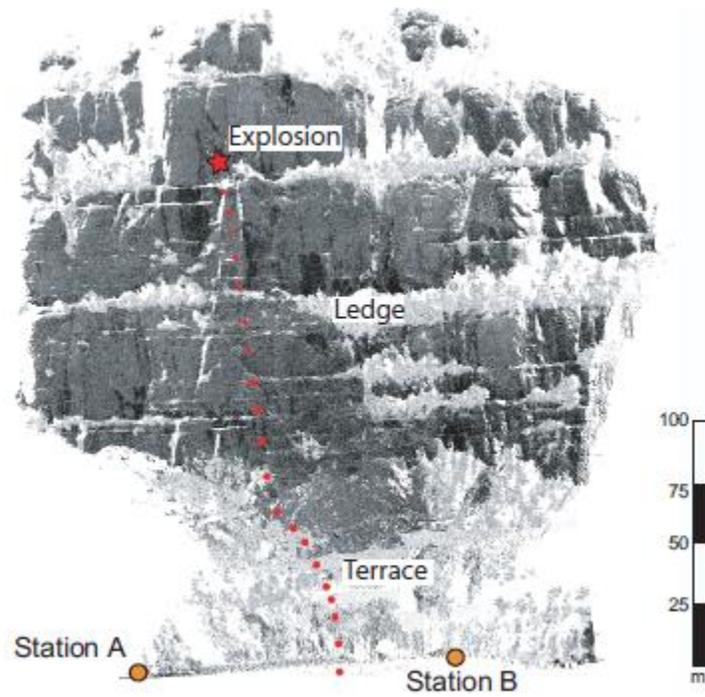


Figura 2.9: Localización de las estaciones sísmicas A y B y el punto en que ocurrió la explosión. La trayectoria se muestra con puntos rojos. También se indican las áreas de impacto. (Tomada de Vilajosana et al., 2008).

Capítulo 3. Métodos de procesamiento de señales sísmicas

El procesamiento de las señales sísmicas puede ser llevado a cabo en el dominio del tiempo, en el dominio de la frecuencia o en ambos, en esta tesis utilizamos diversas técnicas, las cuáles se describen en los siguientes apartados. Iniciaremos describiendo el preprocesamiento de las señales sísmicas.

3.1 Preprocesamiento

Todos los procesos naturales son en realidad continuos, aún los más impulsivos y en apariencia discontinuos. Para caracterizar una señal en forma cuantitativa y así poder procesarla, interpretarla, guardarla y/o comunicarla, es necesario tener una representación numérica de ella; y como no se puede medir, ni almacenar un número infinito de valores infinitamente precisos, éstos se representan en las señales instrumentales, en forma numérica, por medio del muestreo (Nava, 2013). Para obtener estos datos, es necesario utilizar instrumentos de medición con las características necesarias, que permitan registrar las señales producidas por el fenómeno que nos interesa estudiar; en este trabajo, se utilizaron sismómetros de tres componentes de banda ancha y otros de periodo corto, para recabar los datos. Estos sensores se comportan como un filtro (Figura 3.1), por lo que es necesario conocer el efecto de este filtro sobre las señales recolectadas y deshacer dicho efecto; dado que los datos de interés son los datos no filtrados, esto se hace por medio de la respuesta del instrumento o función de transferencia. El proceso para revertir este efecto se conoce como deconvolución, en donde se involucran los datos de salida del instrumento $y(t)$ y su función de transferencia $g(t)$, dando como resultado los datos de entrada al filtro $x(t)$.

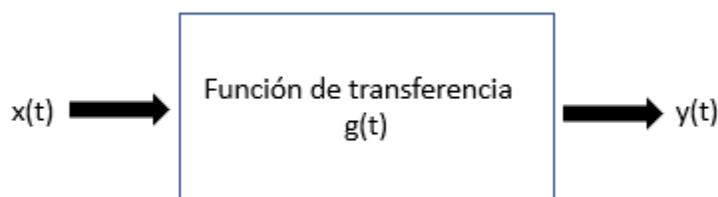


Figura 3.1: Diagrama que ejemplifica el paso de los datos por el sensor sísmico, a través de su función de transferencia.

Esta deconvolución, es el primer paso del preprocesamiento de los datos sísmicos, el cual se realiza para llevar los datos del sensor de mV a una unidad que mida el



movimiento del suelo, ya sea en velocidad (m/s), aceleración (m/s^2) o presiones (Pa). Hay gran cantidad de métodos para llevar a cabo el preprocesado y cada uno de ellos se hacen con un objetivo particular, generalmente para los datos sísmicos, se realizar tres procesos además de remover la respuesta del instrumento:

1. Corrección por línea base: consiste en corregir el desplazamiento que puede existir respecto a la línea cero, este desplazamiento puede ser provocado por una deriva del instrumento o porque el sismómetro no se encuentre bien nivelado.
2. Remoción de la media de los datos.
3. Filtrado: este paso depende de los objetivos del análisis de los datos. Puede realizarse en tiempo o en frecuencia y consiste en remover datos contenidos en la señal que no sean de nuestro interés, o que no cumplan con las características necesarias para llevar a cabo el análisis en cuestión.

Después de llevar a cabo este preprocesamiento de los datos, están listos para ser analizados.

3.2 Metodologías de análisis de señales sísmicas en el dominio del tiempo

La mayoría de los autores ya mencionados (Suriñach et al., 2000; Suriñach et al., 2005; Vilajosana, 2008; Pérez – Guillén, 2016; Vázquez, 2016; Roig – Lafon, 2021; Suriñach y Flores – Márquez, 2022), han implementado diferentes técnicas para el análisis de señales sísmicas producidas por movimientos gravitacionales de masa.

Las señales en el dominio del tiempo han permitido clasificar los eventos según su amplitud, dependiendo de qué tan energético es el movimiento de la masa. En el caso del análisis de aludes, se ha podido realizar una clasificación de éstos a partir del tiempo de duración de la señal sísmica generada (Vilajosana, 2008; Pérez – Guillén, 2016).

Vázquez (2016), ha logrado diferenciar en las señales producidas por lahares, las partes de éstos, según la amplitud observada con el paso de la masa; e incluso ha clasificado los lahares en eventos de un pulso o multi-pulso, según el número de frentes que conforman el evento lahárico.

Algunas técnicas como la rotación 3D, el análisis de movimiento de partícula y la obtención de la envolvente total han sido utilizadas por Pérez – Guillén (2016) y Roig – Lafon (2021) para el análisis de las señales en tiempo. La rotación 3D ha sido utilizada para alinear el sistema coordenado, sistema por el cuál, por convención se alinean los sismómetros, a la pendiente local; de esta forma, de esta forma, es más fácil correlacionar las características dinámicas de los MGM y la señal sísmica que genera.

Por su parte, el análisis de movimiento de partícula es una técnica que se utiliza para saber el tipo de onda que se está detectando. Esta técnica ha permitido calcular la localización de la fuente sísmica y el sensor, a partir de la señal sísmica. Por último, Roig – Lafon (2021), señala que el cálculo de la envolvente total de las señales sísmicas ha permitido hacer comparaciones entre las envolventes de diferentes eventos, de tal forma que se puede determinar cuál de los eventos ha sido de mayor magnitud.

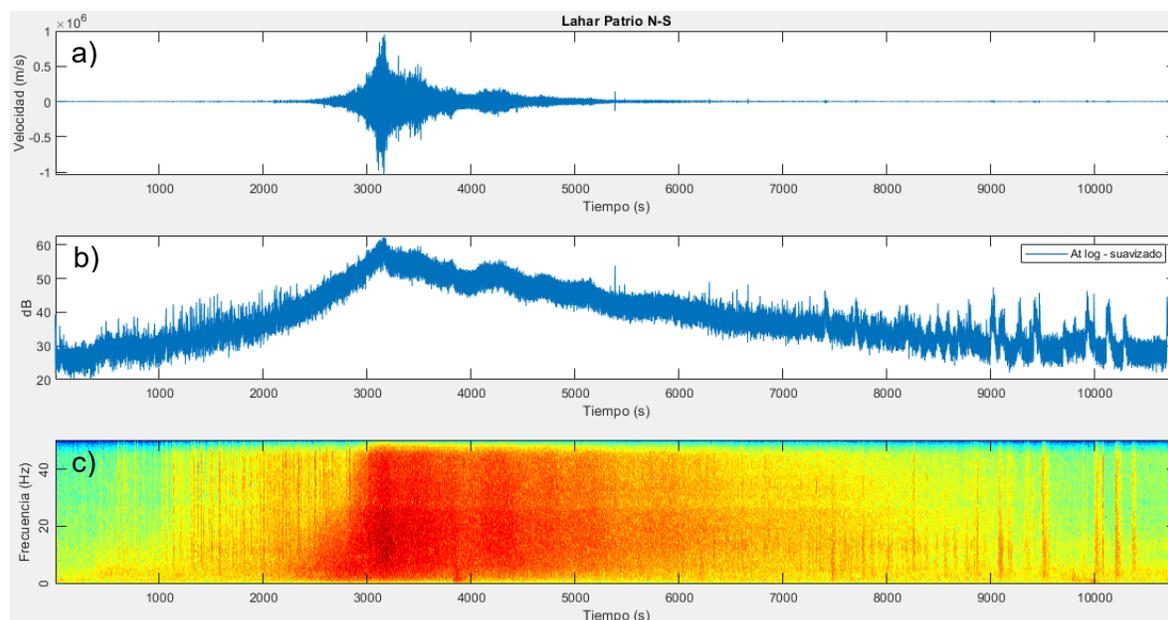


Figura 3.2: La figura, muestra una comparación en tiempo, entre **a)** la componente N-S de la señal sísmica, **b)** la envolvente total y **c)** el espectrograma del lahar Patrio originado en el Volcán de Colima (Vázquez et al., 2014).

3.3 Metodologías para el análisis de señales en el dominio de la frecuencia

El análisis espectral de una onda ayuda a obtener información de la fuente que la genera, de tal forma que la descomposición espectral es una herramienta importante para apreciar el cambio de amplitud en una serie de espectros de un instante a otro. Esto es útil para analizar una serie de tiempo y explicar las causas del fenómeno que las produjo (Cohen, 1994).

Existen varias técnicas para obtener las descomposiciones espectrales de una señal; como son: la transformada de Fourier en tiempos cortos, wavelets y las distribuciones Wigner. Cada una de estas, presenta ciertas limitaciones para el análisis del espectro de potencias, ya sea porque aparece el principio de



incertidumbre de Heisemberg, o porque se excluyen frecuencias de interés o porque el espectro puede no tener una interpretación física real (Reyes, 2009).

Muchas técnicas se han probado para el análisis de series de tiempo, pero los inconvenientes que presentan se deben principalmente a dos razones (Reyes, 2009):

1. La descomposición espectral que producen tiene un carácter lineal.
2. Pre-suponen una base de descomposición determinada, es decir senos y cosenos para la transformada de Fourier en tiempos cortos, Gabor, Morlet, y Wigner o a una base ondicular que no necesariamente es ortogonal, como la transformada ondicular.

3.3.1 Transformada de Fourier

La transformada de Fourier es una herramienta matemática desarrollada por Jean Batiste Fourier, que se utiliza para transformar señales del dominio del tiempo a funciones definidas en el dominio de la frecuencia, donde es posible analizar características que no son fáciles de identificar en el dominio del tiempo (Vázquez – Lorenzana, 2022).

Esta transformada toma como base la función exponencial compleja para poder expresar el comportamiento de señales en el dominio de la frecuencia (Gonzales – Barajas, 2015). Es una herramienta muy importante para tratar problemas de funciones periódicas al descomponer una función $f(t)$ como una combinación lineal de funciones armónicas; presenta sus coeficientes como una función discreta que depende de las frecuencias armónicas de la serie. (Lorenzana – Vázquez, 2022).

Lorenzana – Vázquez (2022) menciona que, cuando una función es no periódica, es necesario desarrollar un procedimiento que trate este tipo de funciones y se puede expresar como una serie compleja de Fourier

$$f(t) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} c_n e^{i\omega_n t} \quad 3.1$$

definida en un dominio simétrico en $-p \leq t \leq p$. Los coeficientes de la serie completa de Fourier están definidos por la expresión:

$$c_n = \frac{2}{2p} \int_{-p}^p f(t) e^{-i\omega_n t} dt \quad 3.2$$

donde i es un número complejo, $T = 2p$ es el periodo de la función, p es el semiperiodo y $\omega_n = n \frac{2\pi}{T}$ la frecuencia discreta enésima.



Si se considera que $T \rightarrow \infty$, la función ya no es periódica en el dominio de la variable independiente, por lo que, la serie compleja de Fourier se puede expresar como:

$$f(t) = \mathfrak{F}^{-1}\{\mathfrak{F}\{f(t)\}\} \quad 3.3$$

y entonces se define la integral de Fourier como la transformada de Fourier $f(t)$ con la expresión

$$F(\omega) = \mathfrak{F}\{f(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad 3.4$$

3.3.2 Espectrograma

El espectrograma, también conocido como la transformada de tiempos cortos de Fourier, consiste en la representación de una serie de tiempo en un espectro de tres dimensiones (tiempo, frecuencia y amplitud), en donde se pueden apreciar propiedades de frecuencia y amplitud en un tiempo dado.

El procedimiento para la obtención del espectrograma consiste en multiplicar una función ventana $h(\tau - t)$ centrada en un tiempo t , por una serie de tiempo $x(t)$, para producir una señal modificada $x_t(\tau)$,

$$x_t(\tau) = x(\tau)h(\tau - t) \quad 3.5$$

Al ventanear la señal, el propósito es obtener solo una porción de la señal (i.e., que corresponde al ancho de la ventana escogida). A esta señal, entonces se le calcula la transformada de Fourier:

$$X_t(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int e^{-j\omega\tau} x_t(\tau) d\tau \quad 3.6$$

$$X_t(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int e^{-j\omega\tau} x(\tau)h(\tau - t) d\tau \quad 3.7$$

De tal forma que, la transformada de Fourier refleja la distribución de frecuencias a lo largo del tiempo (Cohen, 1994).

Los datos pueden ser estacionarios, en un lapso que no corresponde al tamaño del intervalo, en el que la transformada de Fourier se aplica localmente. Si es más pequeño o más grande puede producir armónicos que no necesariamente significan algo físicamente. Además, es muy probable que los periodos en los que la traza es estacionaria sean de diferentes extensiones (Reyes, 2009) o que, al cortar la señal, aparezcan problemas de rippling.

El espectrograma es actualmente, una de las técnicas más utilizadas para el análisis de diversos MGM y la obtención de las características físicas de estos. Se ha demostrado la utilidad del uso del espectrograma en el análisis de datos no estacionarios (Cohen, 1994).

Autores como Vilajosana (2008), Pérez – Guillen (2016), Vázquez (2016), Suriñach (2020), Thouret et al., (2020) y Roig – Lafon (2021), lo han utilizado de diferentes maneras para llegar a diferenciar las partes de un lahar o una avalancha de nieve, también para determinar el momento en que la masa empezó a moverse. Incluso Suriñach et al., (2020) y Suriñach y Flores – Márquez (2022), realizaron el cálculo de las velocidades del frente de un alud de nieve a partir de ajustes exponenciales al incremento de las amplitudes y rango de frecuencias en el espectrograma (Figura 1.7), a partir de modelos matemáticos.

Vilajosana (2008), Pérez – Guillen (2016) y Roig – Lafon (2021), seccionaron el espectrograma de avalanchas de nieve, a partir de características de frecuencia y amplitud observadas, debidas a la posición relativa entre la masa y el sensor. Vilajosana (2008) propone dividirla en SON (signal onset; comienzo de la señal), SBO (body over sensor; masa sobre el sensor) y STA (signal tail; cola de la señal). Pérez Guillen propuso: SON (signal onset), SOV (signal over sensor; señal sobre el sensor) y SEN (signal end; final de la señal). No obstante, el seccionamiento utilizado en esta tesis (Figura 3.3), es el propuesto por Roig – Lafon (2021), en donde:

- SON: inicia cuando las amplitudes de la señal exceden el ruido de fondo y termina cuando la señal sísmica alcanza las amplitudes máximas y el mayor rango en el contenido frecuencial.
- SBO o SVO: es la sección en dónde las amplitudes de la señal sísmica se mantienen altas y las frecuencias permanecen en su rango máximo.
- STA: se caracteriza porque el contenido energético de las altas frecuencias decrece gradualmente debido al paso de la cola de la avalancha sobre (o lo más cerca a) el sensor sísmico.
- SEN: el fin de la señal sísmica, en donde el contenido de amplitud y frecuencia es mucho menor que en las otras secciones.

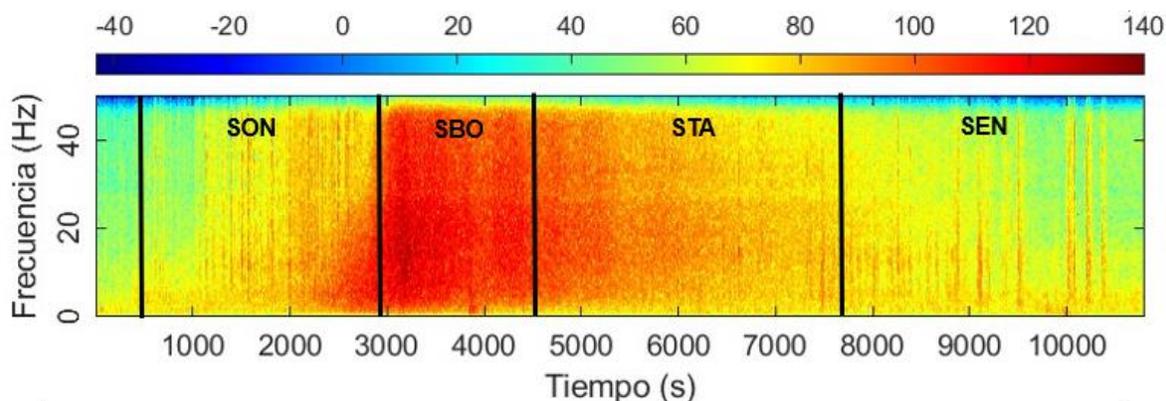


Figura 3.3: Espectrograma del lahar Patrio (Vázquez 2016), donde se muestran cada una de las secciones propuestas de acuerdo con Roig – Lafon (2021).



A pesar de los inconvenientes mencionados, en el análisis de diversos tipos de MGM, el espectrograma ha sido de mucha utilidad para conocer características propias de estas, de tal forma que se han desarrollado técnicas para obtener parámetros como velocidad del frente de la masa, flujo de descarga, rangos de frecuencias, etc. En esta tesis, se busca comparar los resultados obtenidos a partir del espectrograma, con los resultados de la aplicación de la Transformada Hilbert – Huang.

3.3.3 Transformada Hilbert – Huang

Huang et al. (1998), desarrolló un método para analizar datos no lineales y no estacionarios. Éste consiste en una base de descomposición espectral completa, ortogonal, local y adaptativa, lo que da paso a que esta descomposición sea exacta, que las amplitudes sean positivas, y que se puedan analizar las características no lineales y no estacionarias de los datos.

El doctor Norden Huang, explicó en un seminario impartido el 10 de julio del 2000 en las instalaciones de la Organización Europea para la Investigación Nuclear (CERN, The European Organization for Nuclear Research, por sus siglas en inglés), que el método surge, de los problemas causados por las metodologías hasta entonces desarrolladas, para el análisis de datos oceanográficos, pues para la aplicación de estas, se debe asumir que los datos son estacionarios, lineales o las dos cosas, lo que provoca perturbaciones en los espectros, que no permiten una correcta interpretación de lo que se está analizando.

Para que una serie de tiempo $x(t)$, se considere estacionaria, según la definición de Huang et al., (1996), debe cumplirse que

$$\left. \begin{aligned} E(|x(t)|^2) < \infty, \\ E(x(T)) = m, \\ C(x(t_1), x(t_2)) = C(x(t_1 + \tau), x(t_2 + \tau)) = C(t_1 - t_2), \end{aligned} \right\} \quad 3.8$$

en donde $E(\cdot)$, es la esperanza o valor medio de su argumento; y $C(\cdot)$ es la covarianza de la función. Respecto a la linealidad menciona que, aunque muchos fenómenos naturales pueden ser aproximados por sistemas lineales, éstos tienen una cierta tendencia a la no linealidad debido a pequeñas variaciones con amplitud infinita. En la naturaleza es difícil, por no decir imposible, que las señales generadas a partir de diferentes fenómenos naturales cumplan con estas características de linealidad y estacionariedad, en esto radica el objetivo de esta metodología.



La transformada Hilbert – Huang (THH), consiste en dos pasos, el primero es la descomposición de la señal en un número finito (y a veces pequeño), de funciones de modo intrínseco (FMI), el segundo es la aplicación de la transformada de Hilbert a cada una de estas funciones, de tal forma que el resultado final, es una representación tiempo – frecuencia – amplitud, en donde las frecuencias instantáneas en función del tiempo, permiten identificar de una forma más eficaz la información oculta en la señal (Reyes, 2009).

Huang et al. (1998) restringieron el tipo de serie que puede analizarse con esta metodología, propone que los datos originales sean de banda angosta, es decir, series de tiempo con poca variación en frecuencia. Por lo tanto, el ancho de banda se puede determinar a partir del número de extremos locales y de los cruces con cero de la traza, de tal forma que, para que los atributos de fase y frecuencia instantánea sean significativos, es necesario que las trazas sísmicas tengan las siguientes características (Huang et al., 1998):

1. Que los datos del principio y el final sean cero.
2. Que sus promedios sean cero, es decir, que estén centradas.

3.3.4 Descomposición de modos empíricos (DME)

Huang et al. (1998) define una FMI, como aquella que satisface las siguientes condiciones:

1. En todo el conjunto de datos, el número de extremos y el número de cruces con cero debe ser igual o diferir a los más por uno.
2. En cualquier punto, el valor promedio de las envolventes calculadas a partir de los máximos y mínimos locales debe ser cero.

Para construir las, el procedimiento numérico descrito por Huang et al. (1998), es el siguiente (Figura 3.4):

1. Encontrar los máximos locales de la serie de tiempo $x(t)$, e interpolar para hacer una envolvente superior.
2. Encontrar los mínimos locales de la serie de tiempo $x(t)$, e interpolar para hacer una envolvente inferior.
3. Promediar las envolventes.
4. Restar el promedio a la serie de tiempo y obtener una nueva señal, $c(t)$.
5. Verificar si $c(t)$ cumple con las condiciones de una función de modo intrínseco, si cumple con las condiciones, establecer $c(t)$ como una FMI obtener un residuo $r(t)$.
6. Iterar hasta que el residuo final $r(t) = x(t) - c(t)$, sea una señal monótona.

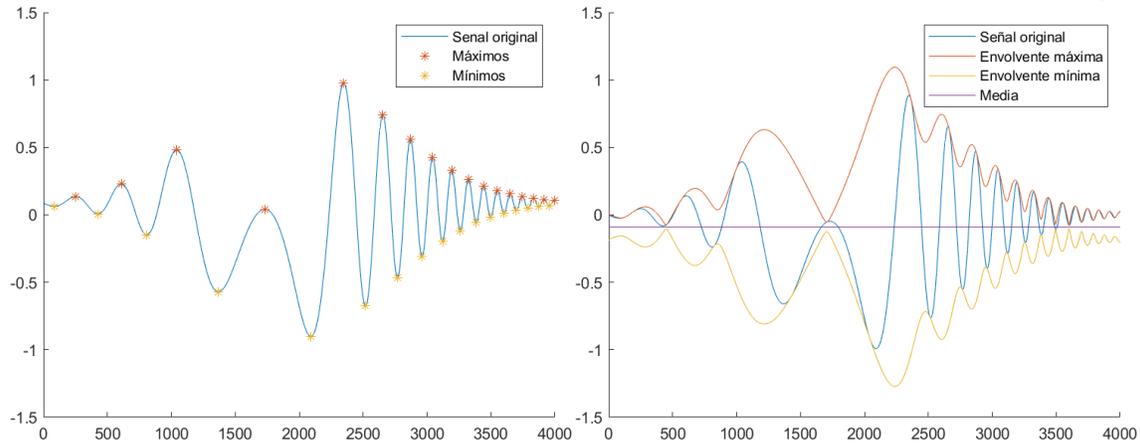


Figura 3.4: Gráficas del proceso llevado a cabo por el algoritmo de la descomposición empírica de modos. Se observan los puntos máximos y mínimos locales encontrados por el algoritmo en la señal de entrada y su posterior interpolación para la obtención de las envolventes superior e inferior, así como la media de estas, para posteriormente obtener la primera FMI.

Este residuo puede ser diferente de cero, incluso cuando los datos tienen media cero. Si los datos de entrada tenían tendencia, el residuo final suele ser esta tendencia (Huang y Shen, 1998). La descomposición en modos empíricos debe cumplir con:

$$x(t) = \sum_{j=1}^n c_j(t) + r_n(t) \quad 3.9$$

de tal forma que sea posible reconstruir la señal original a partir de la suma de todas las funciones de modo empírico y el residuo final (Figura 3.5).

Huang et al. (1998), utilizaron varios criterios para detener las iteraciones. El primero consiste en calcular la varianza relativa del error entre una iteración y otra, de modo que el algoritmo se detiene cuando el error ε sea menor que cierta tolerancia β dada:

$$\beta = \frac{\sum_{t=1}^M (c_{j,i}(t) - c_{j,i-1}(t))^2}{\sum_{t=1}^M c_{j,i}(t)^2}. \quad 3.10$$

Los experimentos que Huang et al. (1998) realizaron con este algoritmo, les permitieron determinar que con $\beta = 0.2$ o $\beta = 0.3$ resultan criterios muy estrictos. El otro criterio consiste en parar si el número de extremos locales ha sido el mismo en las últimas S iteraciones.

Al respecto se ha encontrado que esta metodología presenta algunos problemas, ya que puede llegar a aparecer un fenómeno no deseado, conocido como mezcla de modos. Este consiste en la presencia de oscilaciones de amplitud muy dispar en uno o más modos, o bien de oscilaciones muy similares en diferentes modos (Colominas et al., 2011), por lo que algunos autores han buscado mejorar el

algoritmo de tal forma que se obtengan mejores resultados en el método iterativo (Colominas et al., 2011, Dragomiretsiy y Zosso, 2014).

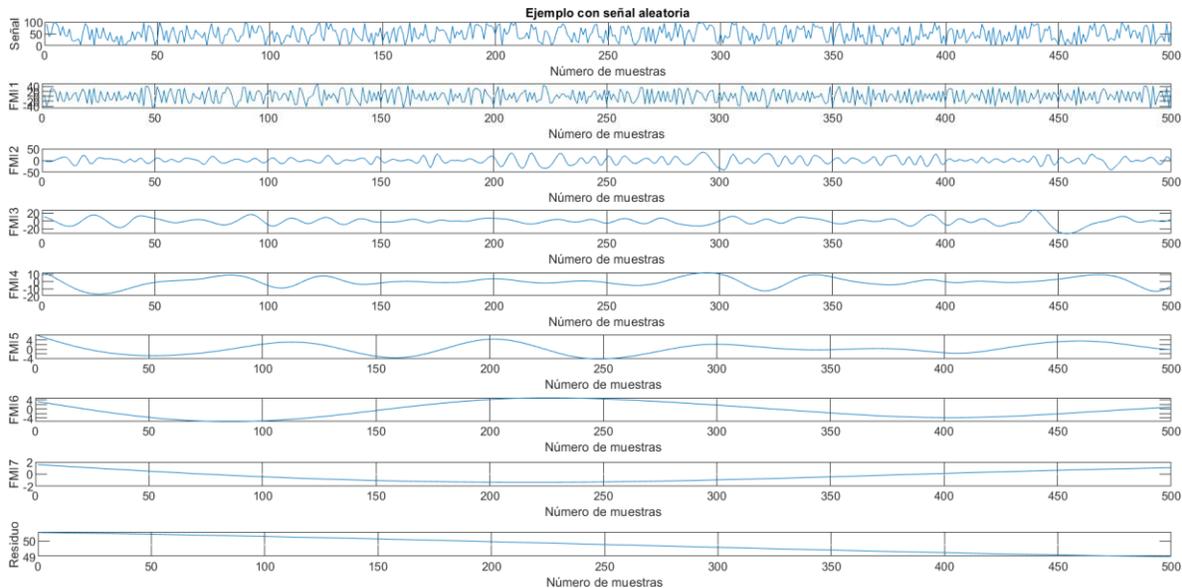


Figura 3.5: Gráfico que ejemplifica las FMI obtenidas por medio de DME, de una señal aleatoria de 500 muestras.

3.3.5 Descomposición de modos empíricos variacionales (VMD)

Dragomiretskiy y Zosso (2014), proponen un nuevo método de descomposición cuyo objetivo es descomponer la señal de entrada $x(t)$, en un número discreto de sub-señales (modos), de tal forma que cada modo k sea lo más compacto posible alrededor de un pulso central w_k , el cual se determinará junto con la descomposición, es decir, buscan descomponer la señal en funciones de modo intrínseco de banda limitada.

Con el fin de determinar el ancho de banda, Dragomiretskiy y Zosso (2014) proponen el siguiente esquema:

1. Para cada modo d_k , se calcula su señal analítica, por medio de la transformada de Hilbert, para obtener el espectro unilateral de frecuencias.
2. Para cada modo se ajusta el espectro de frecuencias a un 'baseband', combinando con una exponencial, que se ajusta a la frecuencia central estimada.
3. El ancho de banda se estima a través de un suavizado H^1 Gaussiano de la señal demodulada.

El problema variacional resultante queda como:

$$\min_{\{d_k\}, \{w_k\}} \left\{ \sum_k \left\| \partial_t \left[\left(\delta(t) + \frac{j}{\pi t} \right) * d_k(t) \right] e^{-jw_k t} \right\|_2^2 \right\}, \text{ en donde } \sum_k d_k = x(t). \quad 3.11$$

El término $\{d_k\} := \{u_1, \dots, u_k\}$ es la notación corta para todos los modos y $\{w_k\} := \{w_1, \dots, w_k\}$ es su frecuencia central. De igual forma $\sum_k := \sum_{k=1}^K$, es entendida como la suma de todos los modos.

Este método parece tener ciertas limitaciones respecto a efectos de borde y aparentemente, no trabaja bien con señales no estacionarias. Otra limitante importante radica en que es necesario predeterminar el número de FMI esperadas, lo cual puede introducir otro tipo de problemas al momento de descomponer una señal de entrada.

3.3.6 Descomposición de modos empíricos por conjuntos (EEMD)

Metodología desarrollada por Wu y Huang (2009) y descrita por Colominas et al. (2011), consiste en realizar la descomposición sobre un conjunto cuyos elementos son la suma de la señal, más las realizaciones de ruido blanco gaussiano, poblando por completo el espacio tiempo – frecuencia. Esta descomposición atenúa el problema de la mezcla de modos, pero introduce nuevas dificultades, por ejemplo, como consecuencia de la aplicación del algoritmo, la señal reconstruida, como suma de los modos, contiene ruido no presente en la señal original. Además, diferentes realizaciones de una señal adicionada de ruido blanco pueden reproducir distinto número de modos (Colominas et al., 2011),

El algoritmo para la obtención de EEMD, es descrito por Colominas et al. (2011) como:

1. Generar $x^{(i)}(t) = x(t) + w^{(i)}(t)$, donde $w^{(i)}(t)$ ($i = 1, \dots, I$) es el ruido blanco gaussiano y el índice i , indica el número de la realización estadística de ese ruido, hasta alcanzar el número de realizaciones máximas I .
2. Descomponer completamente cada $x^{(i)}(t)$ mediante DME, obteniendo sus modos $FMI_k^{(i)}(t)$, donde $k = 1, \dots, K$ indica el modo, de la siguiente manera:
 - a. Inicializar los índices $k = 1, j = 1$ y hacer $r^{(i)}(t) = x^{(i)}(t)$.
 - b. Encontrar todos los puntos extremos $r_k^{(i,j)}(t)$.
 - c. Interpoliar entre los mínimos (ver figura 3.7), para obtener la envolvente $e_{min}^{(i,j)}(t)$.
 - d. Interpoliar entre los máximos (ver figura 3.7), para obtener la envolvente $(e_{max}^{(i,j)}(t))$.
 - e. Calcular la media local $m_k^{(i,j)}(t) = (e_{min}^{(i,j)}(t) + e_{max}^{(i,j)}(t))/2$.



- f. Extraer la j – ésima candidata a FMI $d_k^{(i,j)}(t) = r_k^{(i,j)} - m_k^{(i,j)}(t)$.
 - g. Verificar si $d_k^{(i,j)}(t)$ es una FMI:
 - i. Si no lo es, hacer $r_k^{(i,j+1)}(t) = d_k^{(i,j)}(t)$, $j = j + 1$, e ir al paso 2.a,
 - ii. Si lo es, hacer $FMI_k^{(i)}(t) = d_k^{(i,j)}(t)$, $k = k + 1$, $j = 1$, y calcular el residuo $r_k^{(i)}(t) = x^{(i)}(t) - \sum_{l=1}^k FMI_l^{(i)}(t)$.
 - h. Continuar con el mismo proceso hasta alcanzar el criterio de detención predefinido.
3. Asignar FMI_k como el k – ésimo modo de $x(t)$ obtenido al promediar las correspondientes $FMI_k^{(i)}$: $\overline{FMI_k}(t) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I FMI_k^{(i)}(t)$.

La obtención de cada FMI se realiza mediante un proceso de ‘sifting’ o ‘tamizado’.

Nótese que, en la EEMD, cada $x(t)$ se descompone independientemente de las otras realizaciones y para cada una de ellas, se obtiene un residuo $r_k^{(i)}(t) = r_{k-1}^{(i)}(t) - FMI_k^{(i)}(t)$.

3.3.7 Descomposición completa de modos empíricos por conjuntos con ruido adaptativo (CEEMDAN).

Este método, desarrollado por Torres et al. (2011), es una variación del algoritmo EEMD previamente descrito. CEEMDAN permite una reconstrucción exacta de la señal original y una mejor separación espectral de los modos.

La idea general del método CEEMDAN es que, dado un $x(t)$, se calcula el primer modo FMI como en EEMD. A continuación, se calcula el único primer residuo, independiente de la realización de ruido.

Luego, sobre un conjunto de $r_1(t)$ adicionado de diferentes realizaciones de un ruido en particular, se calcula para cada una de ellas, el primer modo mediante DME. Luego, se define la segunda FMI, como el promedio del primer modo de estos primeros modos. El próximo residuo está dado por $r_2(t) = r_1(t) - FMI_2(t)$. Este procedimiento se repite hasta alcanzar un criterio de detención. Los autores describen su algoritmo de la siguiente manera:

1. Para cada $i = 1, \dots, I$, descomponer cada realización $x(t) + \epsilon_0 \omega^{(i)}(t)$ mediante DME, para obtener el primer modo y calcular:

$$\overline{FMI}_1(t) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I FMI_1^{(i)}(t) \quad 3.12$$



2. En este primer paso ($k = 1$), se calcula el primer residuo:

$$r_1(t) = x(t) - \widetilde{FMI}_1(t). \quad 3.13$$

3. Se descomponen realizaciones $r_1(t) + \epsilon_1 L_1(\omega^{(i)}(t))$, $i = 1 \dots I$, hasta obtener su primer modo por medio de DME y se define el segundo modo:

$$\widetilde{FMI}_2(t) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I L_1(r_1(t) + \epsilon_1 L_1(\omega^{(i)}(t))). \quad 3.14$$

4. Para $k = 2, \dots, K$, se calcula el k -ésimo residuo:

$$r_k(t) = r_{k-1}(t) - \widetilde{FMI}_k(t). \quad 3.15$$

5. Se descomponen realizaciones $r_k(t) + \epsilon_k L_k(\omega^{(i)}(t))$, $i = 1 \dots I$, hasta obtener su primer modo, por medio de DME y se define el $(k+1)$ -ésimo modo:

$$\widetilde{FMI}_{k+1}(t) = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^I L_1(r_k(t) + \epsilon_k L_k(\omega^{(i)}(t))). \quad 3.16$$

6. Regresar al paso 4 para obtener el siguiente k .

En donde $r(t)$ es el residuo, el operador $L_j(\cdot)$ produce el j -ésimo modo obtenido por DME. El ruido blanco se representa como $\omega^{(i)}$, con $\mathcal{N}(0,1)$ conocido como ruido blanco Gaussiano, ϵ_0 es la desviación estándar inicial, i corresponde al número de realizaciones y k el número de modo y de residuo.

El residual satisface que:

$$R(t) = x(t) - \sum_{k=1}^K \widetilde{FMI}_k(t), \quad 3.17$$

Los autores concluyen que CEEMDAN supera los inconvenientes de EMD y EEMD, pues requiere menos de la mitad de las iteraciones de tamizado que la EEMD y la señal puede ser exactamente reconstruida sumando los modos obtenidos.

3.3.8 Nuevos criterios de alto

Adicional a las variaciones en el algoritmo para la obtención de las funciones de modo intrínseco, Rilling et al., (2016), describen un criterio extra para detener el proceso de tamizado. Como ya se mencionó, el método original considera dos criterios, en ellos se evalúa qué tan pequeña es la amplitud de la media comparada con la amplitud del modo correspondiente; cuando estos se imponen a umbrales muy bajos, para terminar el proceso de tamizado, se da paso a la aparición de mezcla de modos.

El criterio que Rilling et al. (2016) proponen, se basa en dos umbrales: θ_1 y θ_2 , a partir de estos se introduce la *amplitud de modo* $a(t) = (e_{\max}(t) - e_{\min}(t))/2$ y una función de evaluación $\sigma(t) = \left| \frac{m(t)}{a(t)} \right|$, de tal forma, que el tamizado itera hasta que $\sigma(t) < \theta_1$ para una fracción prescrita, $(1 - \alpha)$, de la duración total, mientras que



$\sigma(t) < \theta_2$ para la fracción restante. Los autores proponen valores *default* (por defecto) para las variables, en donde $\alpha \approx 0.05$, $\theta_1 \approx 0.05$, $\theta_2 \approx 10\theta_1$.

3.4 Espectro de Hilbert

Después de obtener las funciones de modo intrínseco, es posible aplicar, sin mayor dificultad, la transformada de Hilbert a cada una de ellas y calcular las frecuencias instantáneas (Huang et al., 1998), de la siguiente manera:

$$Y_k(t) = PV \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{C_k(t') dt'}{t' - t} \quad 3.18$$

Donde PV indica el valor principal de la integral y C_k es la señal de entrada. Luego, la señal analítica se obtiene en su representación imaginaria como:

$$z_k(t) = x_k(t) + iy_k(t) = A_k(t)e^{i\theta_k(t)} \quad 3.19$$

en donde x_k es la parte real y iy_k la parte imaginaria; y a partir de esta señal analítica, se obtienen los valores de amplitud instantánea $A(t)$ y fase instantánea $\theta(t)$ como:

$$A_k(t) = \sqrt{x_k^2(t) + y_k^2(t)} \quad 3.19$$

$$\theta_k(t) = \arctan\left(\frac{y_k}{x_k}\right) \quad 3.20$$

la frecuencia instantánea se obtiene como:

$$\omega_k(t) = \frac{d}{dt} \theta_k(t) \quad 3.21$$

Después de calcular la transformada de Hilbert a cada una de las funciones de modo intrínseco, los datos se pueden expresar de la siguiente manera:

$$X(t) = \Re \left\{ \sum_{k=1}^n A_k(t) \exp \left(i \int \omega_k(t) dt \right) \right\} \quad 3.22$$

Huang et al. (1998) aclaran que, en esta ecuación, el residuo $R(t)$ (ec. 3.17) no se adiciona; esto debido a sus características de función monótona o constante; ya que la transformada de Hilbert trata la tendencia monótona como parte de una oscilación muy larga, de tal forma que la energía de este residuo puede ser sobre amplificada. En caso de que las consideraciones físicas lo justifiquen, este residuo puede ser incluido en la ecuación 3.22.

La ecuación 3.22, da la amplitud y frecuencia de cada componente como función del tiempo. Si los mismos datos se expandieran en una representación de Fourier quedaría como:

$$X(t) = \sum_{k=1}^{\infty} A_k e^{i\omega_k t}$$

3.23

con A_k y ω_k , ambas constantes. El contraste entre las ecuaciones 3.22 y 3.23 es clara: las funciones de modo intrínseco representan una expansión de Fourier generalizada. La amplitud variable y la frecuencia instantánea no solo incrementan la eficiencia de la expansión, sino que permiten a la expansión acomodar los datos no estacionarios. Con la expansión de las funciones de modo intrínseco, la amplitud y frecuencia modulada son claramente separadas. De esta manera, se ha roto con la restricción de una amplitud constante y una frecuencia definida para la expansión de Fourier; teniendo como resultado una representación de amplitud y frecuencia variables (Huang et al., 1998).

La ecuación 3.22, también permite representar el *espectro de Hilbert* (EH) o espectro de amplitud de Hilbert $H(\omega, t)$, que es la representación de amplitud y frecuencia como función del tiempo, resultando en una gráfica de tres dimensiones, en donde la amplitud se grafica en un plano tiempo – frecuencia (Figura 3.6).

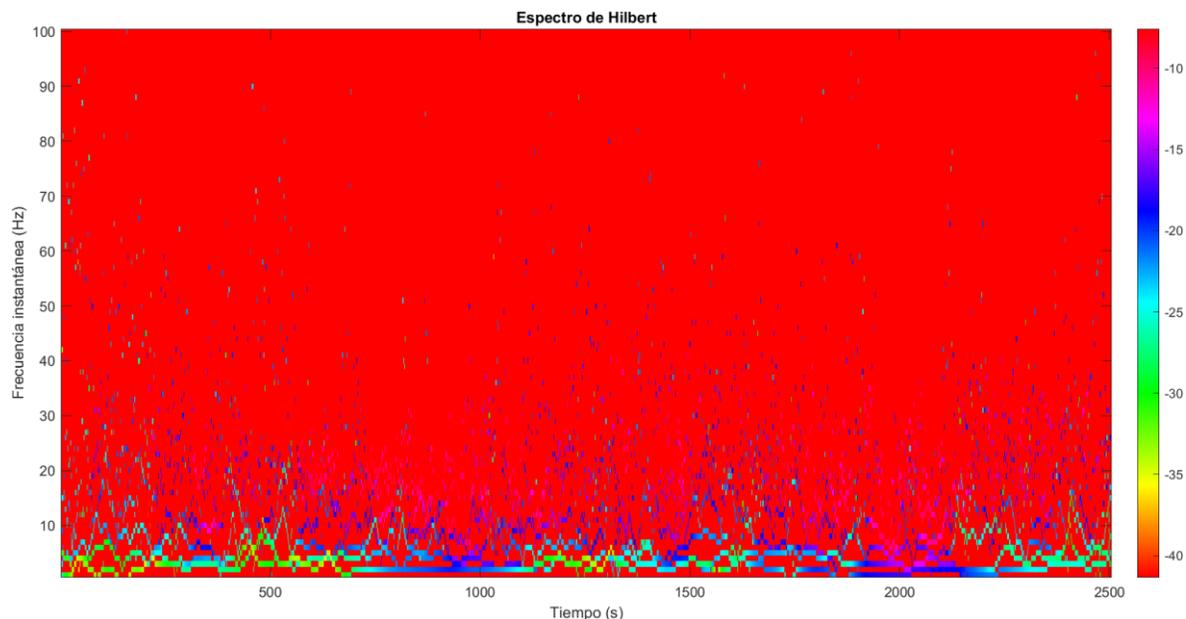


Figura 3.6: Descomposición tiempo-frecuencia de la traza sísmica generada por caída de rocas en Monserrat (sensor de arriba), se muestran los modos 3 a 8. La escala de frecuencia (eje izquierdo), corresponde a las frecuencias instantáneas de los modos intrínsecos FMI; y la localización de los puntos de colores en este plano, indican una probable amplitud

3.5 Algoritmo para el análisis de las señales sísmicas de los MGM

Para el procesamiento de los datos, se utilizó MATLAB en su versión R2021b, así como un paquete libre realizado por Patrick Flandrin y su equipo, en noviembre de 2012 (<http://perso.ens-lyon.fr/patrick.flandrin/emd.html>), que incluye el programa



para obtener las FMI por medio de CEEMDAN y la función DME, en donde se toma en cuenta el nuevo criterio de alto, que considera también los valores de amplitud mencionados en la sección 3.3.8.

Para poner en marcha el programa CEEMDAN, fue necesario entender cada una de las secciones y los parámetros de entrada, para posteriormente realizar cambios en el código y así decidir la forma de analizar los datos.

Lo primero que se definió, fue la forma de analizar las señales; ya que, en un principio, se pretendía procesarlas completas y después interpretarlas. No obstante, para el caso de las señales de los lahares, estas contienen un gran número de muestras; por lo tanto, debido a la duración de los eventos, el tiempo de cómputo era muy grande y en muchas ocasiones no se obtenían resultados, aún después de varias horas de proceso. Por esta razón las señales fueron divididas en secciones (tal como se mencionan en el apartado 3.3.2). Otra decisión que se tuvo que tomar, fue la de elegir las secciones a analizar, reconociendo que SON y SBO, son las secciones más importantes en la obtención de información del proceso físico relativo al desarrollo de los movimientos de masa.

Otro de los ajustes que se tuvo que llevar a cabo fue el relacionado al número de iteraciones máximas, la cantidad de realizaciones y la amplitud del ruido agregado para la obtención de las FMI. Torres et al. (2011), recomiendan hacer pruebas para determinar el número adecuado de realizaciones e iteraciones máximas para los datos que se estén analizando; esto debido a que, un número de iteraciones mayor al necesario (en estos dos valores), podría llegar a alterar los resultados. La amplitud del ruido agregado también es un factor importante, Wu y Huang (2009), proponen utilizar amplitudes bajas para datos dominados por frecuencias altas, así como amplitudes altas para datos dominados por frecuencias bajas. De esta forma, después de realizar pruebas a diferentes señales, se decidió que, con 20 realizaciones, 50 iteraciones máximas y una desviación estándar de 0.02 para el ruido blanco Gaussiano, se pueden obtener buenos resultados a un bajo costo computacional.

Para el análisis espectral, siguiendo el trabajo de Pereira de Souza et al. (2007) y Martínez (2017), se obtuvieron los espectros de Fourier para cada uno de los modos, los cuáles fueron desplegados en una misma gráfica, tanto de forma lineal, como logarítmica; de tal forma que, puedan hacerse comparaciones por ejemplo entre lahares y aludes.

Por último, se analizaron los EH de cada una de las señales de aludes, lahares y caída de rocas, de tal forma que se pueden observar los valores de amplitud y frecuencia instantánea de cada uno de los modos y a partir de éstos, obtener los valores de correlación y rango de frecuencia entre algunas de las FMIs.

3.5.1 Procesamiento de las señales sísmicas de los MGM

En la figura 3.7, se muestra el diagrama de flujo de las diferentes etapas del procesamiento de las señales sísmicas. En dicho diagrama se observa que el primero paso, fue normalizar los valores de amplitud de las señales sísmicas, debido a que se tienen mayor interés en el contenido frecuencial, por lo que para este trabajo las amplitudes no se consideraron como algo relevante; esto con el fin de poder comparar los modos y sus respectivos espectros y observar similitudes en su comportamiento.

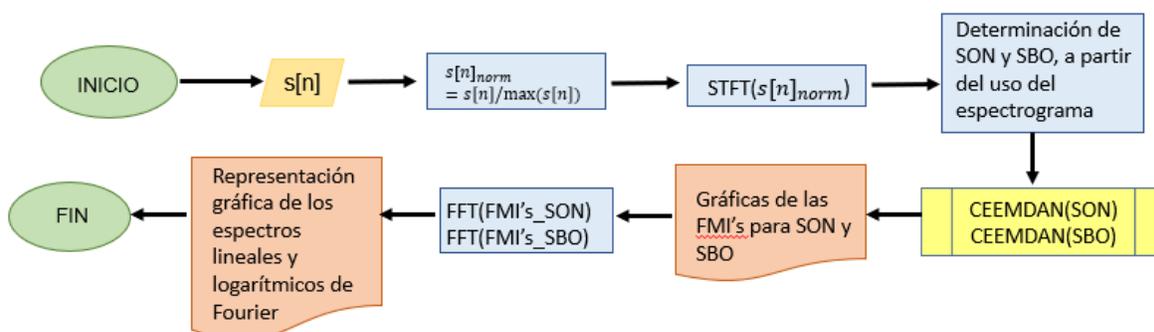


Figura 3.7: Diagrama de flujo de la sucesión de métodos que se llevaron a cabo para el procesamiento de las señales sísmicas de los MGM analizados, en donde $s[n]$ es la señal de entrada en número de muestras; $\max(s[n])$ es el valor máximo de las amplitudes de la señal de entrada en número de muestras; STFT es la Transformada de Fourier de Tiempos Cortos; y FFT es la transformada rápida de Fourier

Posteriormente, se seccionaron los datos a partir del uso del espectrograma (i.e., en SON, SBO, STA, SEN), por lo que fue necesario obtener las transformadas en tiempos cortos de Fourier de cada una de las señales y de esta forma, determinar las diferentes secciones.

Una vez normalizadas y cortadas las señales, se obtuvieron los modos de cada una con CEEMDAN, para después obtener los espectros de Fourier en su representación lineal y logarítmica.

No obstante, la representación del EH, fue un poco más complicada, ya que con el gráfico tiempo – frecuencia – amplitud, en donde la amplitud se observa por medio de la escala de colores (Figura 3.6), era muy complicado interpretar los valores instantáneos de cada uno de los modos. Es por esto que, se buscó una forma diferente de graficar estos valores de interés, de tal manera que se decidió representar el EH con un gráfico donde cada eje corresponde a uno de los valores instantáneos de cada modo, (Figura 3.8a) con una escala de colores indicando los modos obtenidos. Esta representación de cuatro variables también permitió observar la proyección de los planos, tiempo – frecuencia (T – F, Figura 3.8b) y tiempo – amplitud (T – A, Figura 3.8c), lo cual fue de gran utilidad para llegar a interpretaciones más certeras de cada uno de los modos.

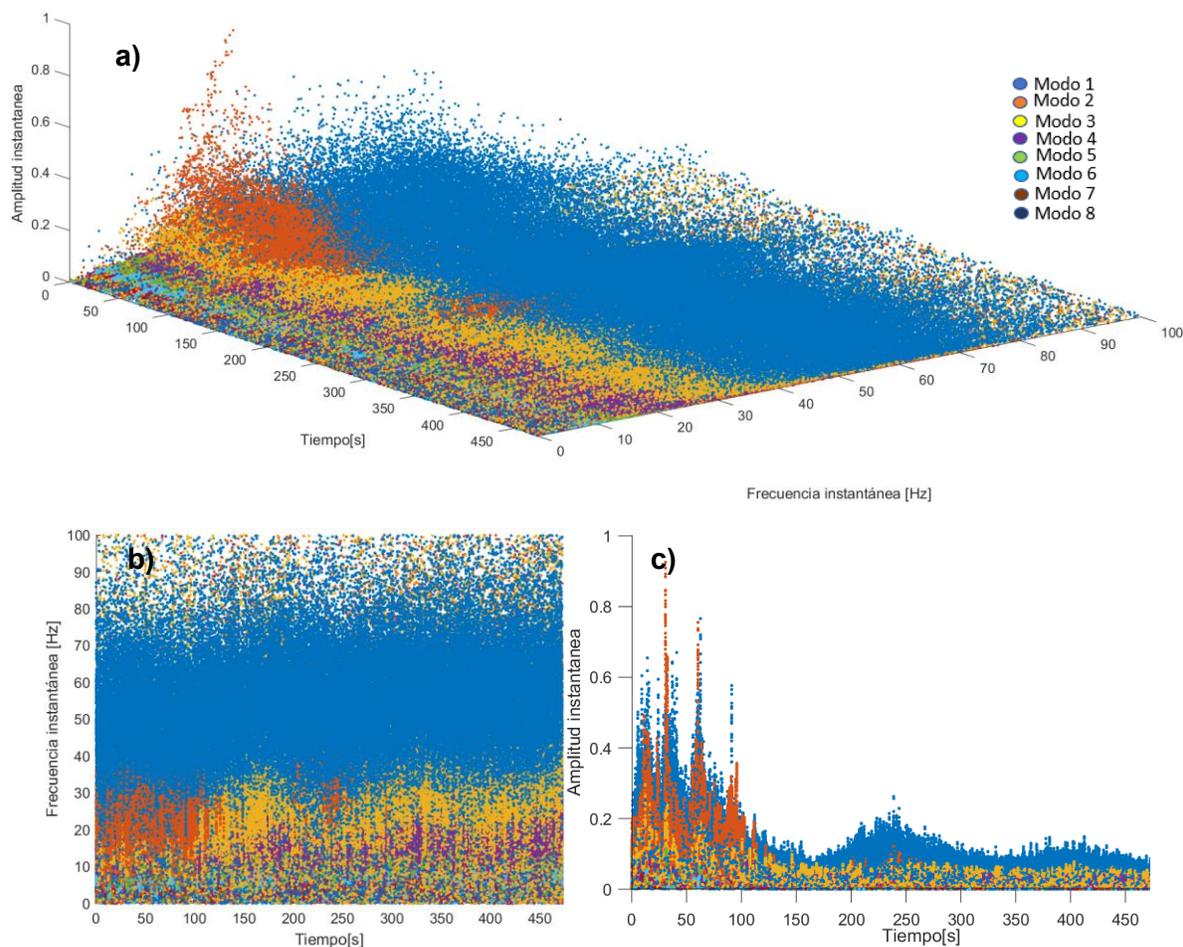


Figura 3.8: Representación del espectro de Hilbert, tomando como ejemplo, los datos de un lahar. Se observa en **a)** la gráfica en tres dimensiones con un valor instantáneo en cada eje y la escala de colores mostrando los diferentes modos, **b)** proyección del plano tiempo – frecuencia y **c)** proyección del plano tiempo – amplitud.



Capítulo 4. Resultados y Análisis de señales sísmicas generadas por lahares, avalanchas de nieve y caídas de roca

En este trabajo se analizaron 6 señales sísmicas generadas por aludes de nieve, 3 de lahares y 2 de caída de rocas. En la Tabla 4.1 se enlistan los datos de las señales sísmicas utilizadas en el análisis (para ver las señales sísmicas de cada evento, ver Anexo 1).

Es importante señalar que en este capítulo se muestran los resultados de todas las señales sísmicas generadas por MGM, sin embargo y debido a la gran cantidad de imágenes que esto implicaría, los despliegues gráficos de todas las señales pueden ser consultados en la sección de Anexos. En el presente apartado sólo se ilustran algunos resultados, únicamente para explicar las observaciones.

Tabla 4.1. Resumen de las diferentes señales sísmicas analizadas y sus características de registro.

Movimiento de masa	Zona de estudio	Identificador	Frecuencia de muestro	Número de muestras	Duración (t)
Aludes de nieve	Vallée de la Sionne, Suiza	Pow5	200 m.p.s.	24000	120 s
		Pow15	200 m.p.s.	14702	74 s
		Wet3	200 m.p.s.	25000	125 s
		Wet6	200 m.p.s.	25001	125 s
		Trans4	200 m.p.s.	50000	250 s
		Trans11	200 m.p.s.	52501	262 s
Lahares	Volcán de Colima, México	Lahar 2012	100 m.p.s.	380000	3800 s
		Lahar 2013	100 m.p.s.	710000	7100 s
		Lahar Patrio	100 m.p.s.	1080001	10800 s
Caída de rocas	Macizo de Montserrat, España	Montserrat arriba	200 m.p.s.	12001	60 s
		Montserrat abajo	200 m.p.s.	12001	60 s

Con el objetivo de conocer las señales y saber qué información se puede obtener de ellas, se aplicaron algunas de las técnicas mencionadas en el capítulo 3, y que han sido previamente utilizadas por otros autores (Vilajosana et al., 2008; Pérez – Guillén, 2016 y Roig – Lafon, 2021), como es la obtención de la envolvente total.

El uso de la envolvente total permitió identificar de una forma más eficiente las secciones SON y SBO, de las señales sísmicas de aludes de nieve y lahares. Al

comparar las señales sísmicas con el espectrograma y la envolvente (Figura 4.1), fue más sencillo identificar los límites de cada sección

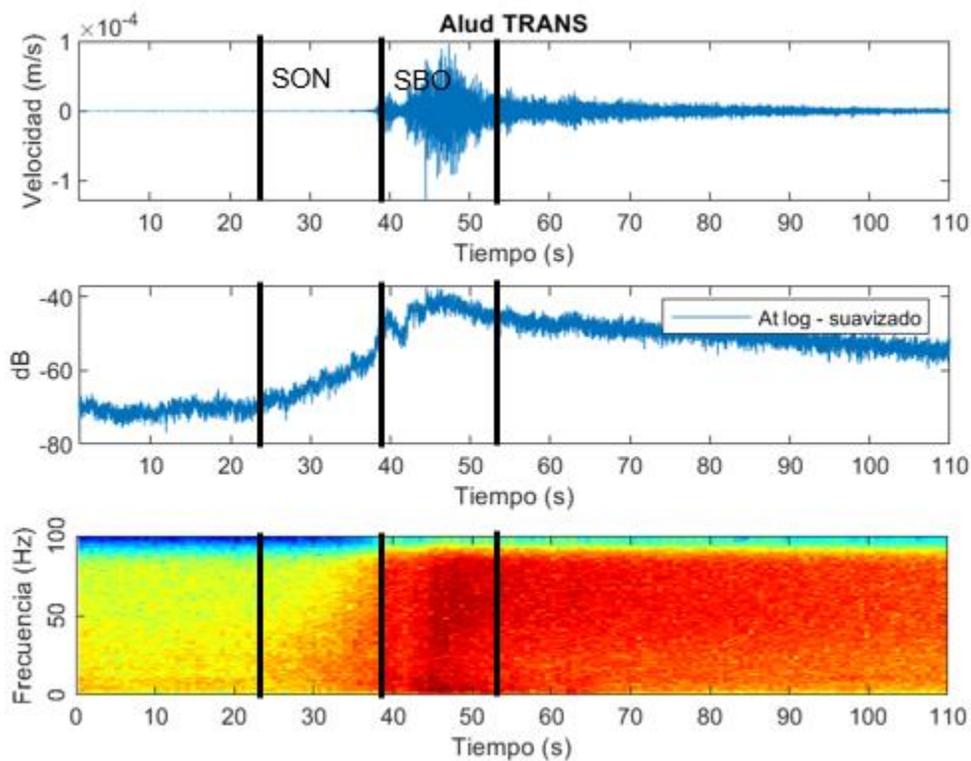


Figura 4.1: Ejemplo del análisis de una señal sísmica de un alud tipo TRANSITIONAL, en el dominio del tiempo. En orden descendente se observa: la señal sísmica del evento, la envolvente total de la señal y el espectrograma obtenido. En este último esquema, se observan líneas negras que indican las secciones de la señal (i.e., SON, SBO, STA y SEN).

4.1 Análisis de las FMIs

En el caso de las señales en tiempo, se observa una gran similitud entre los modos, según el MGM observado. Para los aludes, el parecido es visible entre aquellos que son del mismo tipo (WET, TRANSITIONAL o POWDER). Se observa también la presencia de trenes de onda muy bien definidos tanto en amplitud como en frecuencia (Figuras 4.2, 4.3 y 4.4). Estos trenes de onda son sobresalientes porque, en la bibliografía revisada (Colominas et al., 2011; Konstantin y Dominique, 2014; Martínez, 2017; Pereira de Souza et al., 2007), sólo se observa este comportamiento en las descomposiciones de señales armónicas, como son las señales electrocardiográficas. Por lo tanto, al ver el comportamiento de estos trenes, se puede suponer que éstos se relacionan con un comportamiento armónico de los componentes de la masa del flujo. Otra teoría es que se observan por la atenuación que el medio produce en las ondas sísmicas. Algo que también es importante señalar, es que son muy evidentes en la sección SBO, pero también aparecen en

SON (Para ver todas las descomposiciones de las señales, ir a Anexos 2, 3 y 4). También en la Figura 4.2 se observa que en la sección SON de las señales sísmicas de aludes de nieve, hasta la FMI 6, se aprecia el incremento de amplitud generado por el acercamiento de la masa al sensor; en el caso de los lahares, este incremento exponencial se observa hasta la FMI 14 (Anexo 2). En la Figura 4.3, se observa que en la sección SBO, las oleadas diluidas se pueden diferenciar del resto de la señal, hasta la FMI 9, para funciones de modo intrínseco más altas, estas oleadas ya no son tan evidentes.

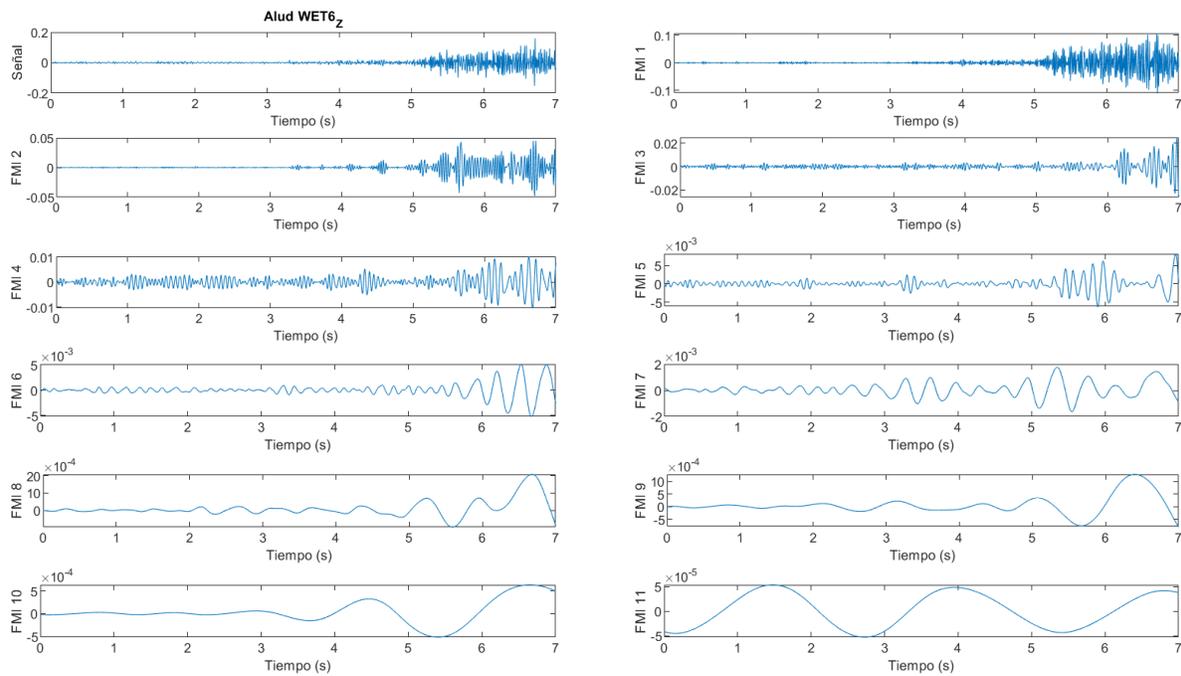
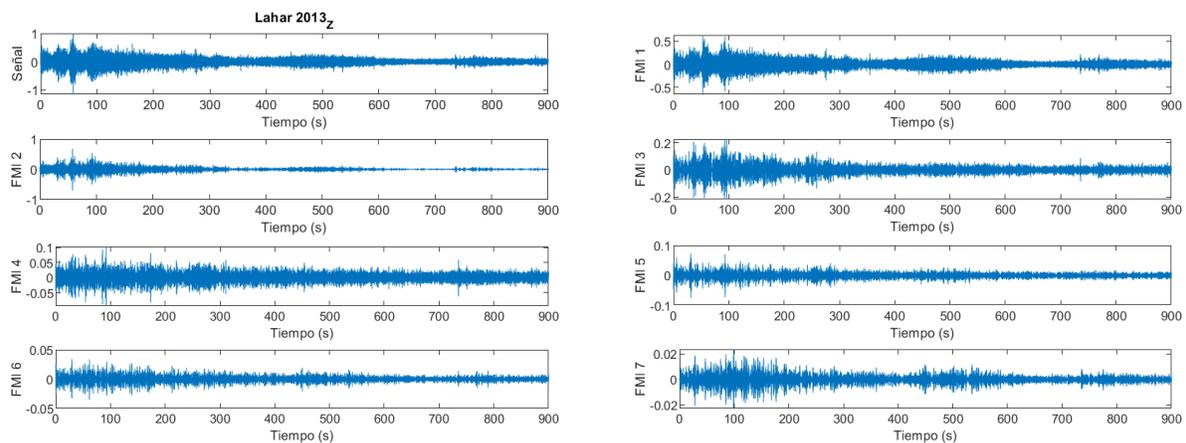


Figura 4.2: Sección SON del alud WET6. En las primeras 6 FMI, se observa el incremento exponencial en la amplitud de la señal conforme la masa se aproxima al sensor, en los modos más altos, este incremento ya no es notorio. También se pueden observar los trenes de onda bien definidos tanto frecuencia y amplitud.



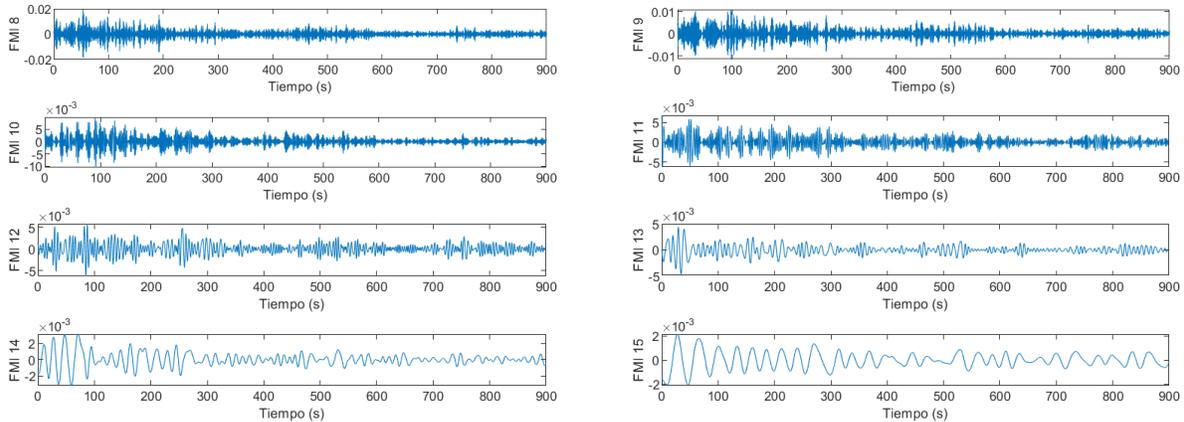


Figura 4.3: Sección SBO del lahar 2013. Se observa que hasta la FMI 9, es fácil identificar las oleadas diluidas que siguen al frente del lahar; en FMI, estas oleadas ya no se diferencian del resto de la señal. También se observan los trenes de onda muy bien definidos en frecuencia y amplitud.

En las Figuras 4.2 y 4.3 solo se muestran las primeras FMIs de las descomposiciones de las señales sísmicas de los lahares y los aludes. Las descomposiciones completas para aludes de nieve van del orden de entre 12 y 14 FMIs; mientras que las de los lahares, se descomponen del orden de 20 a 23 FMIs, tanto para las secciones de SON como en SBO.

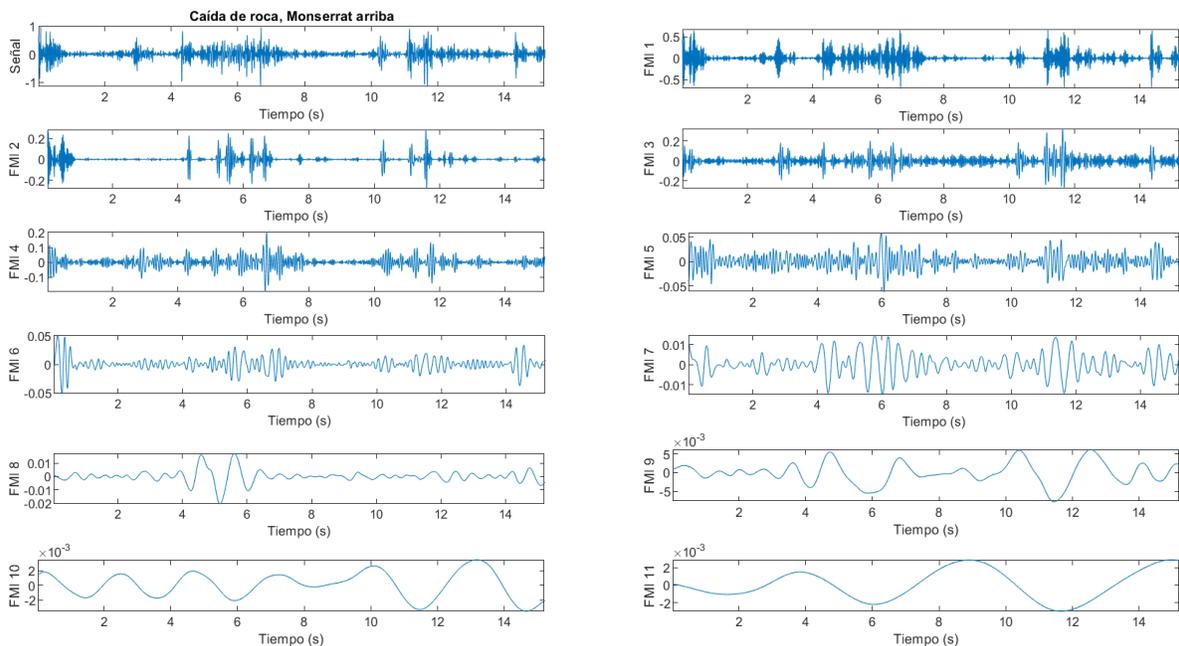


Figura 4.4: Modos de la señal generada por caída de rocas en Montserrat, se obtuvieron 12 modos y un residuo, de los cuales sólo se muestran 11. Para este MGM, también se observan los trenes de onda bien definidos tanto en tiempo como en amplitud.



La Figura 4.4 muestra las FMIs obtenidas para caída de roca de la señal registrada con el sensor de arriba, en donde se aprecian las FMIs generadas por caída de roca; también se observan los trenes de onda bien definidos tanto en tiempo como en amplitud.

4.2 Espectro de Fourier

En la Figura 4.5 se muestran los espectros de las FMIs de las señales de aludes de nieve, específicamente de la sección SBO. En estos gráficos se observa que el comportamiento espectral logarítmico de cada modo es muy similar para todos los aludes, presentando un contenido espectral que va desde los 10 hasta los 100 Hz. Sin embargo, en los primeros dos modos, las frecuencias aparecen saturadas y traslapadas; a partir del modo 3 (frecuencias altas), los espectros muestran una forma plana en los valores altos de amplitud espectral y una forma curva en las amplitudes bajas. A partir del modo 4, las señales de los distintos aludes se empiezan a separar, aproximadamente a amplitudes de 10^{-5} y conforme aumenta el número de modo, cada señal se va separando a amplitudes más bajas, hasta 10^{-10} para el caso del alud Pow15. Respecto al modo 6, a pesar de que el contenido espectral (espectro lineal, anexo 6) se encuentra debajo de los 5 Hz, es visible una agrupación en las altas frecuencias según el tipo de alud, en donde los aludes tipo WET se agrupan en amplitudes espectrales de 10^{-8} , mientras que los aludes tipo TRANSITIONALS se agrupan en valores de amplitud espectral de 10^{-6} . También se observa que los aludes tipo POWDER no se agrupan, en comparación con los otros tipos de aludes; de hecho, más bien cada señal se encuentra en un extremo diferente del espectro. Se observa una tendencia lineal en los espectros de las FMIs 2, 4, 5 y 6, en donde esta tendencia se logra apreciar después de que los espectros de los aludes de nieve alcanzaron la amplitud máxima. Conforme aumenta el número de modo, esta tendencia rectilínea se corta a frecuencias cada vez menores.

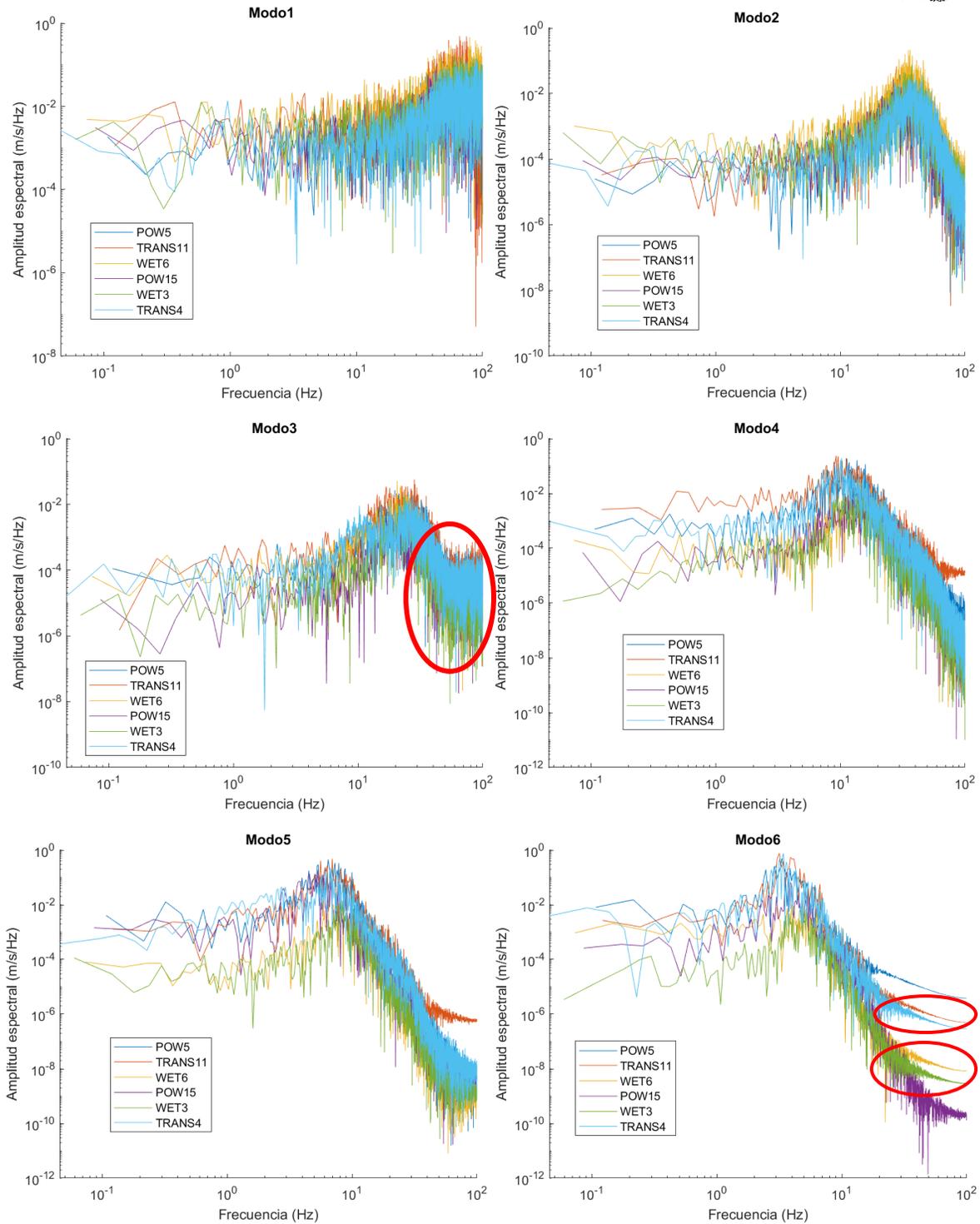
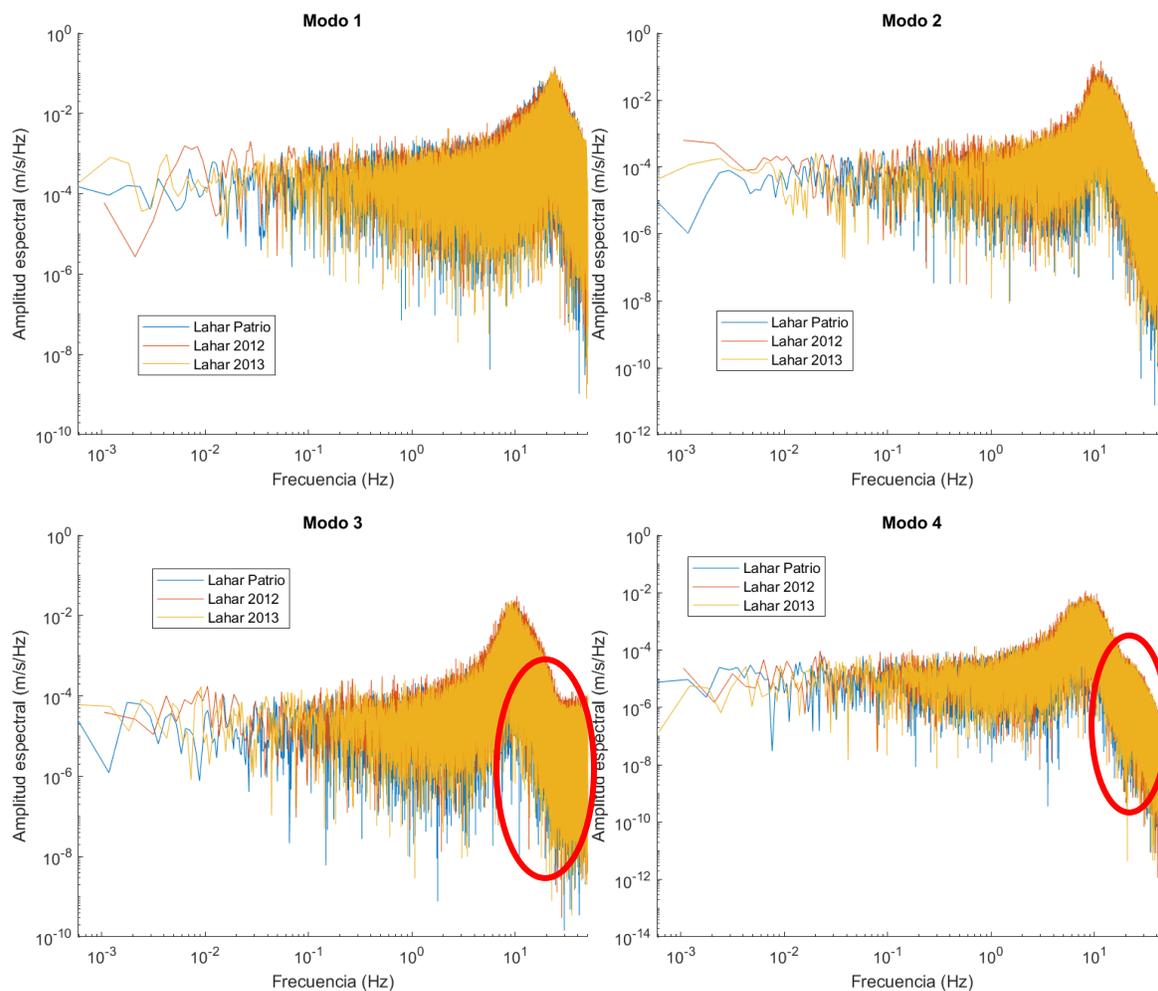


Figura 4.5: Gráfico de espectros de los modos 1 al 6, de la señal sísmica generada por el paso de aludes de nieve de los tipos: WET, TRANSITIONAL y POWDER. La elipse roja del modo 3 resalta la zona del espectro en donde los 6 aludes tienen una forma plana en amplitudes espectrales altas y una forma curva en amplitudes bajas. En el modo 6, las elipses muestran cómo los espectros se agrupan según el tipo de alud graficado.

En el modo 3 de los lahares (Figura 4.6), también se observa una forma plana en amplitudes espectrales altas y una forma curva en amplitudes espectrales bajas, comportamiento que también se observa en el espectro del modo 3 de los aludes (Figura 4.5).



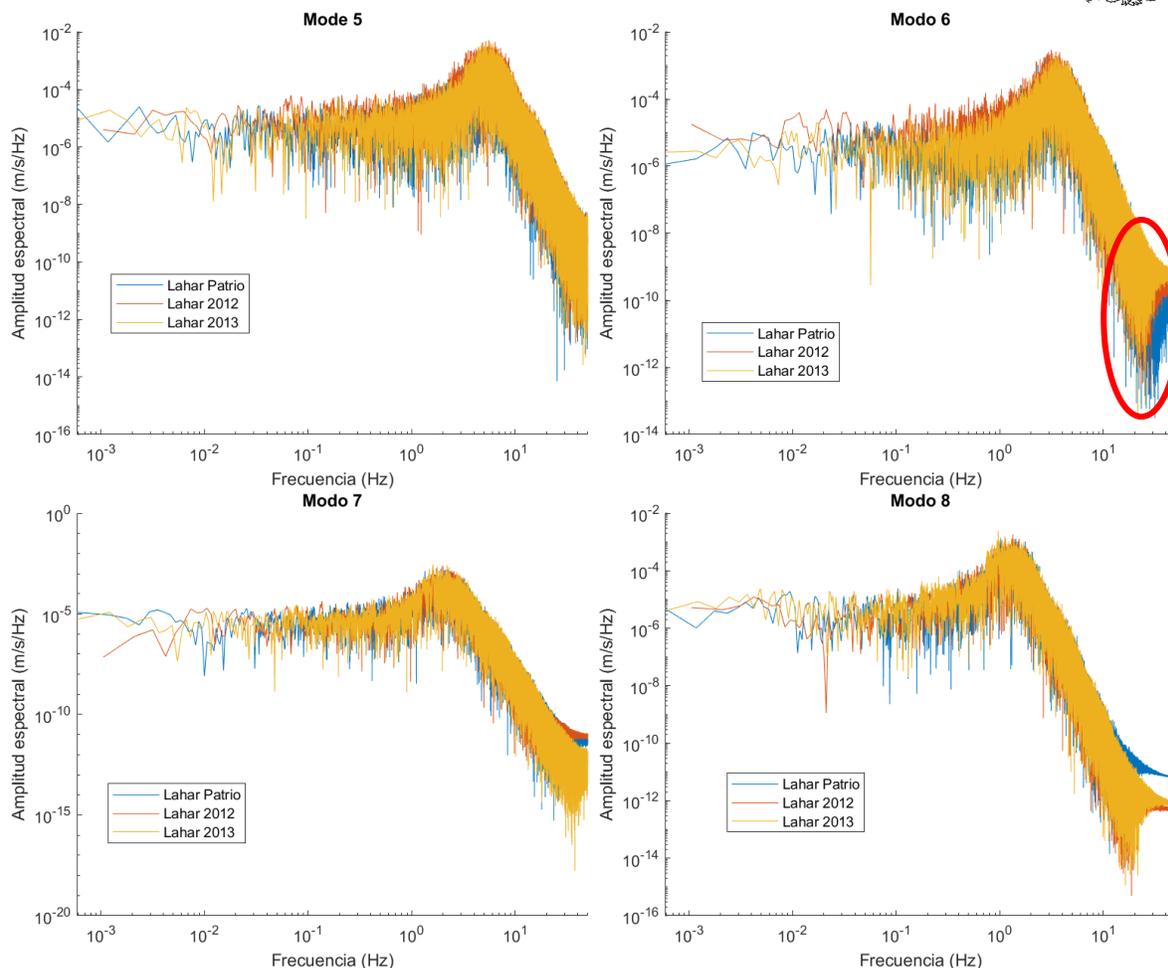
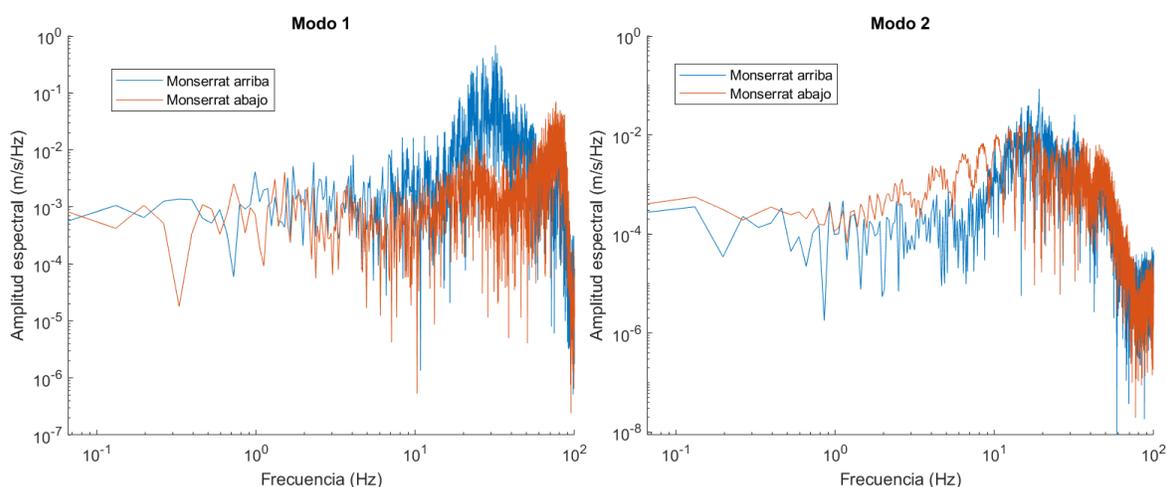


Figura 4.6: Gráficos del espectros de Fourier para los modos del 1 al 8, de las señales de lahares, específicamente de la sección SBO. En el modo 3 la elipse roja resalta la zona del espectro en donde los tres lahares tienen una forma plana en amplitudes espectrales altas y una forma curva en amplitudes bajas. En el modo 4, la elipse resalta un aumento en los valores de amplitud entre 20 y 40 Hz, que se observa como una curva que corta el comportamiento rectilíneo de los espectros en las frecuencias altas. En el modo 5 se observa nuevamente este aumento en amplitudes en frecuencias que van de los 10 a los 20 Hz. En el modo 6, la elipse roja muestra un pico de bajas valores de amplitud espectral que forman los lahares alrededor de los 20 a 30 Hz. Este pico se observa también en el modo 8, en frecuencias entre 10 y 20 Hz.

Además, en los espectros de los modos 4 y 5 (Figura 4.6 elipses rojas) destaca un aumento de amplitudes entre 20 y 40 Hz para el modo 4, y entre 10 y 20 Hz para el modo 5; este aumento de amplitudes corta el comportamiento rectilíneo que se observa en las frecuencias altas de los espectros, después de que los espectros alcanzaron la amplitud máxima. En el espectro del modo 6, no se presenta un “agrupamiento” de las señales de los lahares, como se observó en el caso de los aludes; sí se observa un decaimiento de la amplitud espectral, el cual se presenta como un pico negativo en los espectros de los tres lahares. Algo curioso de todas las observaciones descritas para las señales generadas por lahares, es que se aprecian en las frecuencias altas de los espectros, arriba de los 10 o 20 Hz.

Las señales generadas por caída de roca no fueron divididas en secciones, debido a que, al analizar el espectrograma, no se aprecian las características de amplitud y frecuencia que permiten dividirlos, además, al ser tan pequeñas tanto en tiempo como en número de muestras, fue fácil trabajar con las señales completas. En la Figura 4.7, se presentan los gráficos de los modos 1 a 6, de los espectros de Fourier (forma logarítmica) para los MGM de caída de rocas. En estos gráficos se observa que, en las bajas frecuencias (menores a 0.5 Hz) en todas las FMIs, hay una sucesión de “arcos” parecidos al ripple que se observa en el espectro de una ventana de Bartlett. En la FMI 3 (en frecuencias altas, arriba de 40 Hz), se observa nuevamente una forma plana en los valores altos de amplitud espectral y una forma curva en las amplitudes bajas, como se describió para lahares y aludes de nieve.

Analizando cada una de las FMI de la Figura 4.7, se observa que en la FMI 1, la forma de los espectros es muy diferente a lo largo de todas las frecuencias. En el modo 2, se observa que, en frecuencias superiores a 30 Hz, los espectros muestran una mayor “similitud” en la forma de las señales y del contenido espectral. En el modo 3, los espectros muestran formas similares, pero con diferentes amplitudes espectrales, en donde el espectro de Montserrat abajo contiene amplitud espectral más baja. También en este modo 3, se observa una forma plana en amplitudes espectrales altas y una forma curva en las amplitudes bajas, justo como se vio en los espectros de lahares y aludes. A partir del modo 4, los espectros son muy similares hasta los 50 Hz; por encima de estas frecuencias las señales se separan, de forma similar a cómo se observa en aludes, y a partir del modo 6, en los lahares.



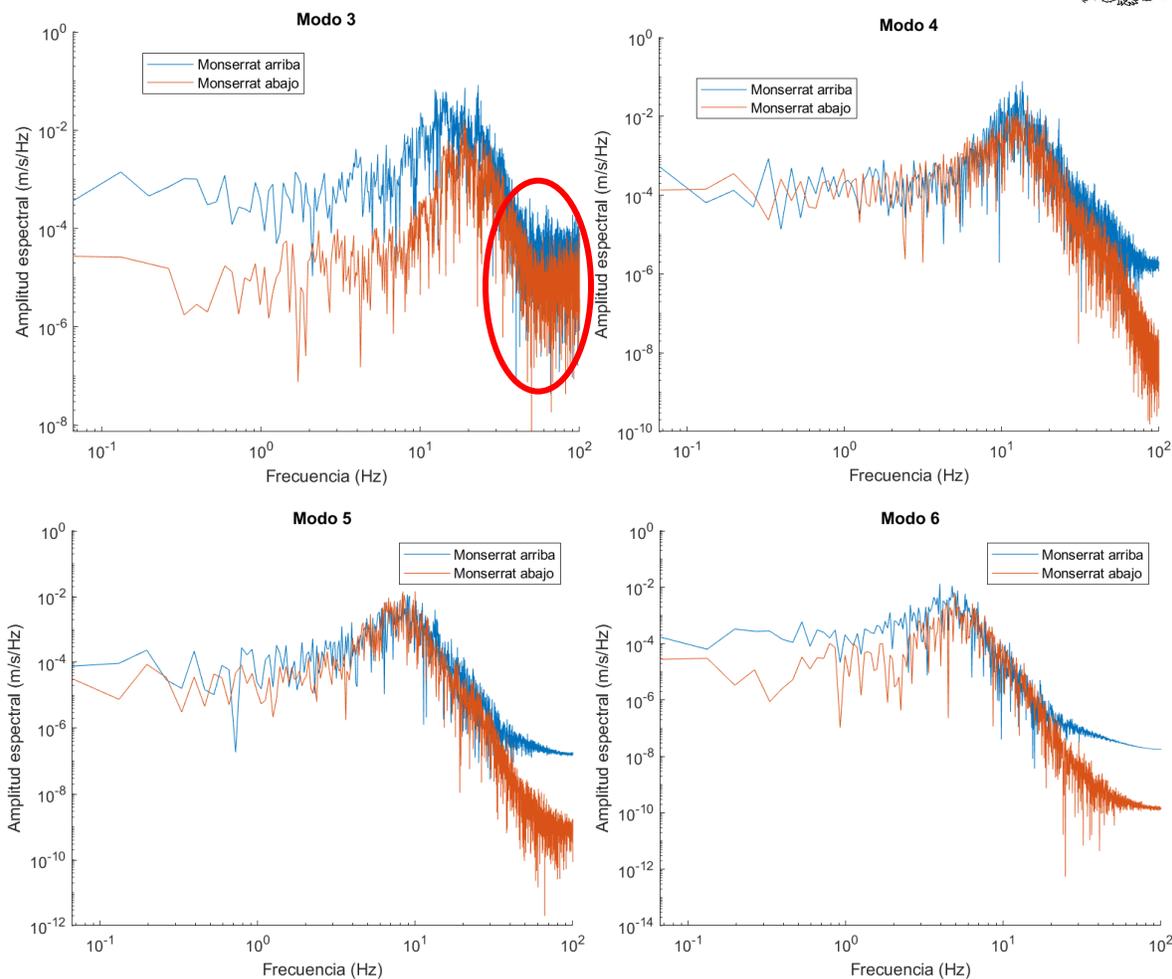


Figura 4.7: Espectros de Fourier de los modos 1 al 6 de la señal sísmica generada por caída de rocas en el macizo Rocoso de Montserrat. La elipse roja muestra la zona del espectro en donde las dos señales tienen una forma plana en amplitudes espectrales altas y una forma curva en amplitudes bajas, similar a lo observado en los espectros de lahares y aludes.

4.3 Espectro de Hilbert

Como se mencionó en el capítulo anterior, la representación usada en esta tesis del espectro de Hilbert, de los resultados de la descomposición, no es la que propone Huang et al. (1998). La aquí utilizada, permitió caracterizar de forma más eficiente las señales analizadas tanto en la proyección del plano T – F como en la proyección del plano T – A, en donde tuvimos información diferente a la obtenida por medio de métodos usados tradicionalmente para el análisis de MGM.



Observaciones de los espectros de Hilbert para lahares

En los espectros de Hilbert de los lahares (Figuras 4.8 y 4.9), se observó que, tanto en amplitud como en frecuencia, los espectros de los tres lahares son muy similares, sin importar la diferencia en tiempo. Con la intención de comprobar hasta qué modo se tiene información de la señal generada por lahares, se desplegaron gráficamente los espectros de Hilbert con diferentes FMIs. En la Figura 4.8 (b), se observa claramente que, hasta el modo 12, todavía se tiene información del lahar, aun cuando dicha información se presenta por debajo de la frecuencia de 1 Hz. Las FMIs superiores a 12, con frecuencias menores a 1 Hz, ya no muestran propiamente información del fenómeno. Lo que se cree es que estas señales corresponden a eventos lejanos que son registrados por el sensor y se mezclan con la señal generada por el paso del lahar o podrían ser artefactos numéricos resultantes de la aplicación del método CEEMDAN, pues este deja de iterar hasta que la señal procesada se vuelve monótona.

En el plano T – F de los espectros de la sección SON (Figura 4.8, a), se observa que las frecuencias de todos los modos empiezan a disminuir, aproximadamente a los 350 segundos, hasta alcanzar valores mínimos entre los 550 y 600 segundos. Este decremento en las frecuencias coincide con el incremento de la amplitud de la señal sísmica, que se genera cuando la parte más densa del lahar se acerca al sensor. Este comportamiento en las frecuencias, también se observa para la sección SBO (Figura 4.9), en donde las frecuencias bajas se alcanzan entre los 0 a 250 segundos. Después, los valores de frecuencia comienzan a subir, hasta que aparecen las oleadas diluidas y provocan nuevos decrementos en los valores de frecuencia de las FMIs, que para el lahar 2012, se observan entre 380 y 550 segundos y, entre 720 y 870 segundos (Figura 4.9). Estas observaciones en los valores de frecuencias son mencionadas por Walsh et al. (2020), en donde ellos lo relacionan principalmente a la concentración del material diluido, tamaño de los clastos, viscosidad y turbulencia.

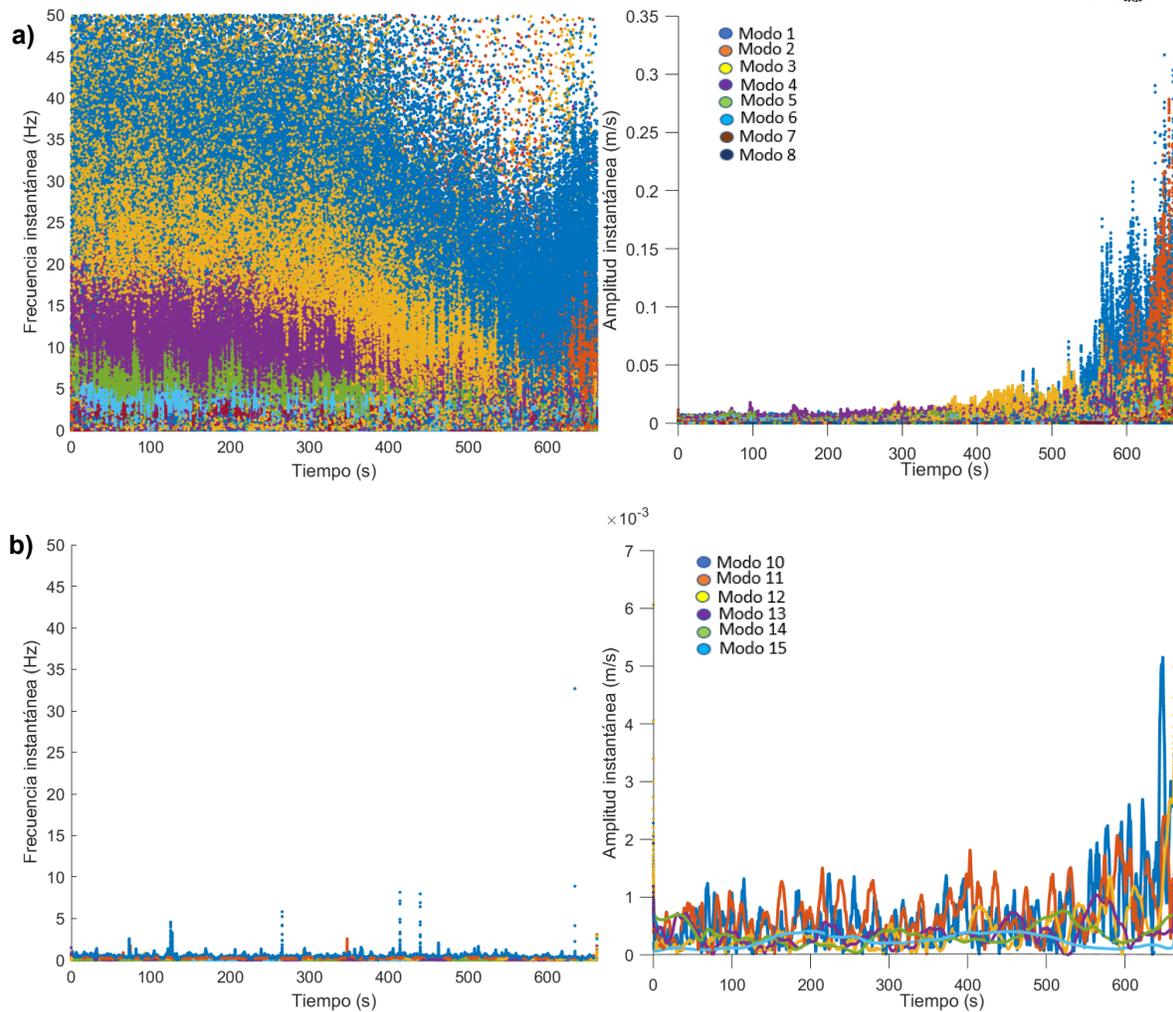


Figura 4.8: a) Espectros de Hilbert de los modos 1 – 8 y de los b) modos 10 – 15 de la sección SON de la señal sísmica generada por el paso de un lahar ocurrido en el año 2012, planos tiempo – frecuencia y tiempo – amplitud. En a) en el plano T – F, se observa un decremento en los rangos de frecuencia de todas las FMI, conforme la masa se aproxima al sensor. En b) se observa que hasta la FMI 14, se tiene información del MGM.

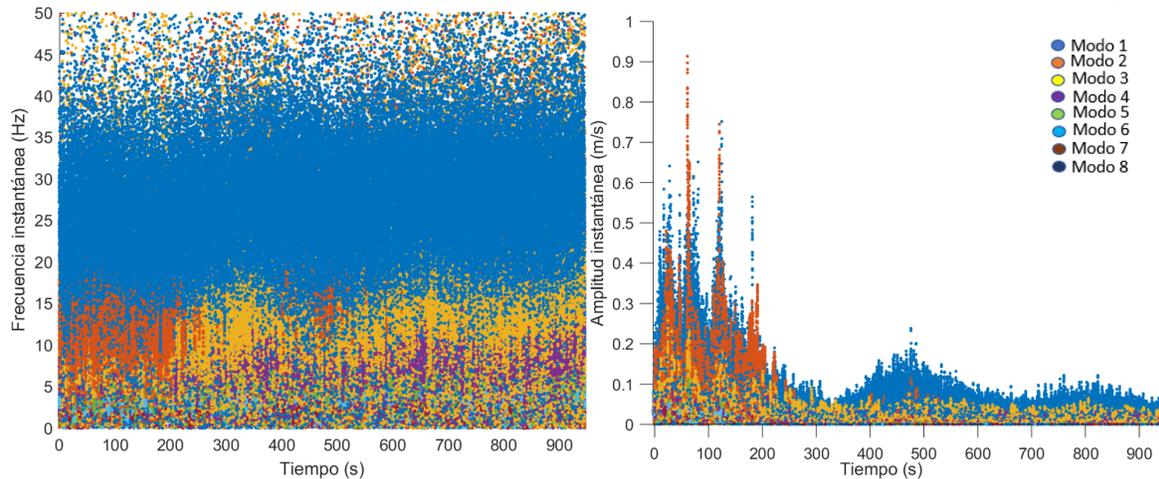


Figura 4.9: Espectros de Hilbert de los modos 1 – 8 de la sección SBO de la señal sísmica generada por el paso de un lahar ocurrido en el año 2012, planos T – F y T – A. En el plano tiempo frecuencia, también se observa un decremento de los rangos de frecuencia cuando el frente y las oleadas diluidas pasan sobre el sensor.

Observaciones de los espectros de Hilbert para aludes de nieve

El análisis de las señales generadas por los aludes de nieve ha sido más fácil que el de lahares a lo largo de todo el trabajo, debido al bajo número de muestras que las conforman. Para analizar los espectros de Hilbert de las señales de los aludes, cabe resaltar que se separaron los modos 1 y 2 con el fin de comprobar los comentarios hechos por Martínez (2017), Zhang et al. (2003) y Villanueva (2020), donde todos estos autores llaman ruido a estas FMIs. De aquí en adelante, estos modos se referirán como funciones aleatorias, para evitar confusiones relacionadas a conceptos de análisis espectral de señales.

Otra aclaración que se debe hacer es el hecho de que, para el caso de aludes, sólo se analizan los modos del 3 a 6; esto debido a que las FMI superiores, ya no muestran información relevante y los valores de amplitud y frecuencia son muy bajos, del orden de 10^{-3} para amplitudes y menores a 1 Hz de frecuencia. Por lo tanto, este análisis se enfocó a la sección SBO, pues es la sección que dio mejores resultados en lo que respecta al espectro de Hilbert.

En el plano T – F, sección SON, se observa una disminución de los valores de frecuencia para todos los modos cuando la masa pasa sobre el sensor (Anexo 10). A diferencia de los lahares, este comportamiento solo se aprecia en la sección SON.

En la Figura 4.10 (a), se presentan los espectros de Hilbert para los modos 1 y 2, de la sección SBO de la señal sísmica generada por un alud tipo POWDER. En el gráfico T – F, se observa que el modo 2 prevalece entre los 20 y 60 Hz de frecuencia; mientras que en el gráfico T – A, el modo 2 permanece restringido hacia amplitudes más bajas que, el modo 1. Luego en la Figura 4.10 (b), se presentan los espectros de Hilbert para los modos 3 a 6, de la sección SBO, de la misma señal de alud

analizada en (a). En el gráfico T – F (Figura 4.10, b), se puede observar que el modo 3 domina en todo el rango de frecuencias, de menos de 15 Hz. Por otro lado, en el gráfico T – A, la variabilidad de las amplitudes es mayor en los modos 5 y 6

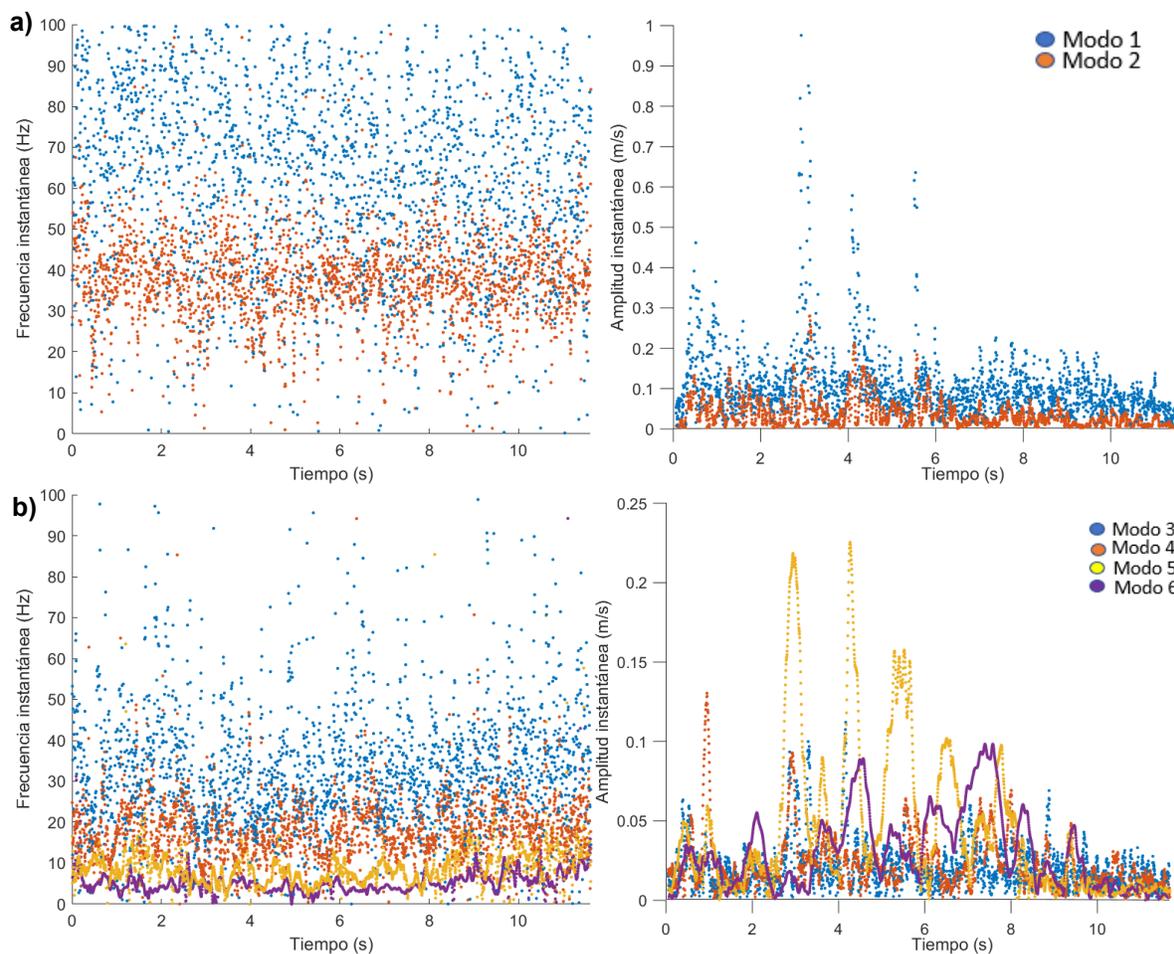


Figura 4.10: a) Espectros de Hilbert de la sección SBO, de la señal sísmica generada por un alud tipo POWDER (POWDER 15), planos T – F y T – A. Se separan en **a)** modos 1 – 2, las FMI aleatorias con un contenido de frecuencias que abarcan todo el espectro y en **b)** modos 3 – 6, en donde se aprecia la correlación positiva entre las FMI 5 y 6

de los tres tipos de aludes (Para ver los espectros de todos los tipos de aludes, ir a la sección de Anexos). Estas FMI 5 y 6 muestran una amplitud más alta que los modos 3 y 4, lo que los hace muy llamativos. En el caso de los aludes tipo POWDER, estos modos parecen presentar una alta correlación en los primeros 6 segundos aproximadamente, después de este tiempo, la correlación se pierde y cada modo se comporta de manera diferente.

Esta correlación, se cuantificó por medio del coeficiente de Pearson y realizando un análisis de correlación cruzada con la función *xcorr* normalizada de MATLAB (Figura

4.11), con un rango de desfase predeterminado de $2N - 1$, con N igual al número de datos a analizar.

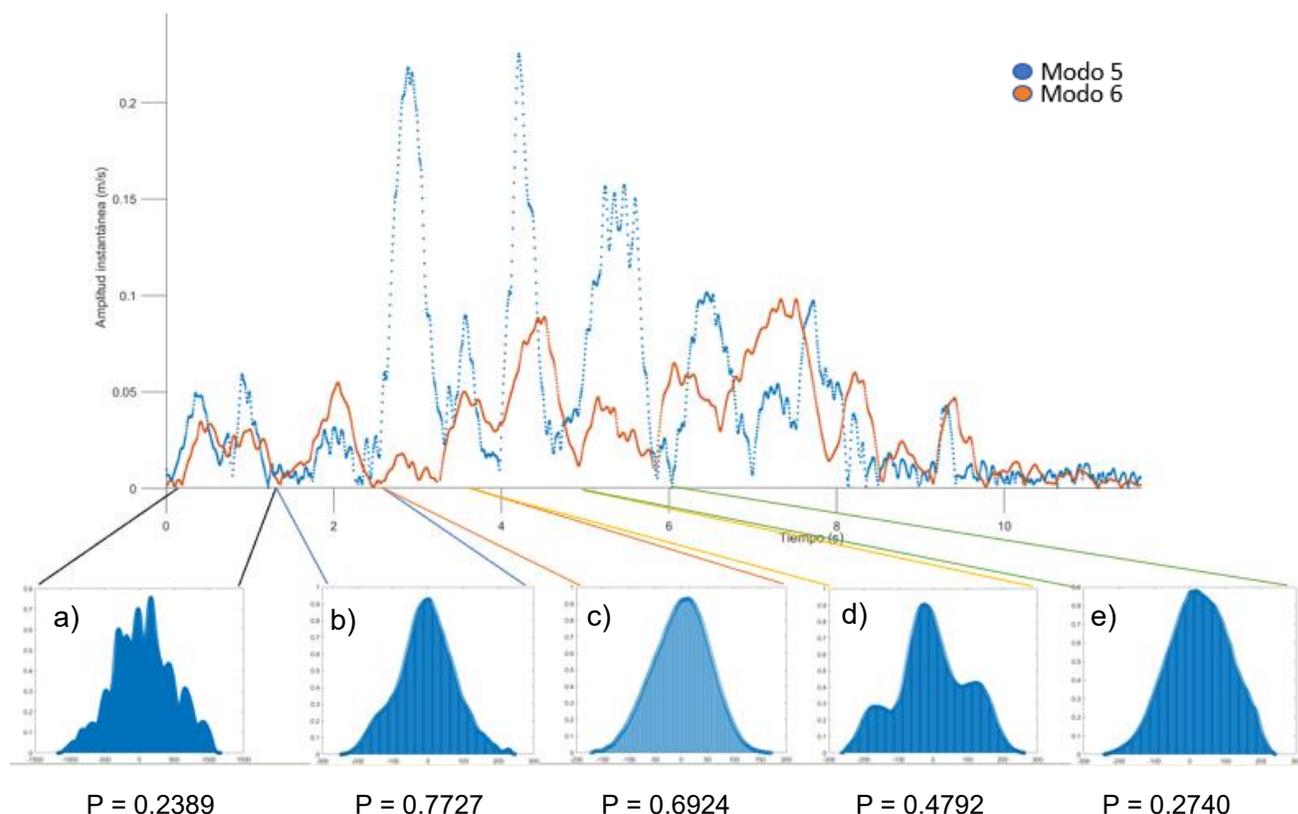


Figura 4.11: Proyección de los gráficos de correlación cruzada para diferentes segmentos del espectro de Hilbert, considerando T – A. Los datos utilizados pertenecen a la señal sísmica de un alud tipo POWDER (POWDER 15). En la parte inferior, también se muestran los valores del coeficiente de correlación de Pearson, con los que podemos comprobar si se trata de una correlación positiva o negativa y el grado de correlación entre las secciones de los modos 5 y 6

Si siguiendo los coeficientes de Pearson, en todos los casos, las FMIs 5 y 6 presentan valores entre $0 < P < 1$, lo que indica una correlación positiva. Las secciones b y c de la Figura 4.11 tienen valores mayores a 0.5, lo que indica una correlación media alta.

Respecto al análisis de correlación cruzada, recordando que este nos indica las similitudes entre dos vectores en función del desfase o desplazamiento de uno de ellos. Según los diagramas de la figura 4.11, se observa que las secciones b, c y e son las que presentan una mayor correlación, con valores de 0.92 en desfase 1, 0.93 en desfase 12 y 0.87 en desfase 19, respectivamente.

Por otro lado, en la Figura 4.12, se presentan los espectros de Hilbert para las señales sísmicas de un alud tipo WET (WET 3), para los modos 1 y 2 (i.e., funciones aleatorias, Figura 4.12, a); y para los modos 3 a 6 (Figura 4.12, b). En el gráfico T – F de (a), se observa una predominancia del modo 2, en el espectro de frecuencias

que va de los 20 hasta los 60 Hz, mientras que el modo 1 predomina desde los 20 hasta los 100 Hz. No obstante, en el caso del gráfico T – A de (a), el modo 2 presenta amplitudes máximas de ~ 0.3 m/s, con un comportamiento decreciente en el tiempo, de forma similar al modo 1, aunque este alcanza valores de amplitud instantánea máximos de 0.8 m/s. Para todos los modos, se observa que los rangos de frecuencias se acotan cada vez más (Tabla 4.3) y las frecuencias medias de cada modo disminuyen conforme aumenta el número de modo (Tabla 4.2). Haciendo un análisis de los modos 5 y 6 en el plano T – A, se aprecia una intercalación de correlaciones positivas y negativas a lo largo de los primeros segundos de la sección SBO, aproximadamente hasta el segundo 10 (Figura 4.13). Cabe destacar que estos modos 5 y 6 no son los de mayor amplitud en la Figura 4.12, b, sin embargo, son los modos en donde se observa esta relación.

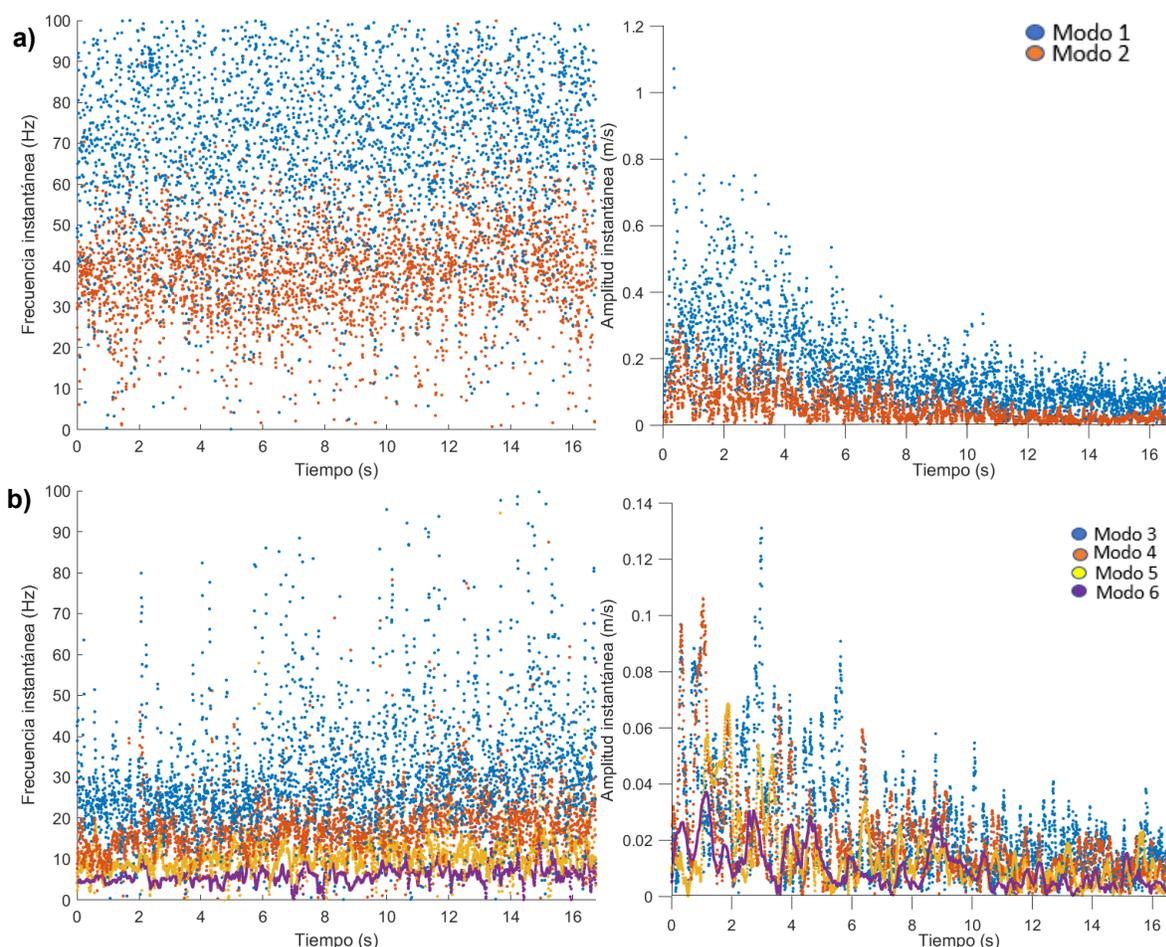


Figura 4.12: Espectros de Hilbert de la sección SBO, de la señal sísmica generada por un alud tipo WET, planos T – F y T – A. Se separan en **a)** modos 1 – 2, las FMI aleatorias con un contenido de frecuencias que abarcan todo el espectro y en **b)** modos 3 – 6, en donde se aprecia para las FMI 5 y 6, correlación negativa en los primeros segundos de la sección; seguido de una correlación positiva.

Para el caso del análisis del alud tipo WET, también se desarrolló su correlación cruzada, cuyos resultados se presentan en la figura 4.13. En esta se observa que los gráficos de correlación cruzada se asemejan mucho a una campana de Gauss, aunque con desfases importantes, solo la sección **d)** muestra un desfase 0 con un valor de correlación máximo de 0.9010. No obstante, con los coeficientes de Pearson, se confirmó la presencia de correlaciones positivas y negativas que se intercalan a lo largo de los primeros 10 segundos de la sección SBO.

Luego, en la Figura 4.14, se presentan los espectros de Hilbert para la sección SBO de un alud tipo TRANSITIONAL, para los modos 1 y 2 (funciones aleatorias, Figura 4.14, a), y para los modos 3 a 6 (Figura 4.14, b). Se puede ver en la Tabla 4.2 que conforme aumenta el número de modo, la frecuencia media disminuye y los rangos de frecuencia se hacen más estrechos (Tabla 4.3).

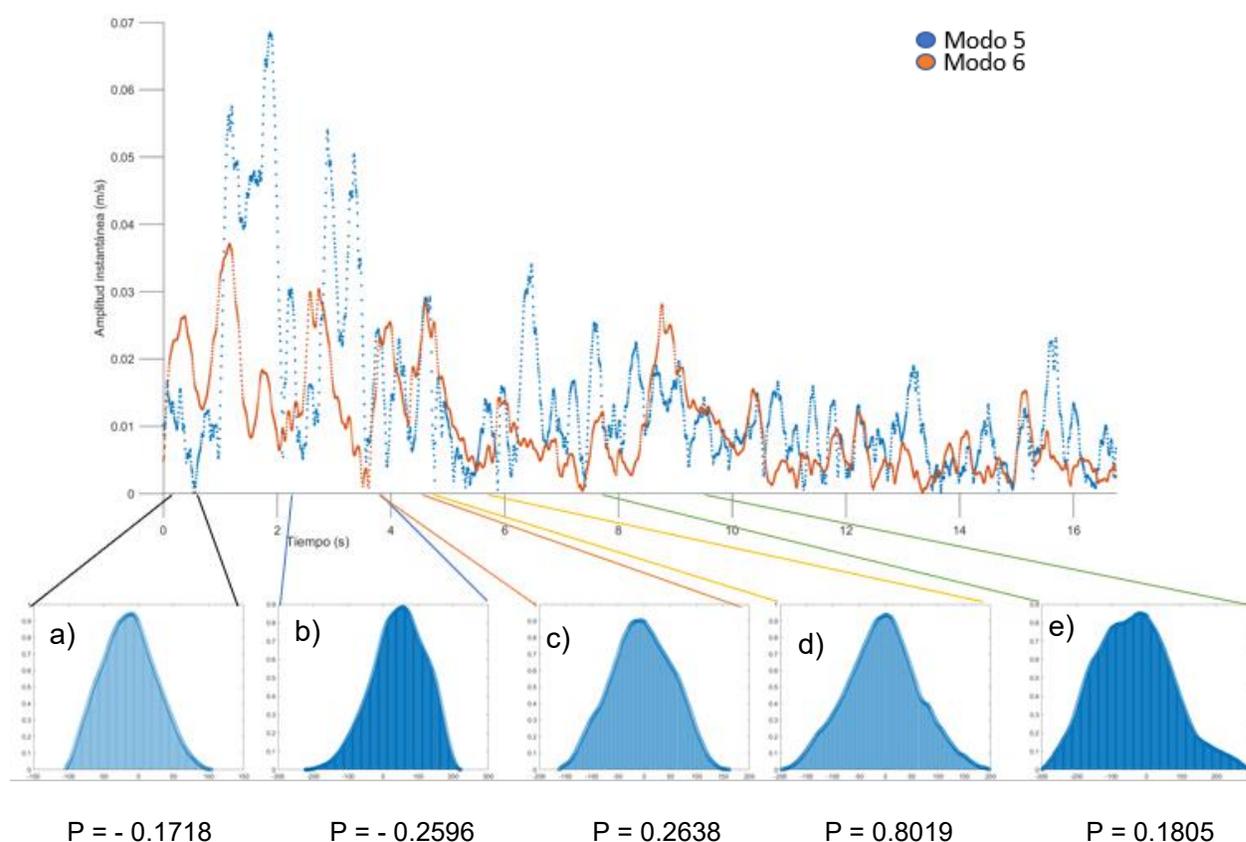


Figura 4.13: Proyección de los gráficos de correlación cruzada para diferentes segmentos de un alud tipo WET (WET 3), en la parte inferior, también se muestran los valores del coeficiente de correlación de Pearson, con los que podemos comprobar si se trata de una correlación positiva o negativa y el grado de correlación entre las secciones de los modos 5 y 6.

Después de analizar los modos 5 y 6 en el plano de las amplitudes para el alud TRANS4 (Figura 4.15), se observa una correlación negativa a lo largo de los

primeros 5 segundos. Después aparece una correlación positiva que va de los 5 a los 12 segundos aproximadamente, posterior a este tiempo, todos los modos se van a amplitudes debajo de los 0.05 m y su correlación se pierde. También se observa que los diagramas de correlación cruzada ya no muestran una forma de campana de Gauss como en los casos anteriores, a pesar de esto, las secciones b, c y d muestran desfases 0 para valores de correlación máxima de 0.78, 0.85 y 0.92 respectivamente.

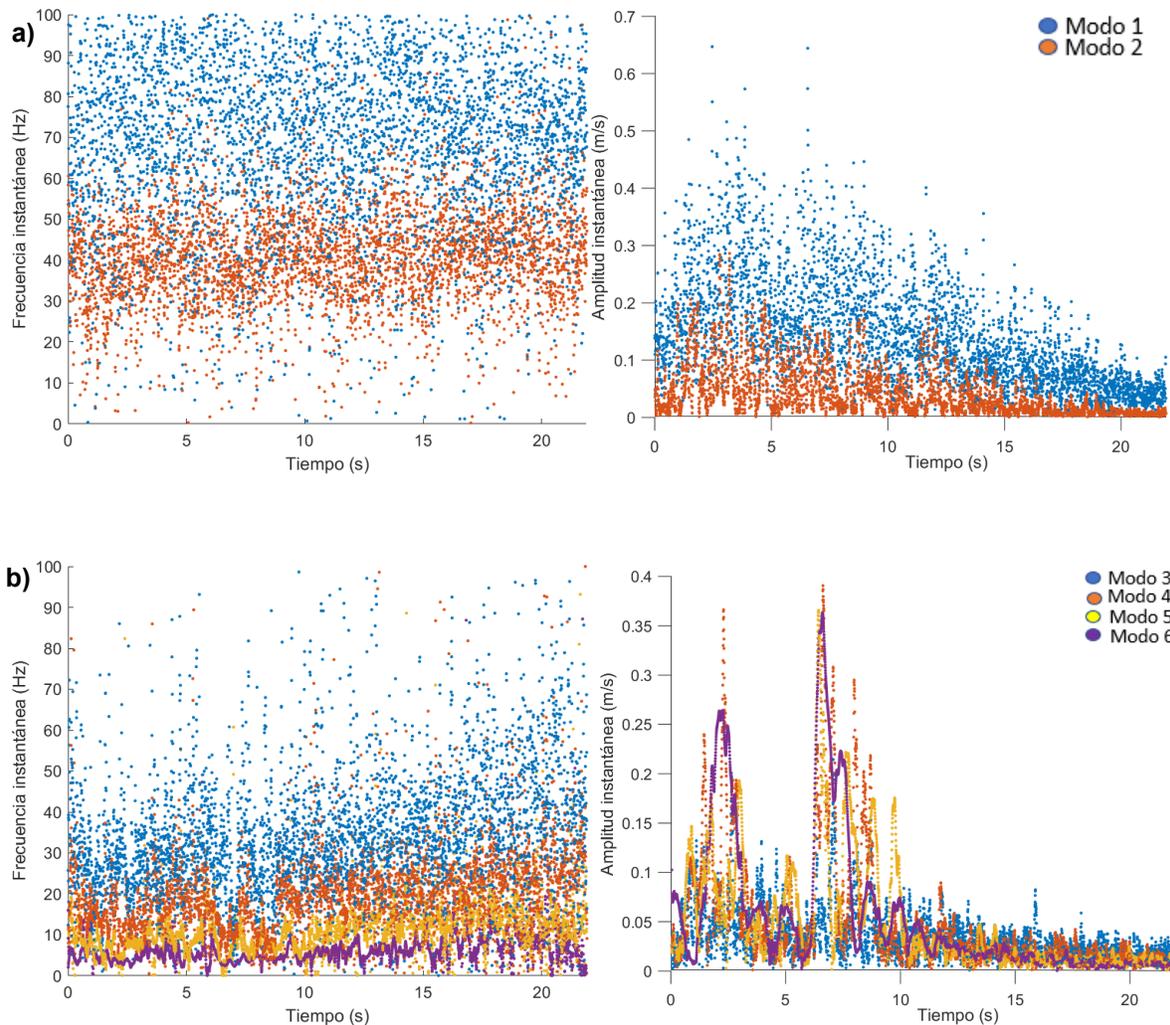


Figura 4.14: a) Espectros de Hilbert de la sección SBO de la señal sísmica generada por el paso de un alud tipo TRANS, planos T – F y T – A. Se separan en a) modos 1 – 2, las FMI aleatorias con un contenido de frecuencias que abarcan todo el espectro y en b) modos 3 – 6, en donde se aprecia para las FMI 5 y 6, correlaciones positivas y negativa en los primeros 10 segundos de la sección.

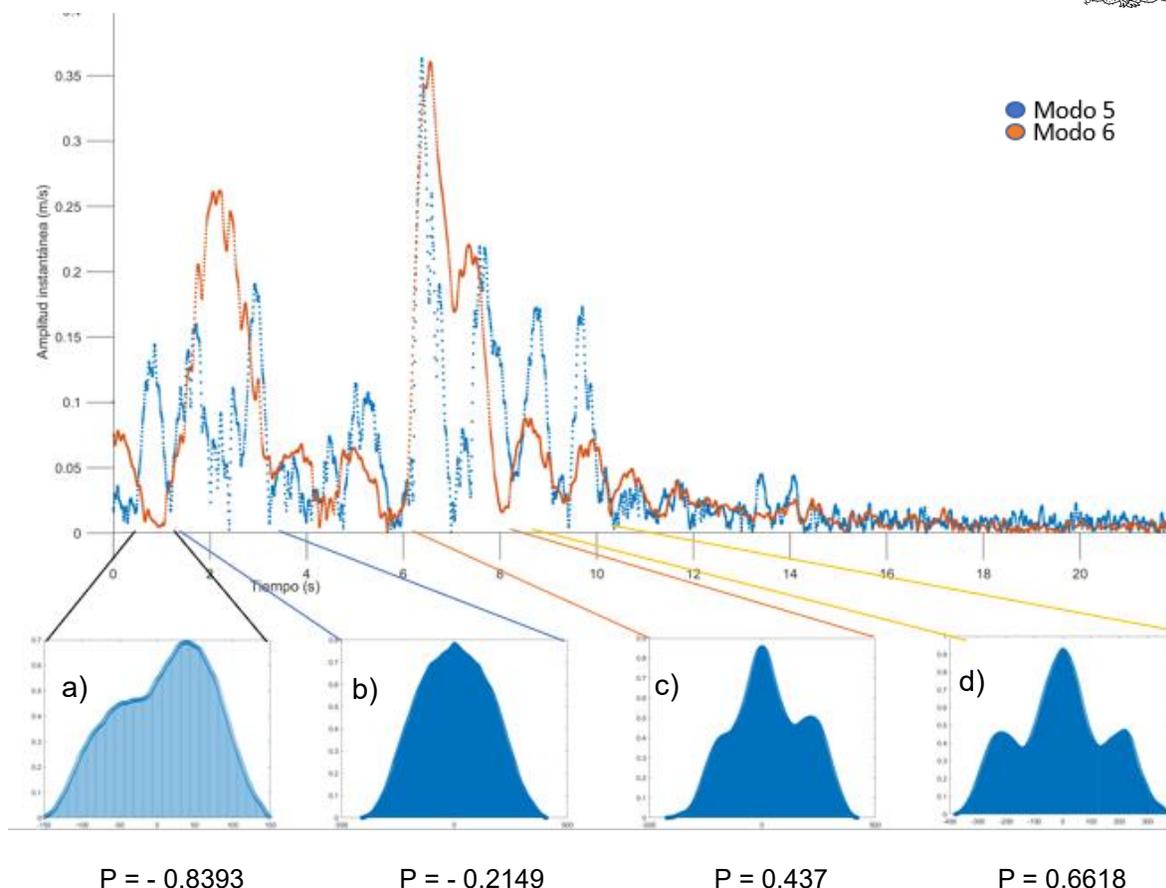


Figura 4.15: Proyección de los gráficos de correlación cruzada para diferentes segmentos de un alud tipo TRANS (TRANS4), en la parte inferior, también se muestran los valores del coeficiente de correlación de Pearson, con los que podemos comprobar si se trata de una correlación positiva o negativa y el grado de correlación entre las secciones de los modos 5 y 6.

Observaciones de los espectros de Hilbert de caídas de roca

Por último, para el análisis del MGM de caída de rocas, cabe señalar que éste también se hizo de forma diferente a los análisis de lahares y de aludes, debido a los problemas con la interpretación de las secciones de la señal. No obstante, tomando como base el análisis de Vilajosana et al. (2008), en el cual compararon el registro de la señal sísmica con imágenes de video, seccionando y caracterizando la señal, tal y como se observa en la Figura 4.16 (sensor de arriba):

- 1 arribo de las ondas P, generadas por la explosión.
- 2 arribo de las ondas acústicas, generadas por la explosión.
- 3 el pico de amplitud coincide con el impacto de algún bloque con algún saliente de la pared dando paso al inicio de la caída libre de los bloques después de la explosión.

4 arribo de la primera roca en el terreno situado a 120 metros bajo el punto de explosión

4 – 5 La amplitud de la señal sísmica incrementa

5 – 6 Rodamiento bloques, alimentado por la caída de rocas en el terreno

6 – 7 Los picos de amplitud coinciden con el impacto de cuatro grandes bloques con el camino

Después de 7 La mayor parte del movimiento de masa se detiene

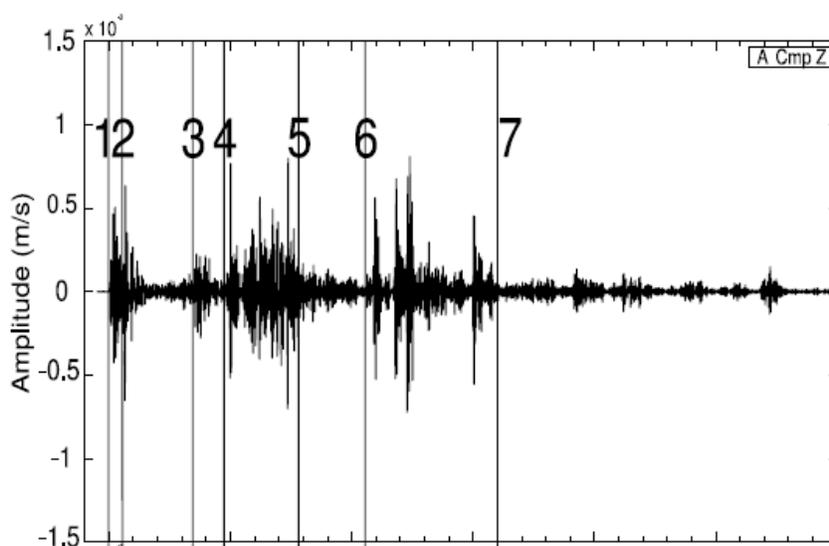


Figura 4.16: Sismograma de la componente vertical, de un MGM tipo caída de rocas, obtenido de la estación Montserrat arriba. Los números dentro de la señal segmentada identifican los diferentes paquetes de onda propuestos por Vilajosana et al. (2008), a partir de la comparación de la señal sísmica, con imágenes de video. (Tomado de Vilajosana et al., 2008).

Tomando como base las secciones propuestas por Vilajosana et al. (2008), en las Figuras 4.17 (espectros T – A) y 4.18 (espectros T – F), se presentan los espectros de Hilbert para los FMI del 1 al 4, del evento de caída de rocas caracterizado por Vilajosana et al. (2008). Para el modo 1, en el plano T – A, se observa que contiene todas las grandes amplitudes, reproduciendo la forma de la señal original. El modo 2 concuerda con algunas de las secciones de Vilajosana et al. (2008) en el plano T – A, a continuación, se describen estas observaciones.

En la sección 3, que corresponde en un aumento de la amplitud sísmica por el choque de un bloque con un saliente de la pared, no se genera ningún aumento en la amplitud del modo 2. La sección 4, que es un aumento de amplitud por el choque de un bloque con el terreno, aparece en el modo 2 como un pico de amplitud. La sección 4 – 5 también tiene presencia en el modo 2 con algunos picos de amplitud visibles. La sección 5 – 6 que corresponde al paso de los escombros de menos tamaño que acompañan a los bloques grandes, no provoca un aumento



considerable en las amplitudes. La sección 6 que concuerda con la caída de 4 grandes bloques, se observa en el modo 2 como 4 picos de amplitud importantes. Estas observaciones indican que el modo 2, a pesar de contener amplitudes con valores menores a 0.3, nos indica los impactos de los grandes bloques directamente con el terreno, a través de picos de amplitud, los impactos indirectos, no se observan.

En el modo 3, se siguen viendo los picos de amplitud descritos en el modo 2, pero también se observa el aumento de amplitud generado por los escombros de menos tamaño (sección 5 – 6) y los impactos con otras superficies (sección 3), en valores de amplitudes menores a 0.4. En el modo 4 ya no se distinguen las secciones descritas por Vilajosana et al. (2008), por lo cual las comparaciones con modos superiores carecen de sentido.

En el caso de los espectros de frecuencias, se observa que, cada que ocurre un evento de impacto, los valores de frecuencias tienden a bajar, estos picos bajos también coinciden con los eventos marcados por Vilajosana et al. (2008). Estos impactos se pueden observar en las 4 FMIs, aun cuando las FMIs 1 y 2 son señales aleatorias.

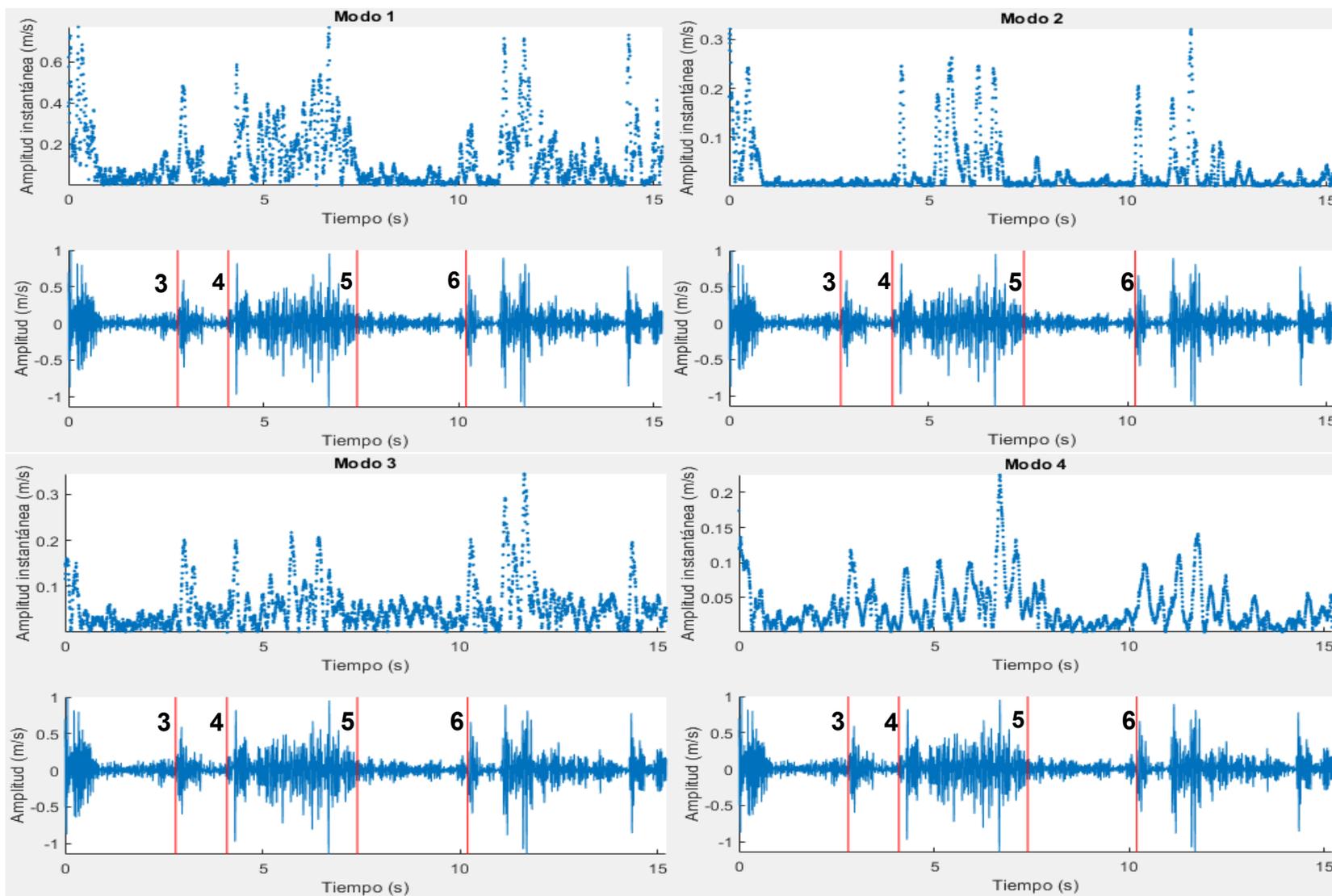


Figura 4.17: Comparación entre las señales sísmicas de caída de roca del Macizo Rocoso de Montserrat y los planos T – A de las FMI 1 a 4. En las señales sísmicas se muestran las secciones realizadas por Vilajosana et al. (2008).

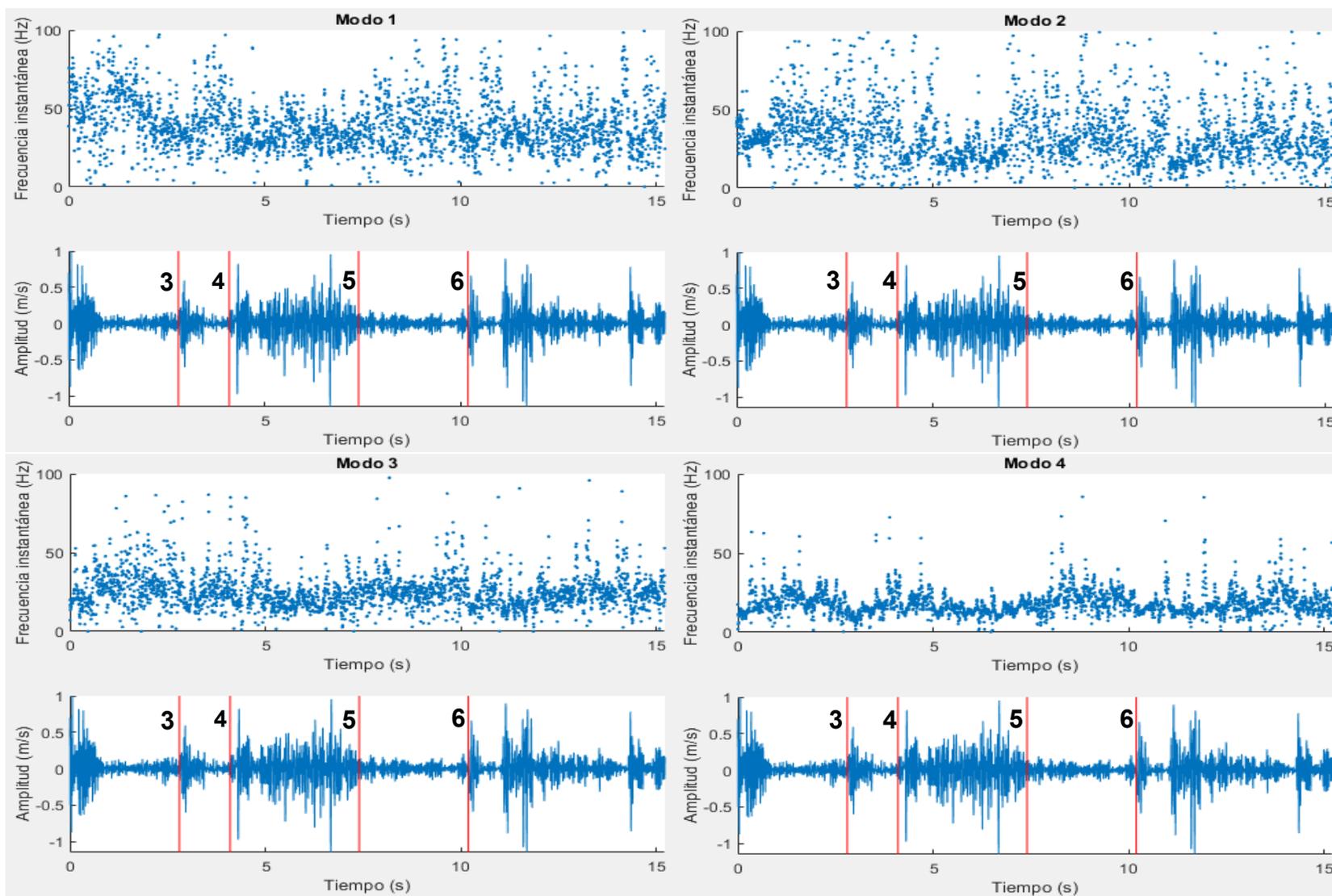


Figura 4.18: Comparación entre las señales sísmicas de caída de rocas del Macizo Rocoso de Montserrat y los planos T – F de las FMI 1 a 4. En las señales sísmicas se muestran las secciones realizadas por Vilajosana et al. (2008).



4.3.1 Análisis frecuencial de los MGM

Se realizó un análisis frecuencial más detallado, con el fin de comparar las frecuencias medias (Tabla 4.2) y los rangos de frecuencias (Tabla 4.3) de las FMIs para cada tipo de MGM.

A continuación, se desarrollan algunas observaciones según el tipo de MGM.

Aludes de nieve

El rango de frecuencias instantáneas (Tabla 4.2), que se observa en la sección SBO de casi todas las FMIs, para los aludes tipo WET y los POWDER, coinciden, variando con ± 1 Hz. En cambio, para la sección SBO de los aludes tipo TRANSITIONAL, los valores de frecuencia difieren hasta con 6 Hz, para la FMI 1, mientras que para las FMIs 5 y 6, estas diferencias se reducen hasta ± 1 Hz.

Los rangos de frecuencia de la sección SBO (Tabla 4.3) fueron determinados solo para las FMIs 3 a 6 para los tres tipos de aludes, debido a que las FMIs 1 y 2 son muy aleatorias. Lo que se observa, es que estos rangos están acotados en límites parecidos, con diferencias de ± 25 Hz para la FMI 3, disminuyendo conforme aumenta el número de modo hasta alcanzar diferencias de ± 10 en la FMI 6. En este caso no se encontraron diferencias relevantes según los tipos de aludes.

Lahares

En el análisis de frecuencias promedio de la sección SBO de los lahares (Tabla 4.2), es evidente que el lahar 2013 presenta los valores más grandes a lo largo de las primeras 4 FMIs, aunque estas diferencias son muy pequeñas, del orden de 0.9 Hz. Es interesante observar, que, sin importar las diferencias de los tres eventos en cuanto a duración y tamaño, las frecuencias medias de las FMIs son muy similares. En cuanto a rangos de frecuencias (Tabla 4.3) se observa que son muy amplios en las primeras 4 FMIs, debido a los picos de valores máximos y mínimos que se forman por el paso de material denso, alcanzando diferencias de hasta ± 30 Hz. También se observa que los rangos son muy similares entre los tres eventos, con variaciones frecuenciales máximas de ± 5 Hz entre los límites superiores e inferiores.

Tabla 4.2: Frecuencias instantáneas promedio de las FMIs de los MGM.

Movimiento de masa	Identificador	FMI 1 (Hz)	FMI 2 (Hz)	FMI 3 (Hz)	FMI 4 (Hz)	FMI 5 (Hz)	FMI 6 (Hz)
Aludes de nieve	Pow5	62.4894	38.106	32.488	15.645	8.767	4.775
	Pow15	61.707	38.235	32.611	18.802	8.979	5.310
	Wet3	67.719	39.448	30.331	18.01	10.857	6.307
	Wet6	68.401	39.021	31.631	17.961	10.813	5.724
	Trans4	67.832	41.257	34.139	20.146	11.316	6.29
	Trans11	59.045	37.707	30.176	17.410	8.234	5.036



Laha Laha res	Lahar 2012	51.8205	36.182	31.631	21.675	14.899	9.687
	Lahar 2013	53.098	37.509	32.596	22.078	15.302	10.034
	Lahar Patrio	51.484	36.648	32.184	21.847	15.249	10.128
Caída de roca	Montserrat arriba	39.6917	32.806	25.4351	18.368	11.126	5.77
	Montserrat abajo	59.966	37.539	33.211	18.435	11.002	7.088

Caída de Rocas

Para los valores de frecuencia media (Tabla 4.2) de las señales generadas por caída de rocas, se observa una gran diferencia entre ambos sensores para las primeras 3 FMIs, esta diferencia se podría relacionar con las diferentes distancias de los sensores a la zona por donde pasó el material, a distintos sustratos y a efecto de sitio. Lo interesante es que después del modo 4, los valores son casi iguales.

Los rangos de frecuencia son más estables, en comparación con los rangos de frecuencia determinados para aludes de nieve y lahares; las diferencias van del orden de 1 a 2 Hz en los límites superiores e inferiores (Tabla 4.3).

Tabla 4.3: Rangos de frecuencias instantáneas en que se acotan cada una de las FMIs.

Movimiento de masa	Identificador	FMI 3 (Hz)	FMI 4 (Hz)	FMI 5 (Hz)	FMI 6 (Hz)
Aludes de nieve	Pow5	20 – 42	10 – 23	4 – 10	2 – 8
	Pow15	22 – 38	9 – 27	6 – 12	2 – 12
	Wet3	14 – 34	10 – 21	5 – 15	2 – 10
	Wet6	16 – 32	9 – 24	5 – 15	2 – 9
	Trans4	19 – 44	8 – 25	5 – 15	2 – 9
	Trans11	15 – 37	8 – 24	3 – 13	2 – 7
Lahares	Lahar 2012	5 – 35	4 – 20	2 – 13	1 – 4
	Lahar 2013	5 – 35	5 – 25	3 – 15	2 – 5
	Lahar Patrio	5 – 35	5 – 20	3 – 13	1 – 6
Caída de roca	Montserrat arriba	18 – 35	12 – 27	4 – 17	2 – 10
	Montserrat abajo	17 – 34	11 – 27	6 – 15	3 – 10

Los rangos de frecuencias instantáneas que se muestran corresponden a la sección SBO de las señales sísmicas generadas por aludes y lahares. En el caso de los rangos de frecuencias de las señales sísmicas generadas por caída de rocas, sí se consideró la señal completa.

Capítulo 5. Experimento controlado

Como parte del material complementario al análisis desarrollado en esta tesis, se llevó a cabo un experimento cuyo objetivo fue recrear un MGM. Esto con el fin de comprobar si a pequeña escala, también se genera una señal característica de MGM, en donde se pueda observar el crecimiento exponencial de las amplitudes conforme la masa se acerca al sensor.

El experimento se llevó a cabo pensando en recrear un lahar, apegándolo lo más posible a la realidad, en donde los sensores utilizados consistieron en dos celulares, con acelerómetro integrado. Las mediciones se realizaron mediante el uso de la aplicación physics toolbox versión 2021.12.03, con frecuencia de muestreo de 208 Hz.

La zona en que se llevó a cabo el experimento es una localidad conocida como San Agustín Buenavista, en el municipio de Soyaniquilpan, Estado de México; la zona experimental se encuentra en las coordenadas 4500311 m E y 2215140 m N (Figura 5.1).

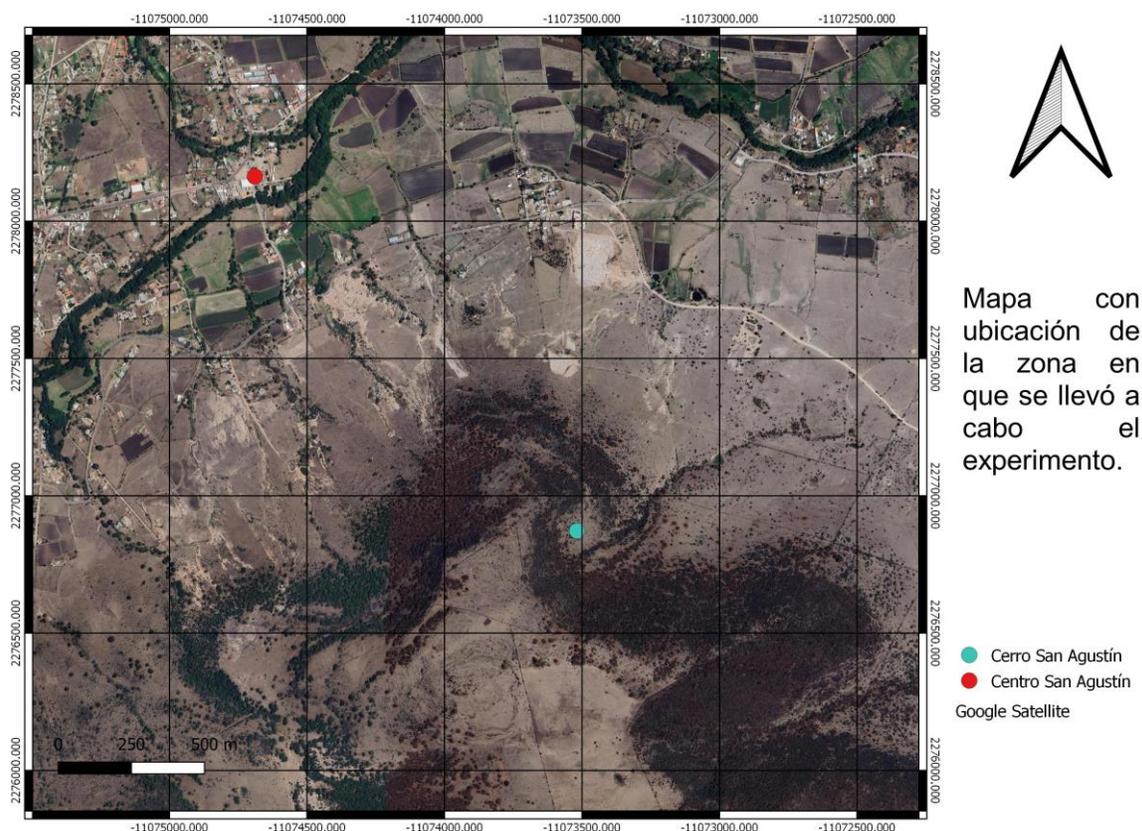


Figura 5.1: Mapa de la zona en que se llevó a cabo el experimento, en donde se muestra en color azul el punto en que se desarrolló el experimento y con color rojo, se muestra el poblado de San Agustín Buenavista.

Según la carta geológica F14 – C88 del Servicio Geológico Nacional, el terreno se encuentra conformado por basaltos y toba pumicítica – toba riolítica del terciario.

5.1 Desarrollo del experimento

Se eligió el punto óptimo para llevar a cabo el experimento, en donde se buscaron pendientes máximas (Figura 5.2), con el objetivo de asegurar que la mezcla pudiera moverse gracias al efecto de la gravedad.

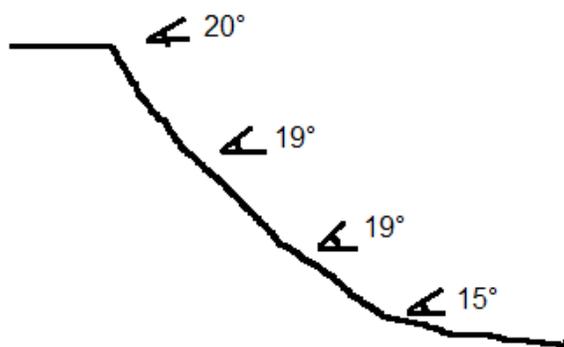


Figura 5.2: Esquema que ejemplifica las pendientes del sitio en que se llevó a cabo el experimento. Las pendientes fueron medidas con ayuda de una brújula tipo Brunton.

Los sensores se colocaron en puntos estratégicos cerca del paso de la masa, con el fin de asegurar el registro de la señal generada. El sensor 1 se colocó a 4 m del punto en que se aventó el material y el sensor 2, a 1.8 m (Figura 5.3).

La mezcla consistió en pequeños bloques de rocas basálticas con dimensiones aproximadas de 10 x 7 cm, arenas de composición volcánica y agua.

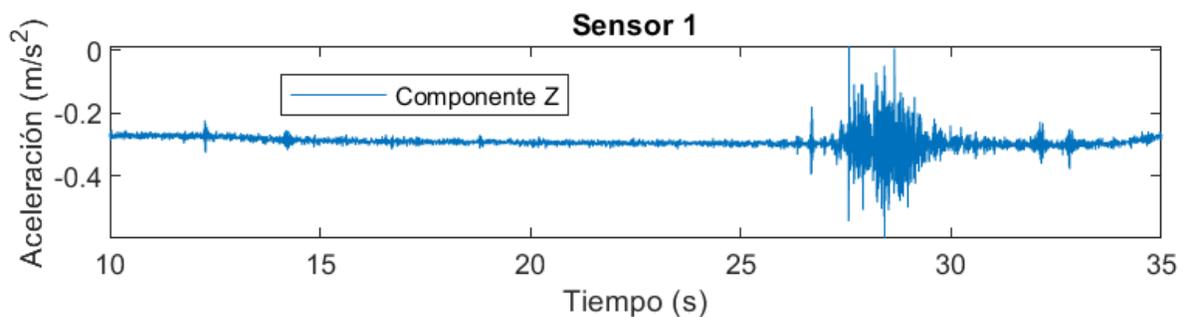
El sensor 1 se activó a las 15:08:30 horas y el sensor 2 a las 15:08:50 horas. Una vez activados los sensores, se dejó caer la mezcla. El material alcanzó una distancia mayor a la posición del sensor 1, justo como se muestra en la Figura 5.3.



Figura 5.3: Se muestra el depósito del material una vez que el movimiento de la masa se detuvo. Los óvalos naranjas, muestran los puntos en que se encontraban los sensores. La flecha, señala la distancia máxima alcanzada por el material.

5.2 Análisis de los resultados

Se lograron registrar las señales de aceleración generadas por el paso de la masa, con los celulares. Después de graficar las señales, se comprobó que sí muestran un incremento exponencial en las amplitudes conforme la masa se acerca al sensor, como se observa en la Figura 5.4 (Para ver la señal de aceleración generada por el sensor 2, ir a Anexo 14).



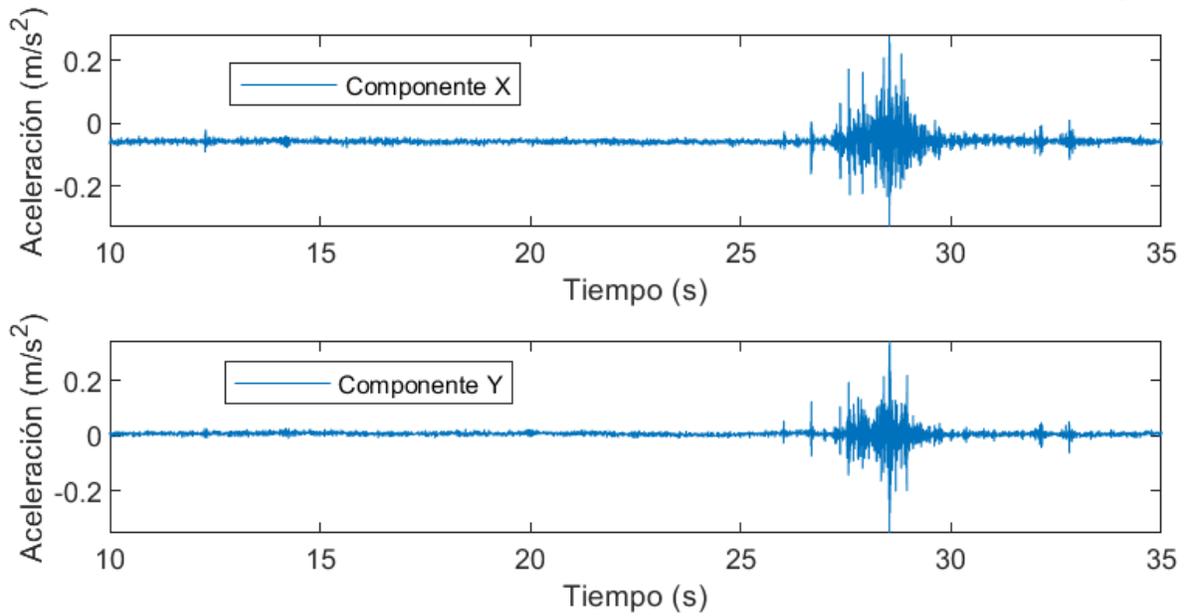


Figura 5.4: Señal de aceleración, generada por el paso de la masa, sensor 1. Aproximadamente al segundo 27 se observa el incremento exponencial de las amplitudes de la señal.

Descomposición en modos empíricos

Como parte del análisis, se descompusieron las señales de aceleración en FMIs, por medio de CEEMDAN, con el fin de observar sus características. En la Figura 5.5 se muestra la descomposición de la señal de aceleración del sensor 1, componente Z (la descomposición del sensor 2 se muestra en el Anexo 14). Para la descomposición, se consideraron solamente los 5 segundos de registro que contienen información del material en movimiento.

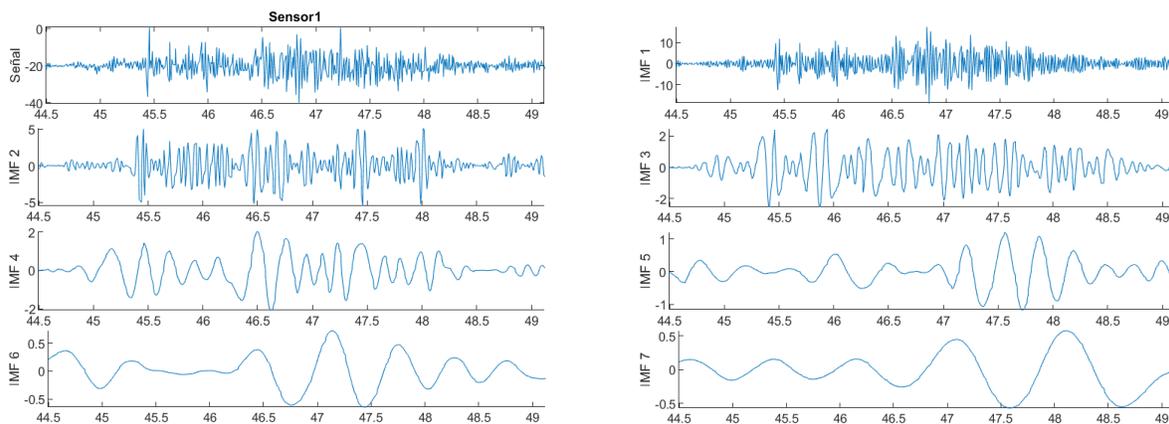


Figura 5.5: FMIs de la componente Z de la señal de aceleración generada por el paso de un MGM experimental. Se observa que hasta la FMI 4, las FMI se encuentran moduladas tanto en amplitud como en frecuencia. A partir de la FMI 5, esta modulación se pierde.

En esta descomposición, se observa que hasta la FMI 4, las FMI se encuentra modulada en amplitud y frecuencia, a partir de la FMI 5, esta modulación se pierde y la señal muestra amplitudes máximas en los últimos segundos de registro.

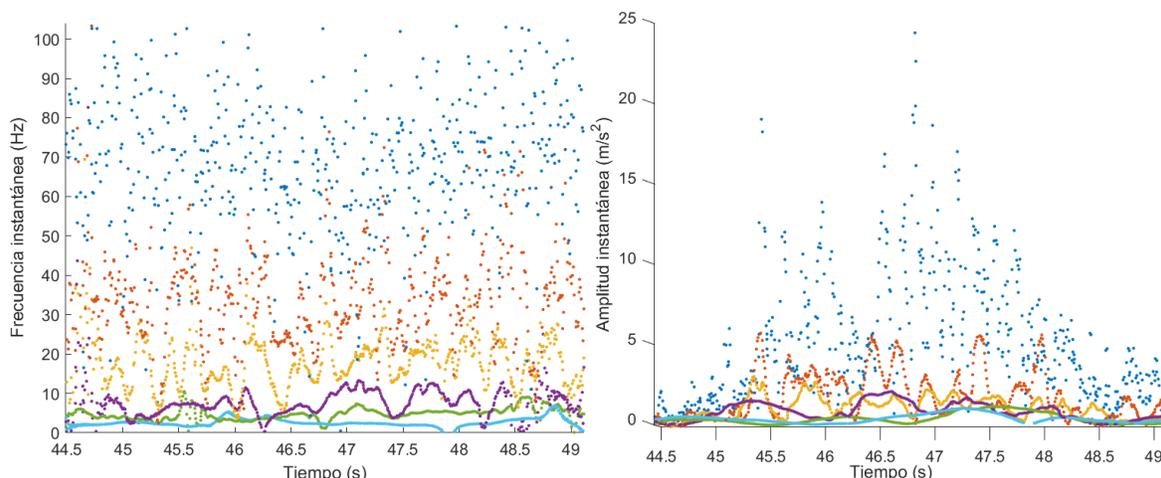


Figura 5.6: Se muestran los planos T – F y T – A del espectro de Hilbert, de la descomposición en FMI de la señal de aceleración generadas por el experimento.

En la Figura 5.6 se muestra el EH de las primeras 6 FMIs obtenidas para la señal de aceleración generada durante el experimento. Lo que podemos observar en el plano T – F es que las FMI 1 y 2 son muy aleatorias, en donde sus rangos de frecuencia ocupan todo el espectro. Los rangos de frecuencia de las FMI 3 a 6 se muestran en la tabla 5.1, en donde se observa que los rangos de frecuencia, de las señales registradas en ambos sensores, son muy similares. Respecto al plano T – A, se observa que hasta la FMI 3, se tienen información del MGM, las FMIs superiores, ya no muestran información relacionada al MGM.

Tabla 5.1. Se muestran los rangos de frecuencia de las diferentes FMI en que se descompuso la señal de aceleración generada en el experimento.

Sensor	FMI 1 [Hz]	FMI 2 [Hz]	FMI 3 [Hz]	FMI 4 [Hz]	FMI 5 [Hz]	FMI 6 [Hz]
Sensor 1	0 – 108	10 – 50	10 – 20	5 – 12	1 – 7	0 – 3
Sensor 2	0 – 108	10 – 70	8 – 32	4 – 14	2 – 8	0 – 4



Capítulo 6. Discusiones y Conclusiones

Discusiones

La presente discusión se centra en el análisis de los métodos implementados en esta tesis, para procesar las señales sísmicas producidas por diversos MGM. Se analizaron las señales provenientes de lahares, aludes de nieve y caída de rocas, tanto en el dominio del tiempo, como de la frecuencia; esto se hizo a partir de los métodos de: envolventes, espectrogramas, espectros de potencia, descomposición en modo empírico, así como el uso de transformadas de Fourier y de Hilbert – Huang.

Antes de comenzar a discutir los resultados obtenidos a partir de las diferentes metodologías empleadas para el análisis de las señales sísmicas de los MGM evaluados aquí; primero debemos referirnos a las diferencias existentes entre los instrumentos sísmicos con los que se adquirieron los datos. Esto debido a que algunos sismómetros son de 1 sola componente, otros de 3 componentes o bien, de banda ancha. Para el registro de los eventos MGM, suelen utilizarse geófonos o sismómetros que no tienen las mismas características de sensibilidad o frecuencias propias, lo que provoca que los datos deban ser tratados antes de compararlos, ya sea filtrando las señales o haciendo un remuestreo. Otro aspecto importante para considerar es el sistema de referencia que se emplea para orientar los sismómetros, lo que depende del grupo de investigación que los coloca, pues la mayoría orientan el sismómetro según el sistema de referencia terrestre Norte – Sur, Este – Oeste, con la componente vertical, en posición perpendicular a las otras dos. Por convención los sismómetros que pertenecen a las redes sismológicas deben estar orientados de esta manera, ya que las ondas sísmicas pueden viajar desde cualquier dirección hacia el sensor y su función es determinar la localización de la fuente de un sismo.

Para el caso de los MGM, se puede saber en qué dirección se mueve la fuente sísmica (pendiente abajo), por lo que sería mucho más conveniente orientar los sensores según la dirección de movimiento de la masa.

La diversidad de grupos de trabajo también ha tenido aspectos positivos, al brindar resultados de análisis precedentes de algunas técnicas previamente empleadas por ellos. Por ejemplo, en el caso de las señales producidas por el paso de lahares, debido a que son señales muy largas en tiempo, con una frecuencia de muestreo de 100 m.p.s. y con un número de muestras muy grande (alrededor de un millón de



muestras), inicialmente fue complicado analizarlas. Por ello, las señales sísmicas fueron divididas según características de frecuencia y amplitud a partir de la posición relativa entre la masa y el sensor, lo que facilitó su análisis y permitió observar mejor las características de cada una de las secciones de interés.

Otra correlación con trabajos previos es la relacionada con el artículo de Walsh et al. (2020), en donde describen la información que se puede obtener de cada una de las componentes del sismómetro. Ellos afirman que la componente vertical da información de la composición del fluido; la perpendicular, la relativa al canal o cauce en el que se mueve, conocida como libertad de movimiento; y la paralela, respecto al transporte de carga. De aquí, la decisión de trabajar en esta tesis con la componente vertical de las señales.

El uso conjunto de la envolvente total y del espectrograma permitió dividir las señales de lahares y aludes de nieve, en las secciones SON y SBO (capítulo 3; Vilajosana, 2008, Pérez – Guillen, 2016 y Roig – Lafon, 2021), a partir de características de amplitud y frecuencia, según la posición relativa entre la masa y el sensor.

Un tema importante, mencionado por todos los autores es el efecto que el medio provoca en las señales sísmicas (Reyes, 2009; CENAPRED, 2017; Martínez, 2017). Cuando ocurre un sismo, la propagación de la onda va acompañada de un efecto de atenuación de energía sísmica conforme esta se aleja de la fuente. Esta atenuación se debe a los efectos de atenuación intrínseca y la expansión geométrica. Walsh et al. (2020) hace especial énfasis en la relación que hay entre las características geológicas y morfológicas de la barranca sobre la que se mueve la masa y el contenido frecuencial que puede esperarse por la interacción entre ellas. En esta tesis, la atenuación intrínseca y la expansión geométrica parecen tener un impacto muy importante en la interpretación de las FMIs de baja frecuencia.

Por lo que respecta a la interpretación de las FMI, existe actualmente una discrepancia entre diversos autores, con respecto por ejemplo a la información proporcionada por los modos 1 y 2 de la metodología, ya que se interpretan como ruido debido a su alto contenido frecuencial (Zhang et al., 2003; Martínez, 2017; Villanueva, 2020). Zhang et al. (2003), por ejemplo, considera que sólo los primeros modos, contienen información relevante sobre el fenómeno estudiado, a pesar de que considera como “ruido” a la FMI1, y “errores” numéricos del método, a los últimos modos.

Un gran problema, ha sido la poca información, respecto a la interpretación que se da a las FMIs y al espectro de Hilbert. Esto no permitió correlacionar, de una forma más efectiva, las FMIs obtenidas de los MGM aquí analizados. Por ejemplo, Villanueva (2020) utilizó la DME como un buen filtro en tiempo, mientras que Pereira et al. (2007) utilizaron la DME para análisis de señales cardíacas de ratones, pero su interpretación se basó en corroborar los umbrales de frecuencias que ya tenían considerados, para afecciones provocadas por ciertas sustancias.



Respecto a las FMIs, generadas por los diferentes tipos de MGM, se observan trenes de onda bien modulados tanto en amplitud como en frecuencia. Estos trenes de onda podrían estar relacionados con eventos armónicos dentro de todo el caos que conllevan los MGM, en especial los lahares y aludes de nieve.

Realizando un análisis del espectro de Fourier, de las FMIs de aludes de nieve, se observa que guardan similitudes en rangos de frecuencia dependiendo del tipo de alud (TRANSITIONAL, WET o POWDER) que generó la señal. Específicamente, el espectro de la FMI 6, sección SBO (Capítulo 4), muestra un agrupamiento arriba de los 20 Hz, en donde se distinguen dos grupos, uno de aludes WET y otro de aludes POWDER. Con este resultado, se cree que la metodología desarrollada en esta tesis podría utilizarse para crear guías que permitan la clasificación de aludes, de una forma rápida a partir del espectro de potencias (transformada de Fourier).

Respecto a los lahares, ha sido posible observar que los espectros de Fourier de las FMIs de las secciones SON y SBO son muy similares, sin importar la magnitud de los eventos. Estas similitudes se atribuyen a que las señales fueron registradas en la misma barranca del volcán de Colima (barranca Montegrande), por lo que se propone realizar un análisis de señales sísmicas provenientes de otras barrancas y/u otros volcanes, para hacer comparaciones que permitan llegar a conclusiones más complejas. Para el espectro de Fourier de las FMIs de las señales generadas por caída de roca, no se tienen observaciones importantes.

Para introducir lo observado en el espectro de Hilbert, es necesario mencionar que, en este trabajo, se propuso una representación en cuatro dimensiones (tiempo – amplitud – frecuencia instantánea – número de modo) en donde se trabajó con las proyecciones de los planos: tiempo – amplitud (T–A) y tiempo – frecuencia (T – F). Esta representación se propuso debido a las dificultades que se tuvieron al interpretar los espectros de Hilbert en tres dimensiones (tiempo – frecuencia – amplitud), para las señales de MGM.

Primero se describen las observaciones relacionadas a los lahares. En la proyección del plano T – A, se observa que hasta el modo 12 tenemos información de la señal sísmica, con frecuencias menores a un 1 Hz. Las FMIs superiores a 12, ya no caracterizan la señal. Se cree que estos modos superiores pueden estar relacionados a eventos remotos de periodo largo, ajenos al lahar; o posiblemente sean artefactos numéricos del método CEEMDAN, pues éste itera hasta obtener una señal monótona. En la proyección del plano T – F, tanto en SON como en SBO, se observa que cuando la parte más densa de la masa se acerca al sensor, las frecuencias de todas las FMIs tienden a bajar. Con el paso del frente, las frecuencias alcanzan valores mínimos de hasta 5 Hz; con las oleadas, los valores de frecuencia bajan, alcanzando valores de 10 a 15 Hz, dependiendo del tamaño de la oleada. A partir de estas observaciones, se propone que las señales generadas por lahares no se dividan en SON y SBO, es conveniente analizarlas a partir de las partes que la componen, como son: frente y oleadas diluidas.



En el caso de los aludes, en la proyección del plano T – A del espectro de Hilbert, se observaron correlaciones positivas y negativas entre las FMIs 5 y 6 de la sección SBO. Se realizó un análisis de correlación a partir del uso de la correlación cruzada y la obtención del coeficiente de correlación de Pearson. Con estos valores, se observó que los aludes guardan patrones de correlación según el tipo de Alud analizado. Se encontró que las FMIs 5 y 6 presentan una correlación positiva para los aludes tipo POWDER; los tipos WET muestran correlación positiva y negativa de forma intercalada; por último, los aludes tipo TRANSICIONALES presentan una correlación negativa en los primeros segundos de la sección SBO, seguido de secuencias de correlación positiva. A partir de este análisis, se cree que los segmentos que presentan una correlación positiva se relacionan con un efecto similar al que ocurre durante los tsunamis, en donde las olas del mar se conjuntan, disminuyendo la distancia entre cresta y cresta y dando como resultado una ola de gran amplitud.

Las caídas de roca tuvieron una gran relación con la bibliografía consultada (Villajosana et al., 2008). A partir de lo observado en las proyecciones de los planos T – A y T – F, se observaron características del MGM, establecidas a partir de la comparación entre señal sísmica e imágenes tomadas por una cámara de video. En el plano T – A, se observó que la FMI 2 presenta picos de amplitud que se relacionan con impactos directos, de grandes bloques con el terreno. En la FMI 3, aparecen además impactos indirectos y amplitudes generadas por el rodamiento de pequeños bloques. Los impactos también se observan en el plano T – F, en donde generan una disminución de los rangos de frecuencias en las primeras cuatro FMIs.



Conclusiones

En el trabajo desarrollado en esta tesis, se analizaron 6 señales de aludes de nieve, 3 de lahares y 2 de caída de rocas, mediante la comparación de los resultados previamente obtenidos con métodos tradicionales y los obtenidos con la transformada Hilbert – Huang, con la variante CEEMDAN, que permitieron obtener nueva información frecuencial de las señales sísmicas generadas por aludes de nieve, lahares y caída de rocas.

Como se describe en los renglones anteriores, la implementación de un método no usado para el análisis de MGM, como es la THH, permitió obtener nueva información de los MGM.

En cuanto al análisis de las FMIs a partir del uso del espectro de Fourier, la FMI 6 (sección SBO) permitió observar el agrupamiento de los espectros de las señales generadas por aludes de nieve, del tipo TRANSICIONALES y WET; estos agrupamientos se forman arriba de los 20 Hz, en amplitudes de 10^{-6} para tipo TRANSICIONALES y 10^{-8} para tipo WET. Este resultado, puede ayudar a la rápida identificación del tipo de alud en cuanto se genera la señal sísmica. En el caso de los lahares y de caída de roca, el espectro de Fourier de las FMIs no brinda información relevante.

En cuanto al espectro de Hilbert, la representación en cuatro dimensiones (tiempo-amplitud-frecuencia-número de modo), permitió realizar una mejor interpretación de los MGM que se analizaron en esta tesis, partir de las proyecciones de los planos: tiempo – amplitud (T – A) y tiempo – frecuencia (T – F).

En cuanto a la sección SBO de las señales sísmicas generadas por lahares, en la proyección del plano T – F, se comprobó que cuando pasan las partes más densas de la masa, como son el frente y las oleadas diluidas, las frecuencias de todas las FMIs tienden a decrecer. Conforme se vuelve más denso el material/la mezcla, las frecuencias de las FMIs alcanzan valores más bajos; se observan valores de frecuencia inferiores a 5 Hz para el frente y de 10 o 15 Hz para las oleadas, dependiendo del tamaño de estas.

En la proyección del plano T – A, se observó que hasta la FMI 12 se tiene información propia del evento. Sin embargo, las FMIs superiores a 12, ya no caracterizan per se a los eventos. Se cree que estos modos, podrían estar relacionados con fenómenos de periodo largo externos al lahar o con artefactos numéricos de la DME.

En cuanto a la proyección del plano T – A, de las señales sísmicas generadas por aludes de nieve, sección SBO, la correlación observada entre las FMIs 5 y 6, fue



cuantificada por medio de métodos como la correlación cruzada y el coeficiente de correlación de Pearson. En este análisis, los aludes tipo POWDER, presentan valores de coeficiente de correlación de Pearson mayores a 0, en los primeros segundos de la sección, lo que indica correlación positiva entre ambas FMIs.

Para aludes tipo WET, se observó una intercalación de correlaciones positivas y negativas con valores de desfase altos, también en los primeros segundos de la sección SBO. Para los aludes tipo TRANSICIONALES, se observaron valores negativos en el coeficiente de correlación de Pearson, lo que indica una correlación negativa en los primeros segundos de la sección SBO; seguido de valores positivos en el coeficiente de correlación de Pearson, lo que indica correlación positiva.

En el caso de caída de rocas, se hicieron comparaciones entre la caracterización previa de la señal sísmica, y la proyección del plano T – A, del EH. En donde la FMI 2 muestra picos de amplitud con valores menores a 0.3, que coinciden claramente con impactos de grandes bloques directamente con el terreno. La FMI 3, combina estos impactos directos con otros eventos como impactos indirectos y rodamiento de bloques, con valores de amplitud máxima de 0.3,

Respecto al análisis de frecuencias, para todas las señales, se observó que las frecuencias medias tienden a bajar conforme aumenta el número de modo; el comportamiento de estos valores de frecuencia media se mantiene consistente según el tipo de MGM. Respecto a los rangos de frecuencia, estos se acotan cada vez más conforme aumenta el número de FMI y también presentan consistencia dependiendo del tipo de MGM.



Referencias

- Aristizábal , E., Martínez, H., y Vélez, J. I. (2010). Una revisión sobre el estudio de movientos en masa detonados por lluvias. *Academia Colombiana de Ciencias* , 209-227
- Allstadt, K. E., Matoza, R. S., Lockhart, A. B., Moran, S. C., Caplan – Auerbach, J. C., Haney, M. M., Thelen, W. A. y Malone, S. D. (2018). Seismic and acoustic signatures of surficial mass movements at volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 364, 76 – 106.
- Capra, L., Gavilánes – Ruíz, C., Varley, N. y Borselli, L. (2019). Origin, Behaviour and Hazard of Rain – Triggered Lahars at Volcán de Colima. En Varley, N., Connor, C. B., Komorowski, J. C. Volcan de Colima, Portrait of a Persistently Hazardous Volcano(141-157). Germany: Springer Nature.
- Capra, L. (2022, 10 de agosto). Lahares: Origen, detección y medidas de mitigación [Conferencia virtual]. SEG Studen Chapter UJAT.
- Cohen L. (1994). Time – Frequency analysis. Hunter College and Graduate Center of the City University of New York. Prentice Hall PTR, New Jersey.
- Colominas, M., Schlotthauer, G., Flandrin, P. y Torres, M. E. (2011). Descomposición empírica en modos por conjuntos completa con ruido adaptativo y aplicaciones biomédicas. *XVIII Congreso Argentino de Bioingeniería, SABI 2011*.
- Crosta , G. y Frattini , P. (2003). Distributed modelling of shalow landslide triggered by intense rainfall . *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 81-93.
- Cruden, D. M. y Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes, transportation research board. *U. S. National Academy of Sciences, Special Report*, 247, 36 – 75.
- Dragomiretskiy, K. y Zosso, D. (2014). Variational Mode Decomposition. *Institute of Electrical and Electronics Engineers Transactions on Signal Processing*. 62(3).
- Dumaisnil, C., Thouret, J. C., Chambon, G., Doyle, E. E., Cronin, S. J. y Suroño (2010). Hydraulic, physical and rheological characteristics of rain – triggered lahars at Semeru volcano, Indonesia. *Earth Surface processes and landforms*. 35, 1573 – 1590. DOI: 10.1002/esp.2003
- Guinanu, M., Tapia, M., Pérez – Guillén, C., Suriñach, E., Roig, P., Khazaradze, G., Torné, M., Royán, M. J. y Echeverría, A. (2019). Remote sensing and seismic data integration for the characterization of rock slide and an artificially triggered rock fall. *Engineering Geology*, 257. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.04.010>



-
- Gonzales – Barajas, J. (2015). *Series y Transformadas de Fourier para Señales Continuas y Discretas en el Tiempo*. OmniaScience Scholar.
 - Highland, L. y Bobrowsky, P. (2008). El manual de deslizamientos: una guía para entender los deslizamientos. *Geological Survey Circular 1325*.
 - Huang, N.E., Z. Shen, S.H. Long, M.C. Wu, H. H. Shih, Q. Zheng, N. Yen, C. C. Tung y H. H. Liu, (1998.) The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society A: Matmathematical, Physical and Engineering Sciences*, 454-1971, 903-955.
 - Konstantin, D. y Dominique, Z. (2014). Variational mode decomposition. *IEEE Transactions on signal processing*, 62(3).
 - López – Loera, H., Urrutia – Fucugauchi, J. y Alva – Valdivia, L. (2011). Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista Mexicana de Ciencias geológicas*. 28(3).
 - Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 379-424(3).
 - Martínez, C., D. (2017). *Interpretación de la respuesta sísmica de los suelos blandos del Valle de México a través de la transformada Hilbert – Huang*. [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://repositorio.unam.mx/contenidos/3495160>.
 - Muñoz – Salinas, E., Manea, V., Palacios, D. y Castillo Rodríguez, M. (2007). Estimation of lahar Flow velocity on Popocatépetl volcano (México). *ScienceDirect*, 91 – 99.
 - Nava, A. (2da Ed.). (2013). *Procesamiento de series de tiempo*. Fondo de Cultura Económica.
 - Pereira de Souza, N., Abry, P., Loiseau, P., Cejka, J. C., Custaud, M. A., Frutoso, J., Gharib, C. y Flandrin, P. (2007). Empirical mode decomposition to assess cardiovascular autonomic control in rats. *Blackwell Publishing Ltd. Fundamental & Clinical Pharmacology*, 21, 481–496. DOI: 10.1111/j.1472-8206.2007.00508.x
 - Pereña, A. H. (2018). *Informe de mapas practicos de peligro de los volcanes, ceboruco, colima, citlaltépetl, chichonal y tacaná*. Ciudad de México : Centro Nacional de Prevención a desastres.
 - Pérez – Guillén, C. (2016). *Advanced Seismic Methods Applied to the study of snow avalanche dynamics and avalanche formation*. [Tesis de doctorado, Universidad de Barcelona].
 - Pierson, T.C. y Costa, J.E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geol Soc Am Rev Eng Geol*, 7, 1–12.



-
- Pierson, C. y Major, J. J. (2014). Hydrogeomorphic Effects of Explosive Volcanic Eruptions on Drainage Basins. *The Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 469 – 507. Doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054913.
 - RESCO (2022). Volcán de Colima. Centro universitario de estudios vulcanológicos, Universidad de Colima. <https://portal.ucol.mx/cueiv/>.
 - Reyes, F. (2009). Algoritmos de atributos sísmicos para el mejoramiento de la resolución. [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México].
 - Rilling, G., Flandrin, P. y Goncalves, P. (2016). On empirical mode decomposition and its algorithms.
 - Robles – Mendoza, A., Jiménez – Velásquez, J., Ramírez – Álvarez, E. (Febrero del 2017). Metodología para realizar estudios de microzonificación sísmica. Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). https://www1.cenapred.unam.mx/COORDINACION_ADMINISTRATIVA/SRM/FRACCION_XLI_A/50.pdf
 - Rodolfo, K. S. y Arguden, A. T. (1991). Rain – lahar generation and sediment delivery systems at mayor volcano Philiphines. *Sedimentation in volcanic settings*. Chicago, Illinois, United States: University of Illinois.
 - Roig – Lafon, P. (2021). *Identification of snow avalanche release areas and flow characterization based on seismic data studies*. [Tesis de doctorado, Universidad de Barcelona].
 - Rodríguez, D. E. (2017). Evaluación probabilística del peligro por lahares en el flanco NE del volcán Popocatépetl. *Ciudad de México: Sociedad Geológica Mexicana*.7
 - Royán, M. J. (2015). *Caracterización y predicción de desprendimientos de rocas mediante LiDAR Terrestre*. [Tesis de doctorado, Universidad de Barcelona].
 - Royán, M. J., Vilaplana, J. M., Janeras, M., Abellán, A. (2016). Detección e inventario de desprendimientos de roca mediante el seguimiento con LiDAR Terrestre en la Montaña de Montserrat (Catalunya, España). *XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Malagán*.
 - Sanz-Ramos, M., Bladé, E., Torralba, A. y Oller, P. (2020). Saint Venant's equations for dense-snow avalanche modelling. *Ingeniería del agua*, 24(1), 65-79. <https://doi.org/10.4995/la.2020.12302>
 - Smith, G. A. y Fritz, W. J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geological Society of America*, 17, 375 – 376. Doi: 10.1130/0091-7613(1989)017<0375:VIOTS>2.3.CO;2
 - Soeters, R. y Van Westen, C., J., (1996). Slope Instability recognition, analysis and zonation. *Landslides: Investigation and mitigation*



-
- Suriñach, E., Sabot, F., Furdada, G. y Vilaplana, J. M. (2000). Study of Seismic Signals of Artificially Released Snow Avalanches for Monitoring Purposes. *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 25(9), 721 – 727.
 - Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G. y Vilaplana, J. M. (2005). Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 791 – 798.
 - Suriñach, E., Flores – Márquez, E. L., Roig – Lafon, P., Furdada, G., Tapia, M. (2020). Estimation of Avalanche Development and Frontal Velocities Base on the Spectrogram of the Seismic Signals Generated at the Vallée de la Sionne Test Site. *Geosciences*(10). DOI: 10.3390/geosciences10030113
 - Suriñach, E. y Flores – Márquez, E. L. (2022). A template to obtain information on gravitational mass movements from the spectrograms of the seismic signal generated. *European Geosciences Union. General Assembly 2022*. DOI: [10.5194/egusphere-egu22-8600](https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-8600)
 - Thouret, J. C., Antoine, S., Magill, C. y Ollier. (2020). Lahars and debris flow: Characteristics and impacts. *Earth – Science Reviews* 201. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103003>
 - Torres, M. E., Colominas, M., Schlotthauer G. y Flandrin, P. (2011). A complete ensemble empirical mode decomposition with adaptive noise. *IEEE*.
 - Unesco (1981). *Avalanche Atlas. Illustrated International Avalanche Classification*. Paris: UNESCO.
 - Vallance, J. W., y Iverson, R. M. (2015). Lahars and their deposits. In *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 649-664). Academic Press.
 - Vargas Cuervo, G. (2000). Criterios para la clasificación y descripción de movimientos en masa. *Colombia: Boletín de Geología*.
 - Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. *Landslides: Analysis and Control* (11-33).
 - Vázquez, R. (2016). *Estudio en la dinámica de lahares con base en el monitoreo de eventos en el volcán de Colima: estimación de parámetros para el desarrollo de un sistema de alerta temprana* [Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México]. <https://repositorio.unam.mx/contenidos/98358>
 - Vázquez – Lorenzana, C. (2022). *Transformada de Fourier*. Universidad Nacional Autónoma de México.
 - Vilajosana, I. (2008). *Seismic detection and characterization of snow avalanche and other mass movements* [Tesis de doctorado, Universidad de Barcelona].
 - Vilajosana, I., Suriñach, E., Abellán, A., Khazaradze, G., Garcia, D. y Llosa, J. (2008). Rockfall induced seismic signals: case study in Montserrat,



Catalonia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, (8), 805 – 812. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/8/805/2008/

- Villanueva, J., Bueno, M., Simón, J., Molinas, M., Flores, J., Méndez, P. (2020). Application of Hilbert-Huang Transform in the analysis of satellite-communication signals. *Revista Iberoamericana de Automática e Informática Industrial*, (17), 181-189. <http://doi.org/10.4995/riai.2019.10878>
- Walsh, B., Coviello, V., Capra, L., Procter, J. y Márquez-Ramirez, V., (2020). Insights Into the Internal Dynamics of Natural Lahars From Analysis of 3-Component Broadband Seismic Signals at Volcán de Colima, Mexico. *Front. Earth Sci*, 8:542116. DOI: 10.3389/feart.2020.542116.
- Wang, G. y Sassa, K., (2003). Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, Volume, 69, 109-125, [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00268-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00268-5).
- Wu, W. y Sidle, R. C., (1996). A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water resources research*, 31(8), 2097 – 2110.
- Wu, Z. y Huang, N. E., (2009). Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method, *Advances in Adaptive Data Analysis*, 1(1), 1–41.
- <http://perso.ens-lyon.fr/patrick.flandrin/emd.html>; fecha de último acceso: 24 de mayo del 2023.

Anexos

Anexo 1. Señales sísmicas de los eventos

En este anexo, se presentan las señales sísmicas generadas por los diferentes MGM, que se utilizaron en esta tesis. En la figura 1.1 se observan los lahares 2012, 2013 y Patrio; en la figura 1.2, se encuentran las señales de los aludes POWDER 5 y 15, WET 3 y 6 y TRANS 4 y 11; y en la figura 1.3, se muestran las señales sísmicas generadas por caída de roca, sensor arriba **a)** y abajo **b)**.

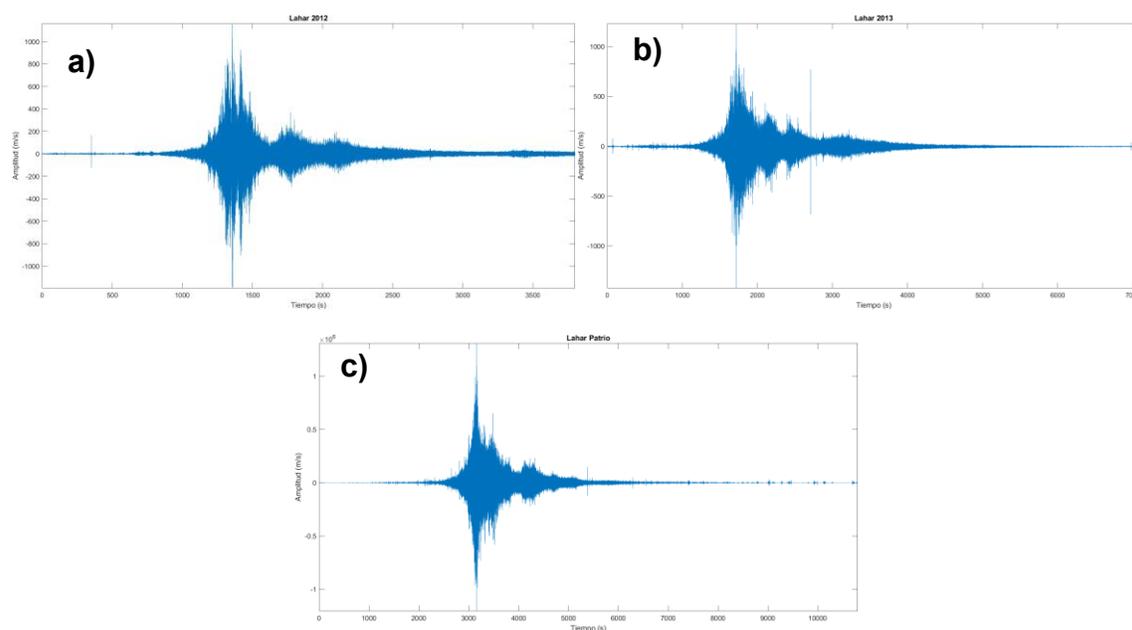
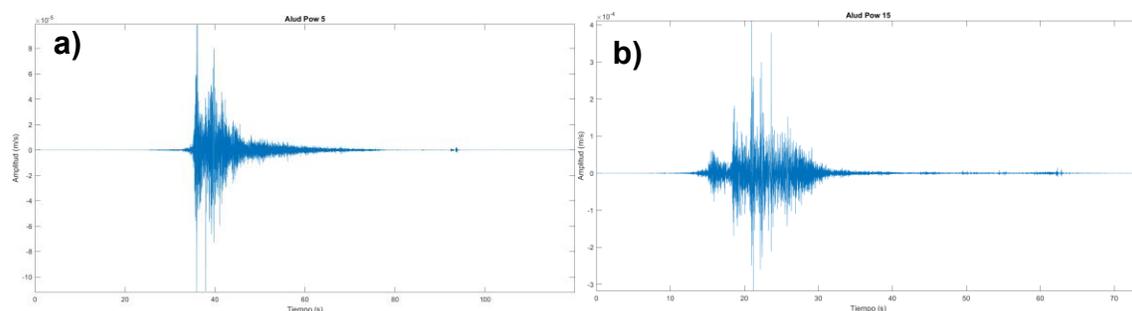


Figura 1.1: Señales sísmicas generadas por lahares **a)** Lahar 2012; **b)** Lahar 2013; **c)** Lahar Patrio.



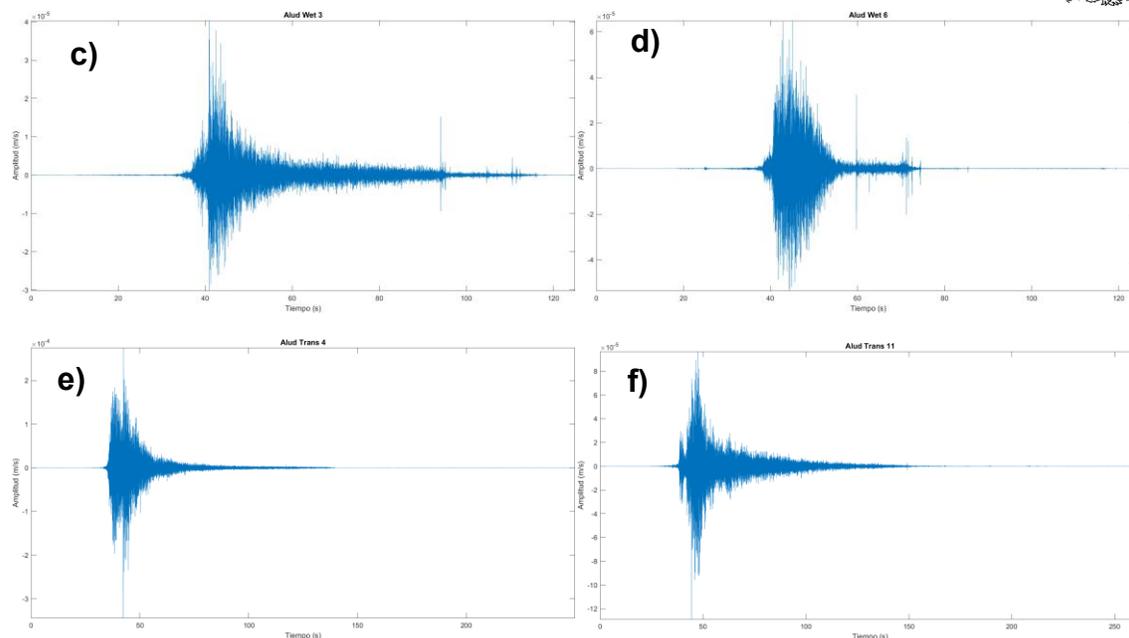


Figura 1.2: Señales sísmicas generadas por aludes de nieve **a)** Powder 5; **b)** Powder 15; **c)** WET 3; **d)** Wet 6; **e)** Transitional 4; **f)** Transitional 11.

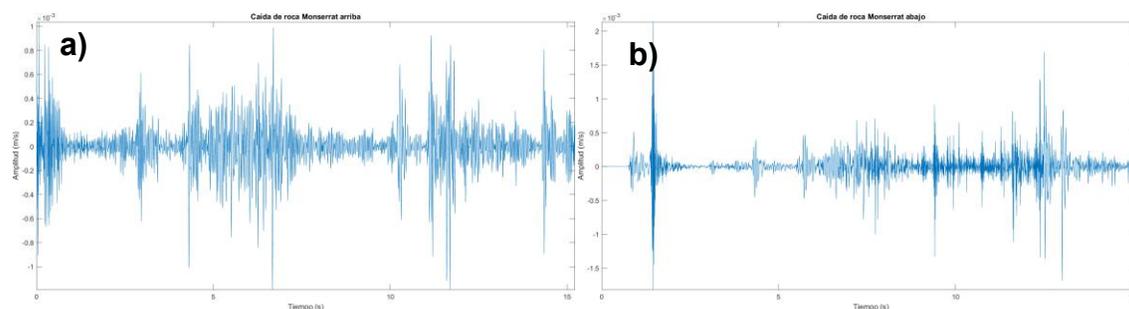


Figura 1.3: Señales sísmicas generadas por caídas de roca **a)** Monserrat sensor arriba; **b)** Monserrat sensor abajo

Anexo 2. Descomposiciones en Funciones de Modo Intrínseco de las señales analizadas, sección SON

Como se mencionó a lo largo de esta tesis, las señales sísmicas generadas por lahares y aludes se dividieron en secciones SON y SBO. En este anexo se presentan las descomposiciones en FMI de las secciones sísmicas de aludes y lahares, sección SON.

Lahar Patrio

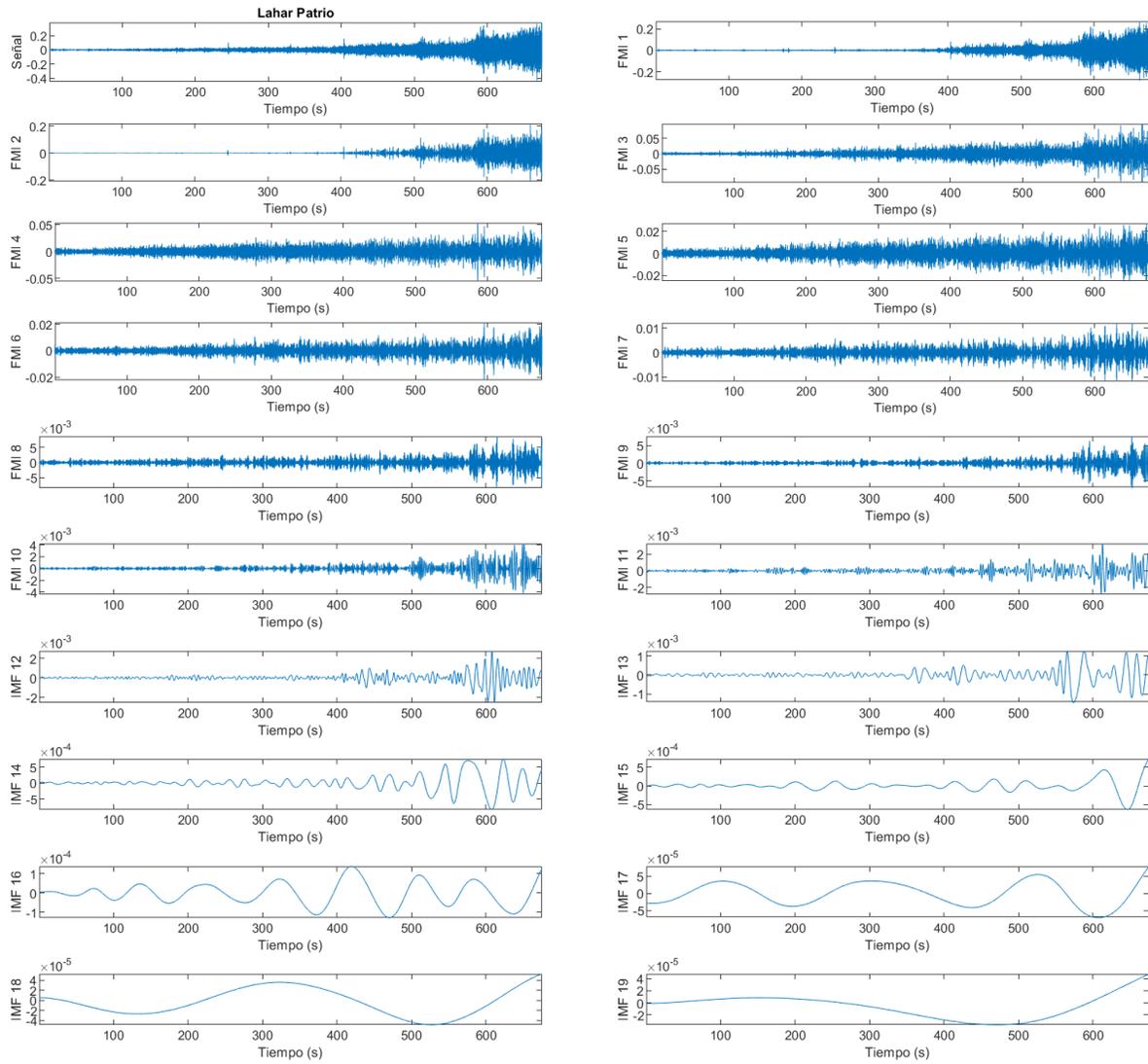
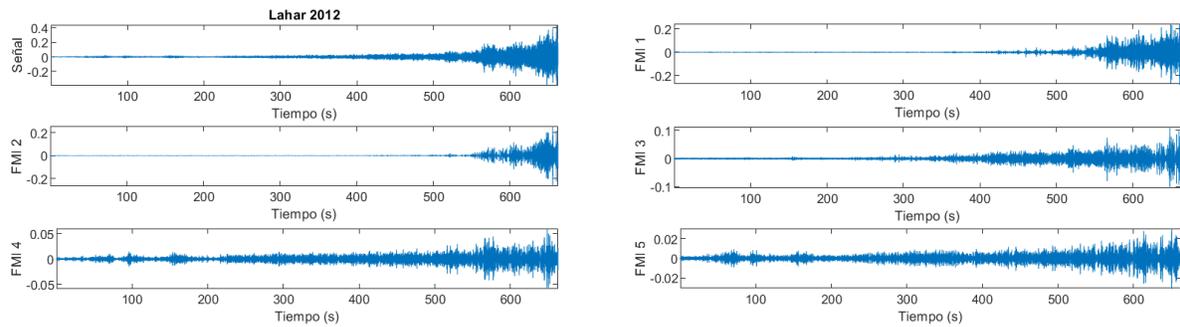


Figura 2.1: Funciones de modo intrínseco del lahar Patrio, sección SON.

Lahar 2012



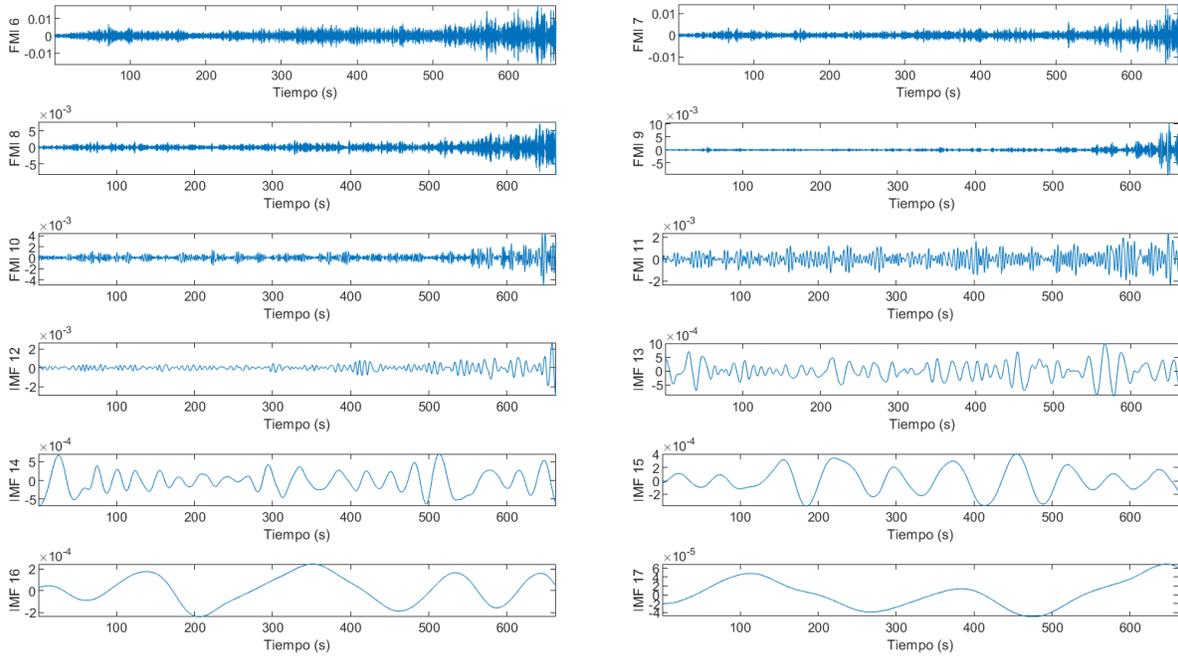
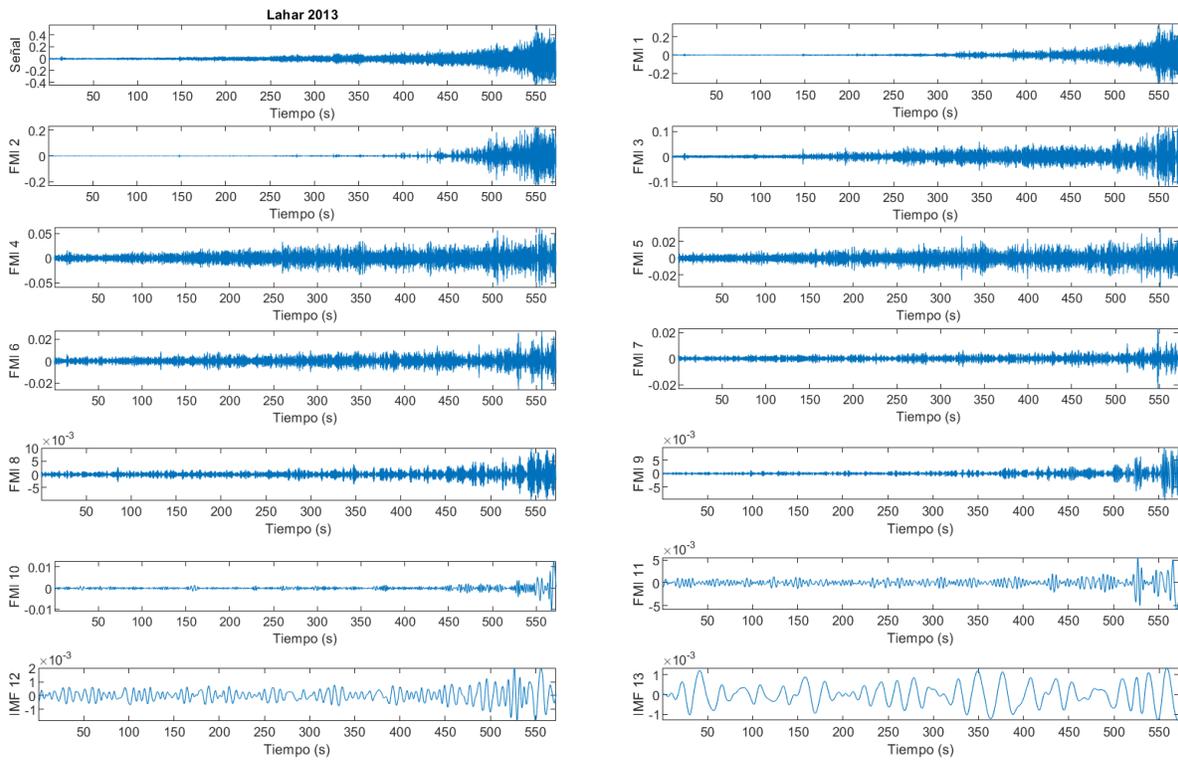


Figura 2.2: Funciones de modo intrínseco del lahar 2012, sección SON

Lahar 2013



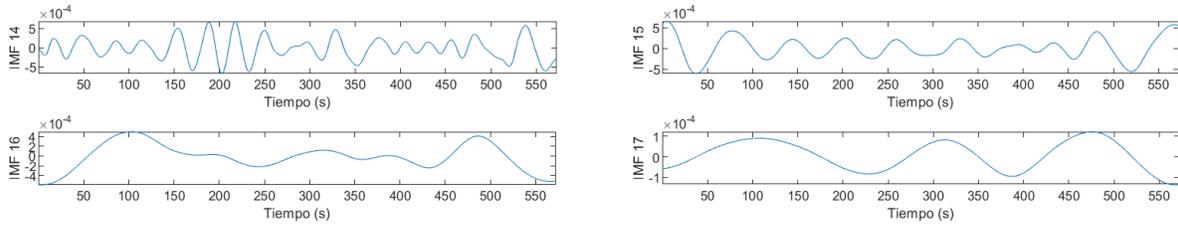


Figura 2.3: Funciones de modo intrínseco del lahar 2013, sección SON

Alud POW5

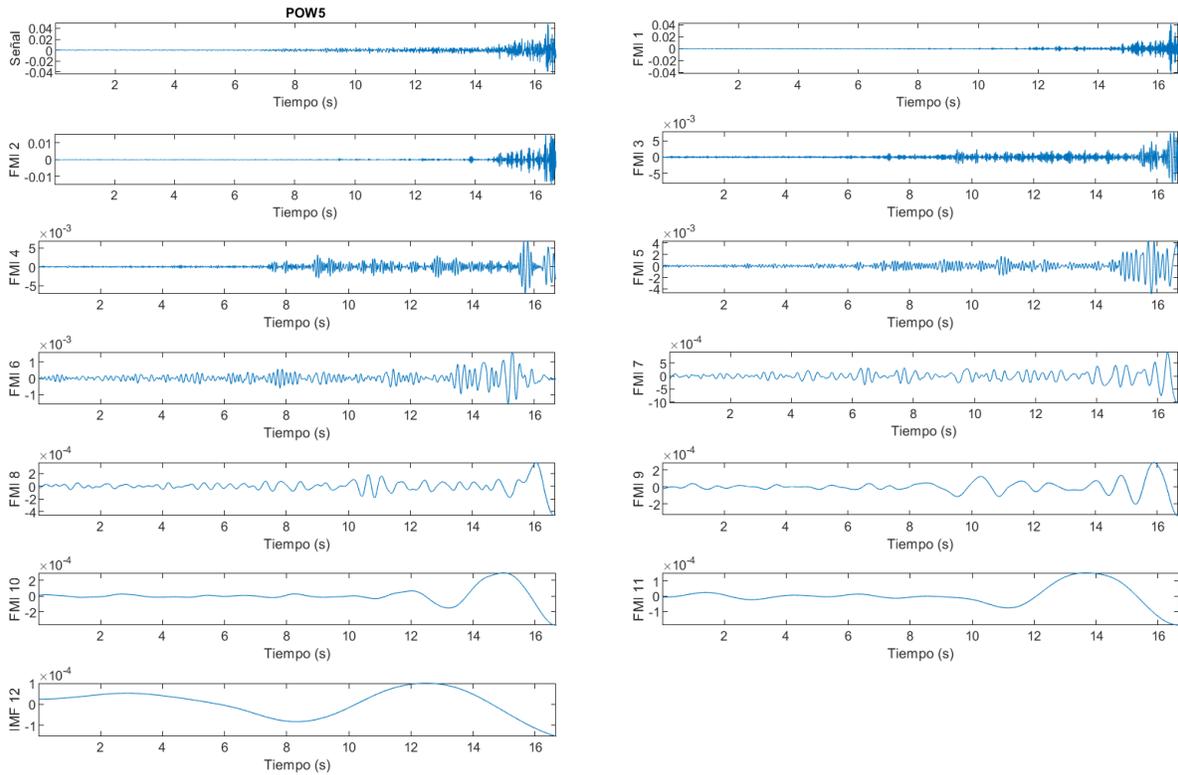
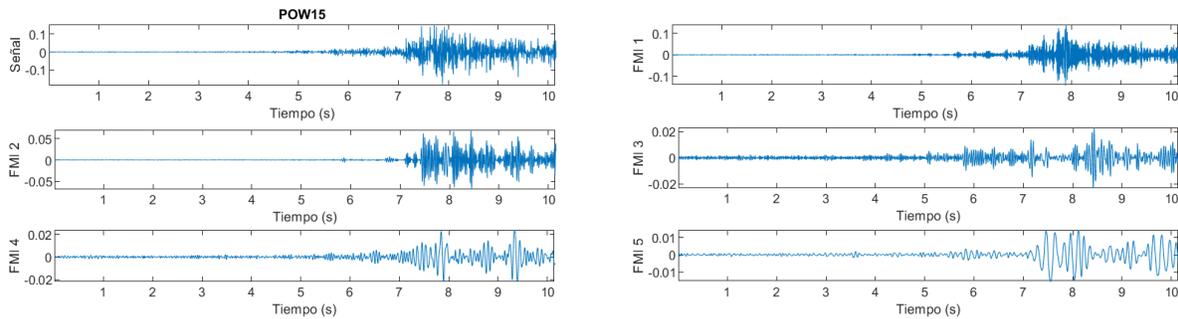


Figura 2.4: Funciones de modo intrínseco alud Powder 5, sección SON

Alud POW15



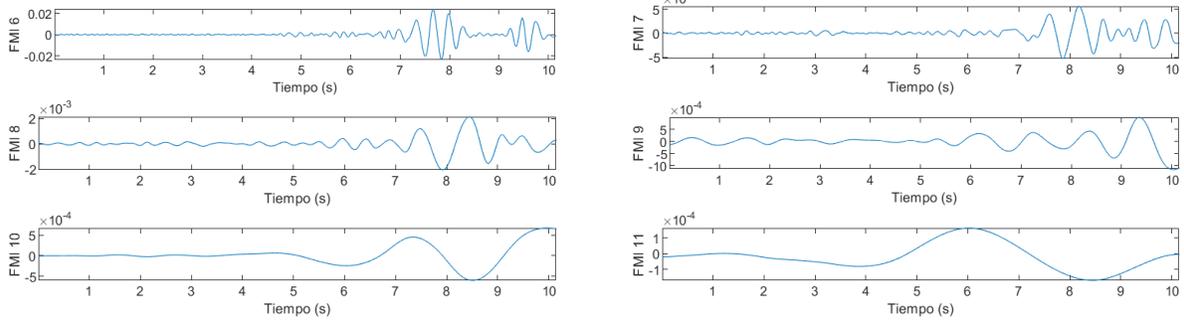


Figura 2.5: Funciones de modo intrínseco alud Powder 15, sección SON

Alud WET3

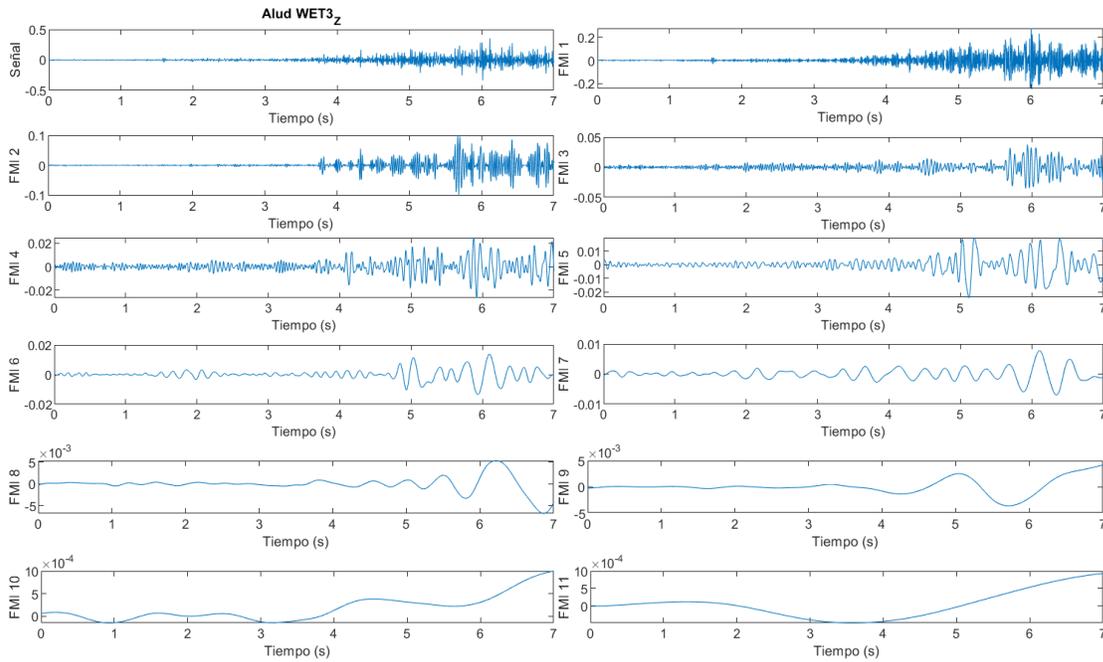
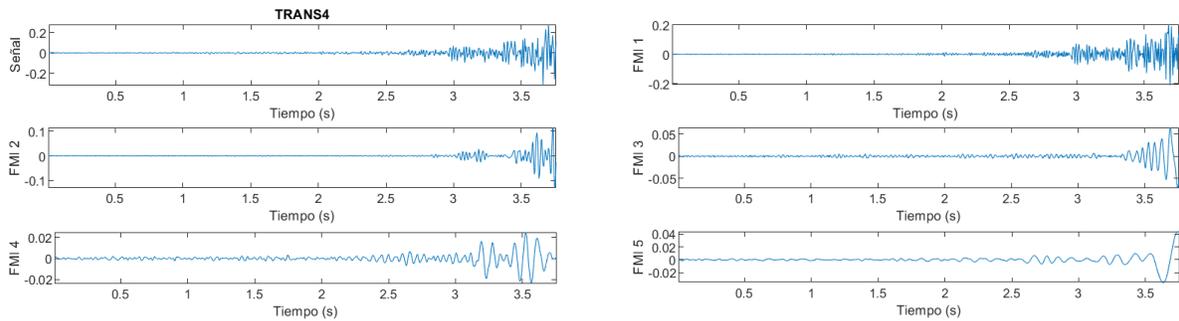


Figura 2.6: Funciones de modo intrínseco alud WET 3, sección SON

Alud TRANS 4



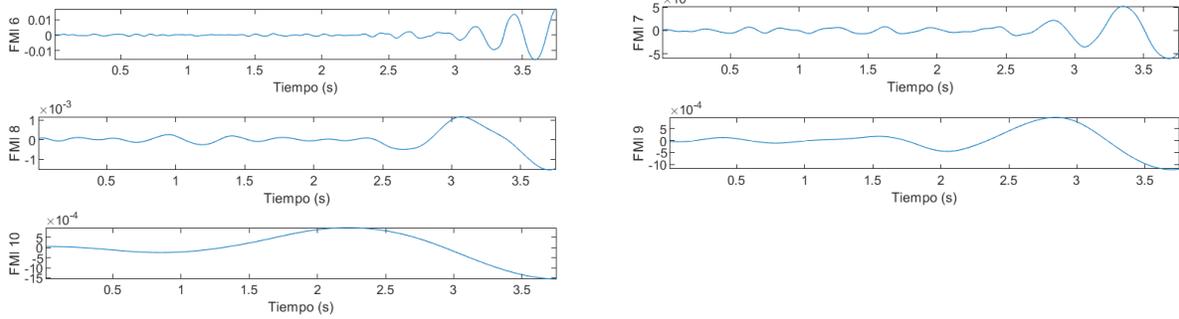


Figura 2.7: Funciones de modo intrínseco alud Transitional 4, sección SON

Alud TRANS11

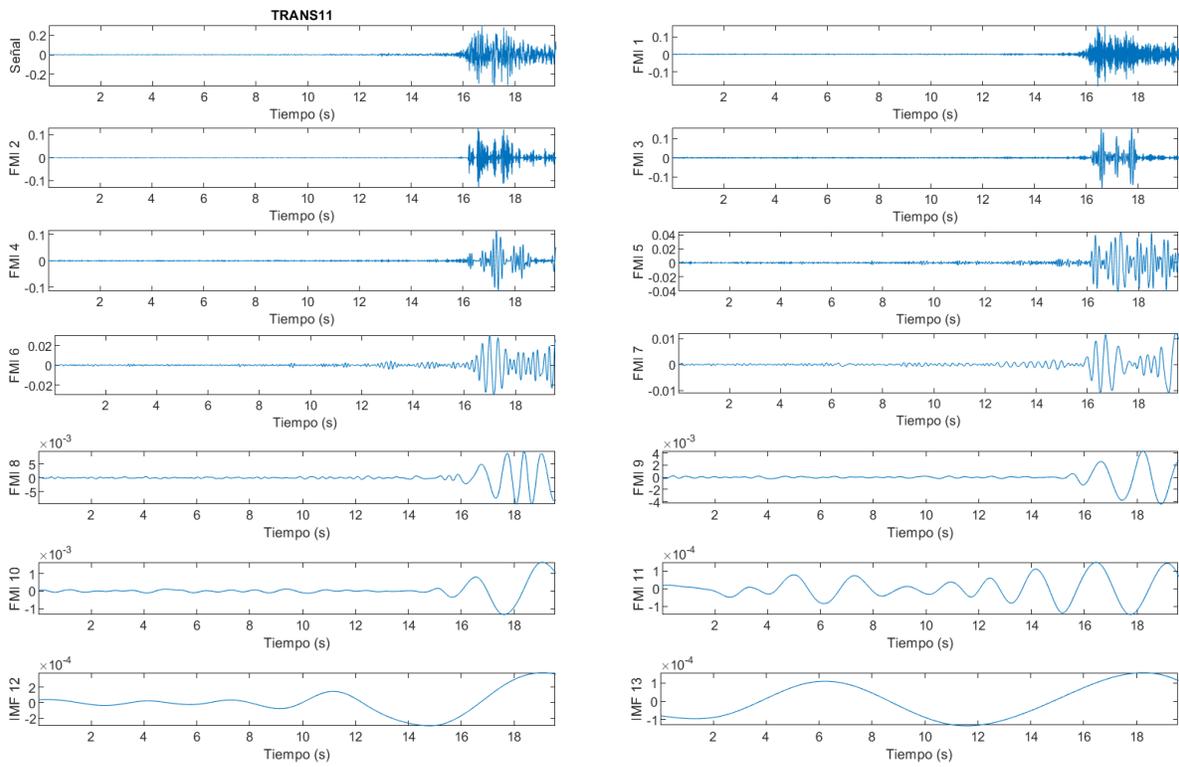


Figura 2.8: Funciones de modo intrínseco alud Transitional 11, sección SON

Anexo 3. Descomposiciones en Funciones de Modo Intrínseco de las señales analizadas, sección SBO

Siguiente el contenido del anexo anterior, en este anexo 3, se presentan las descomposiciones en FMI de las señales sísmicas generadas por aludes de nieve y lahares, sección SBO.

Lahar Patrio

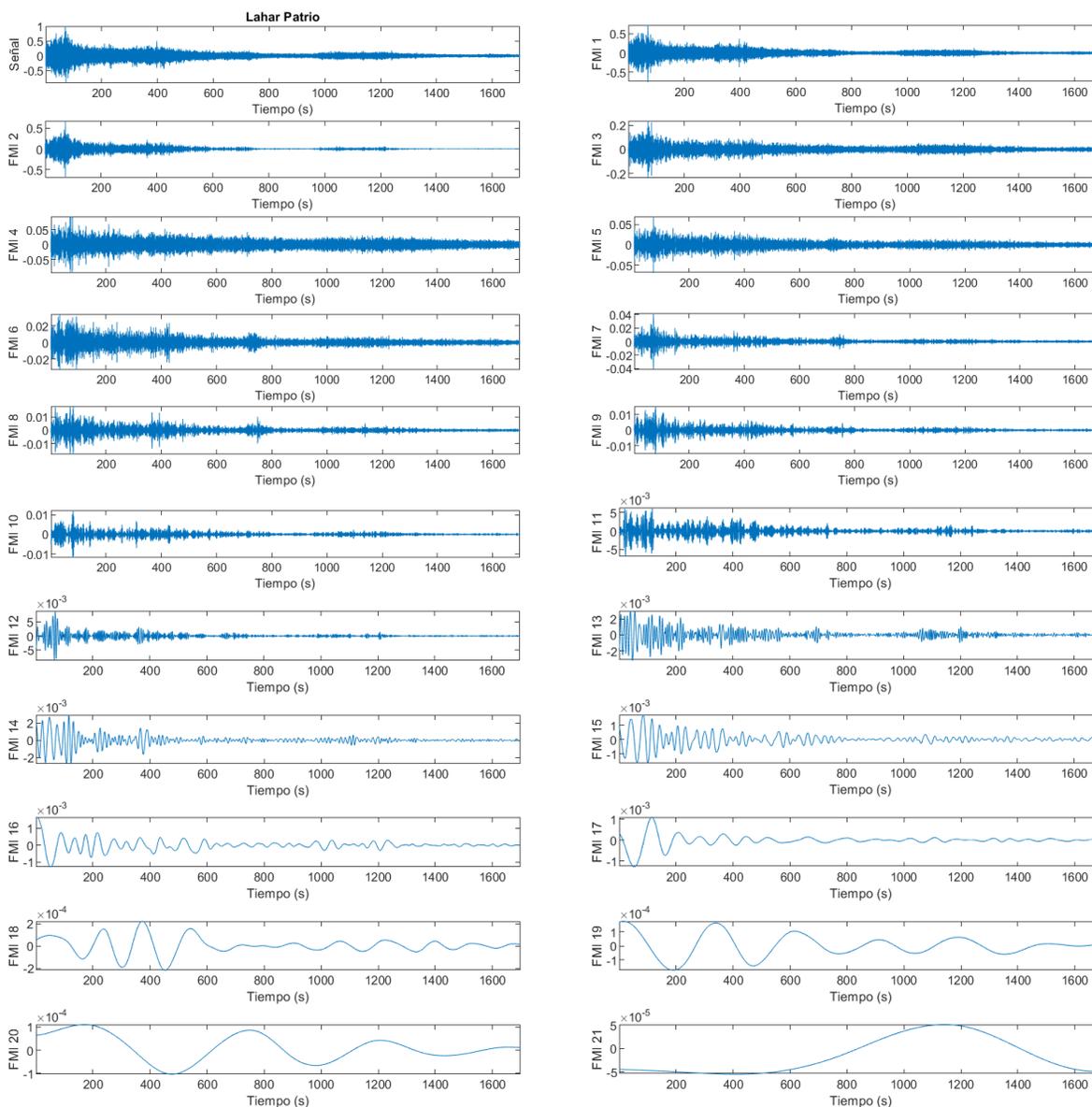


Figura 3.1: Funciones de modo intrínseco Lahar Patrio, sección SBO

Lahar 2012

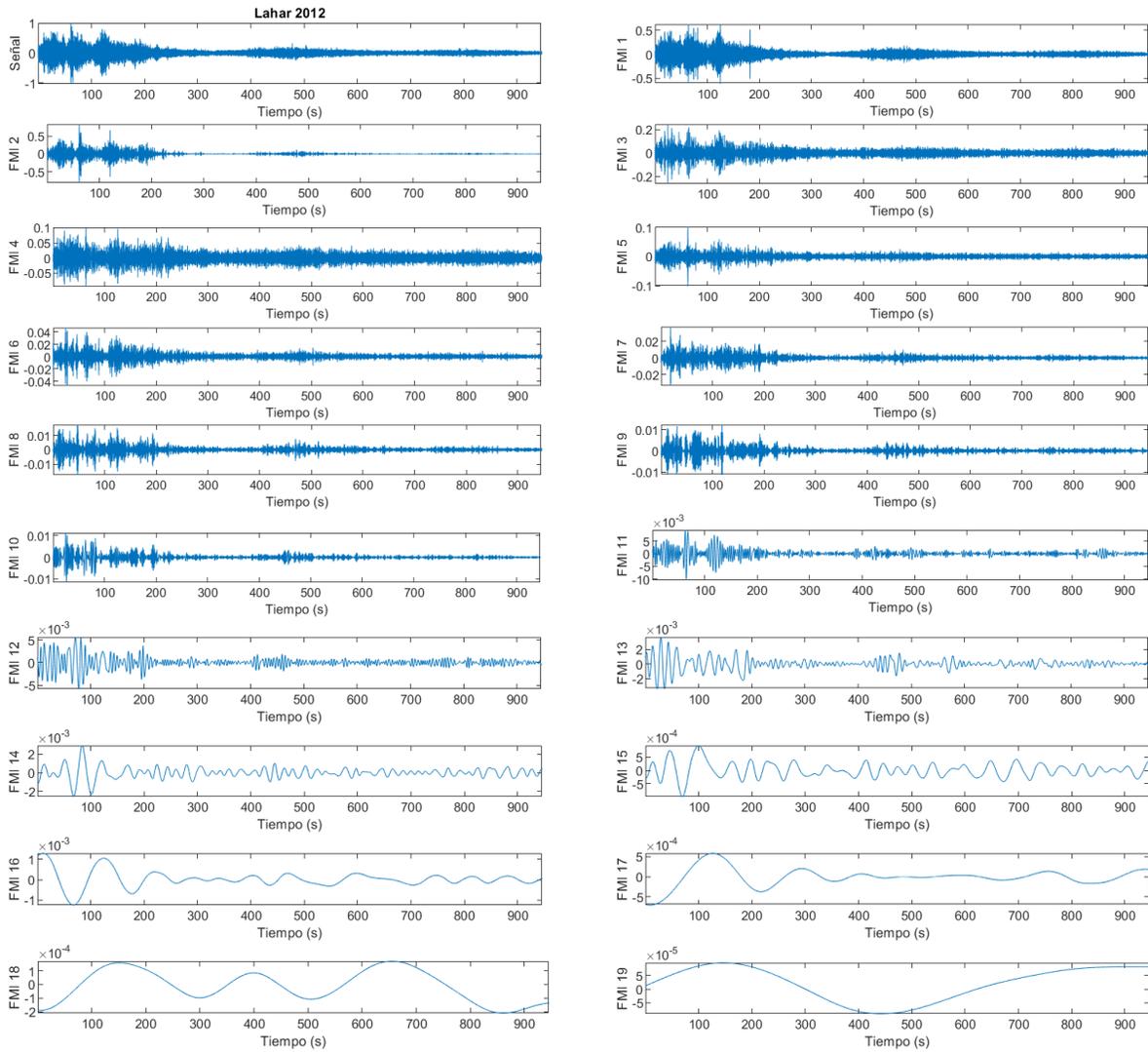
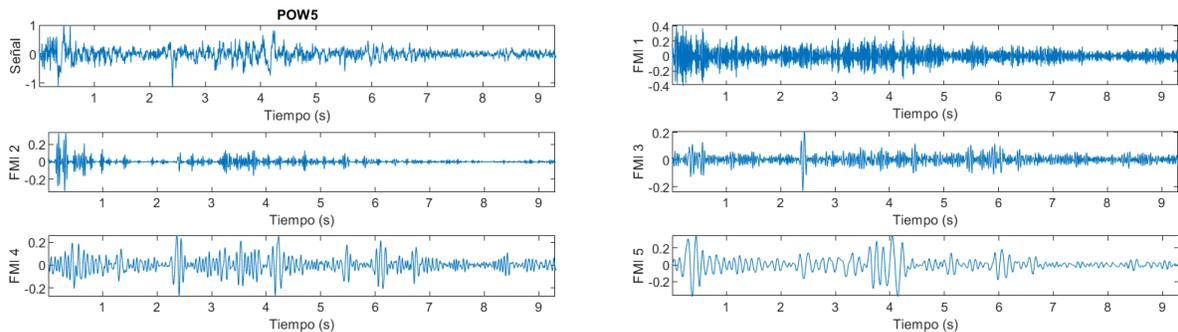


Figura 3.2: Funciones de modo intrínseco Lahar 2012, sección SBO

Alud POWDER5



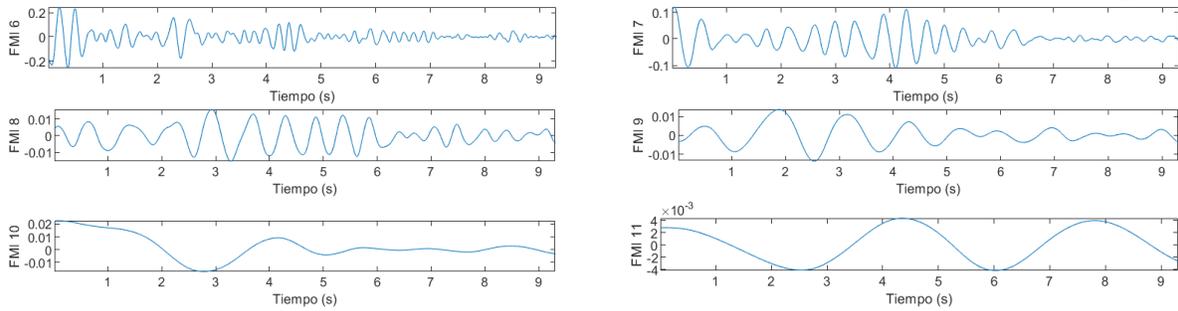


Figura 3.3: Funciones de modo intrínseco alud Powder 5, sección SBO

Alud POWDER 15

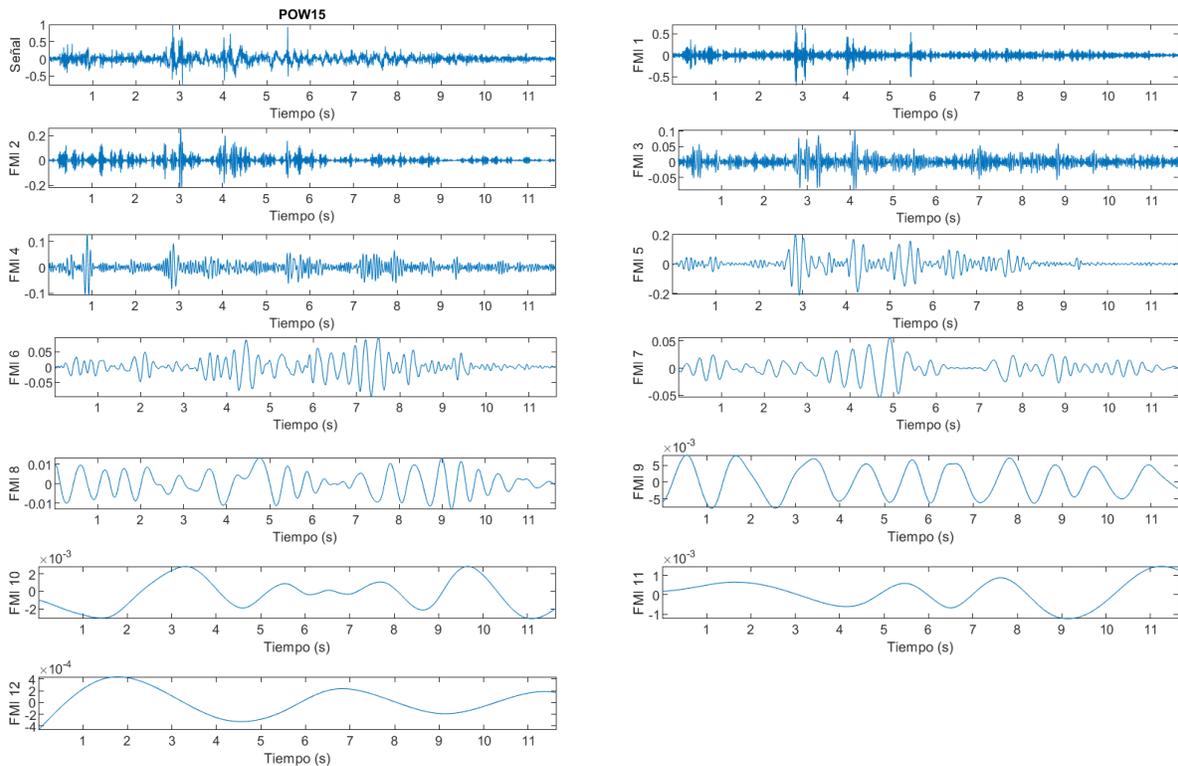
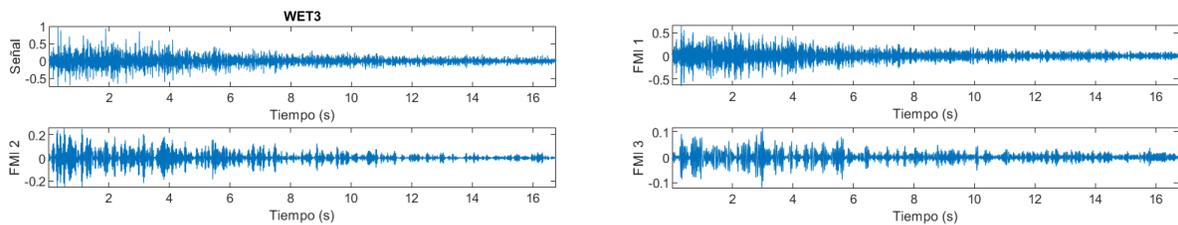


Figura 3.4: Funciones de modo intrínseco alud Powder 15, sección SBO

Alud WET3



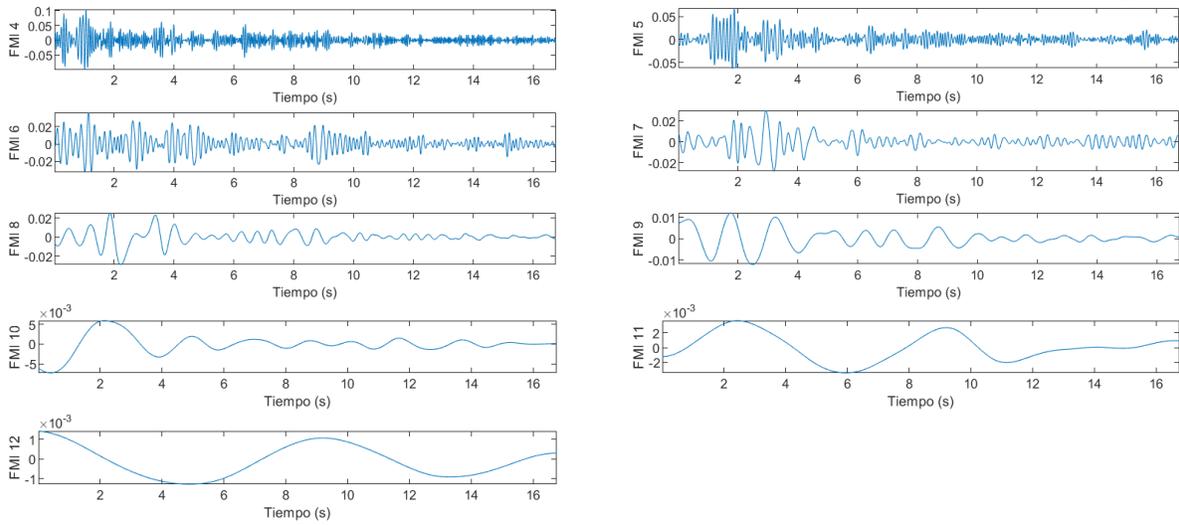


Figura 3.5: Funciones de modo intrínseco alud Wet 3, sección SBO

Alud WET6

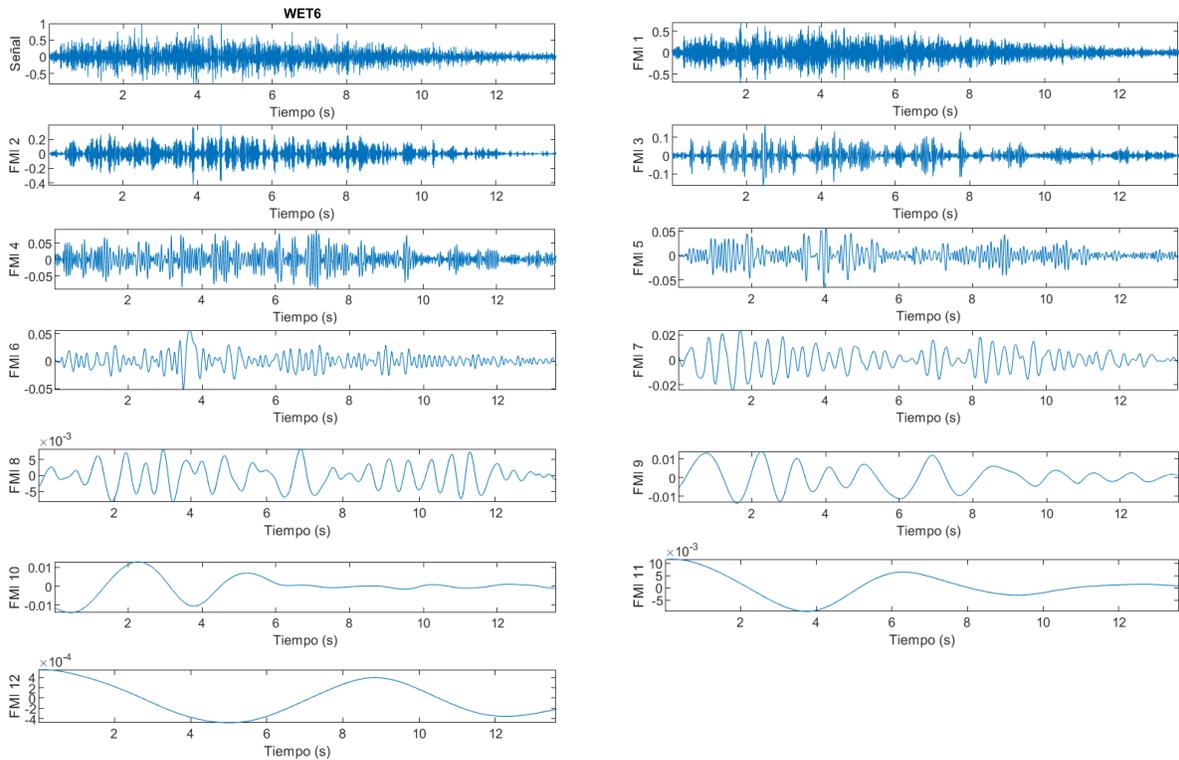


Figura 3.6: Funciones de modo intrínseco alud Wet 6, sección SBO

Alud TRANS4

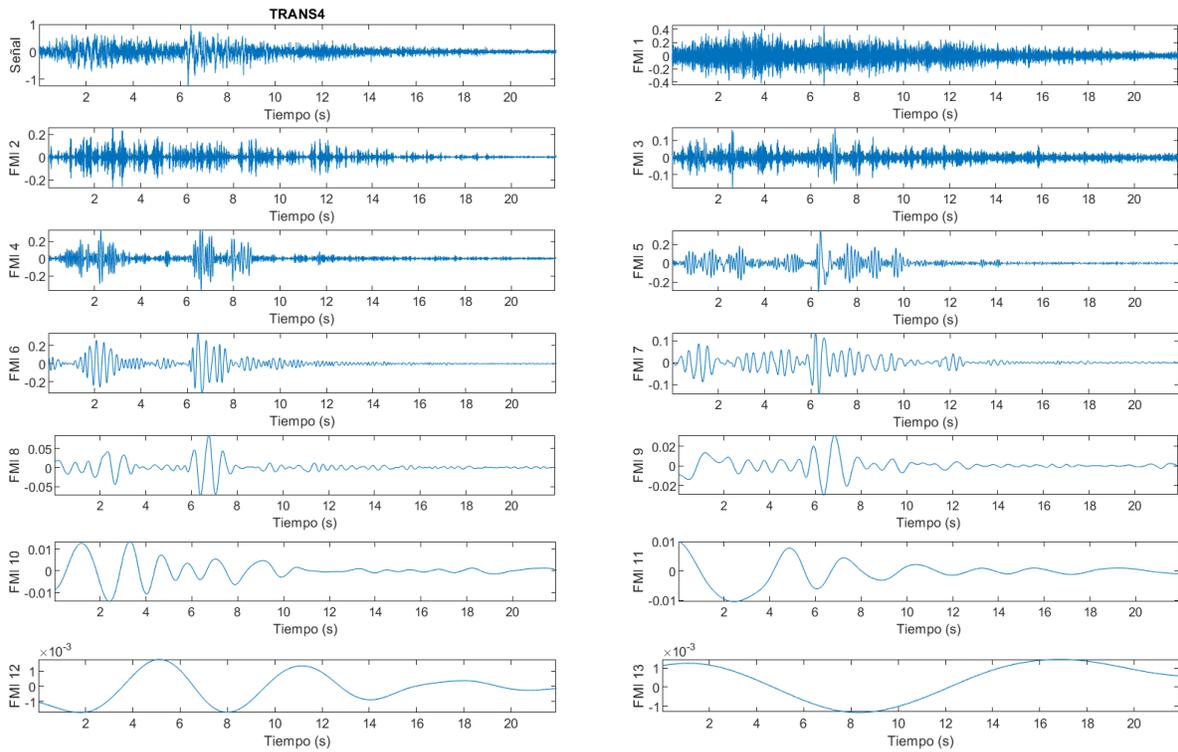


Figura 3.7: Funciones de modo intrínseco alud Transicional 4, sección SBO

Alud TRANS11

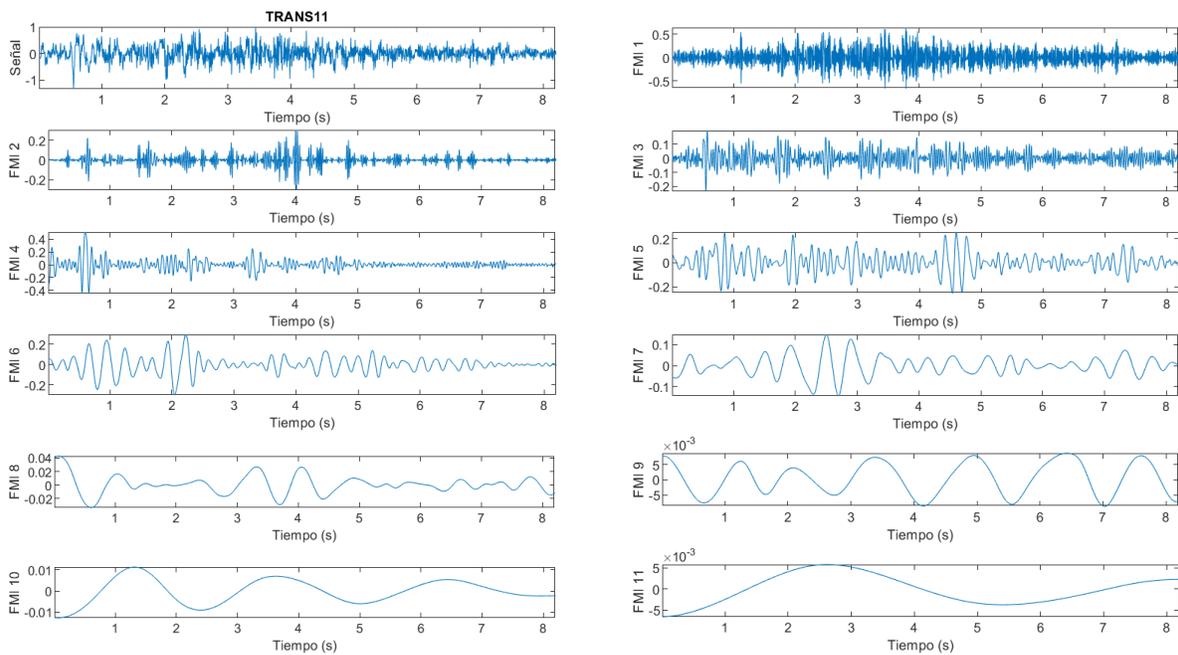


Figura 3.8: Funciones de modo intrínseco alud Transicional 11, sección SBO

Anexo 4. Descomposiciones en Funciones de Modo Intrínseco de la señal de Monserrat sensor de abajo

Las señales sísmicas generadas por caída de roca, no se seccionaron en SON ni SBO, por lo que las descomposiciones en FMI de las señales completas se presentan en este apartado.

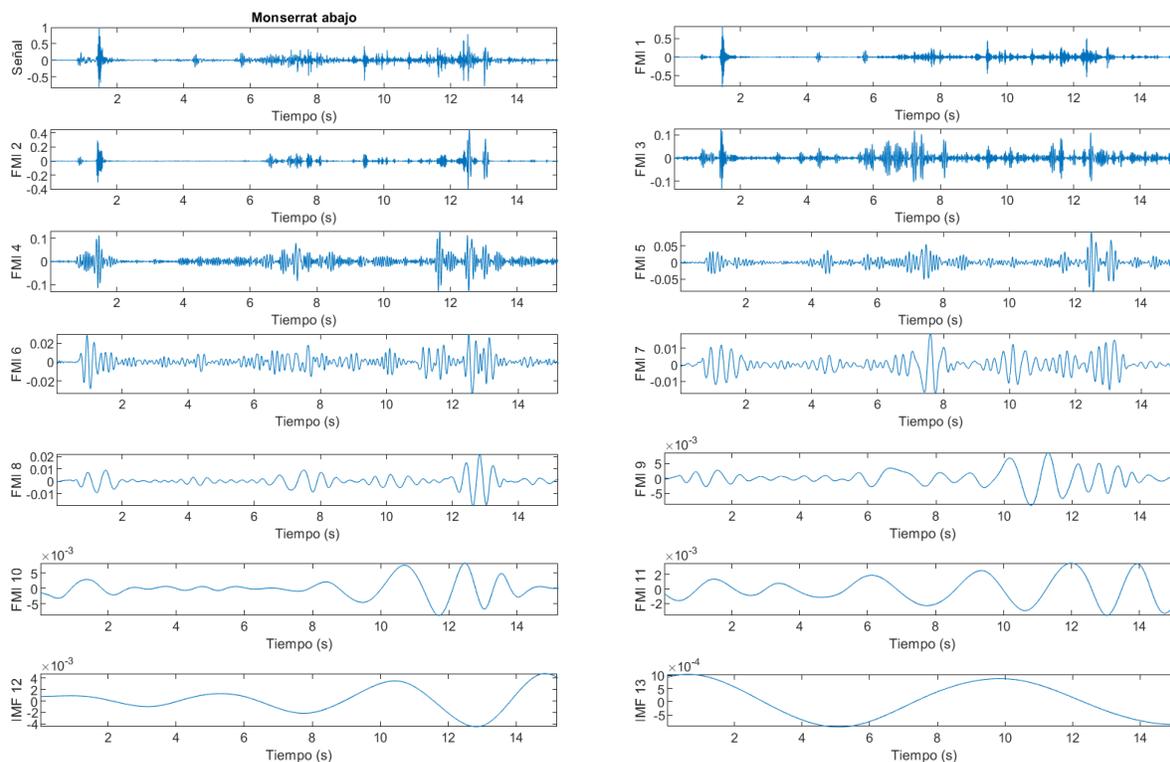
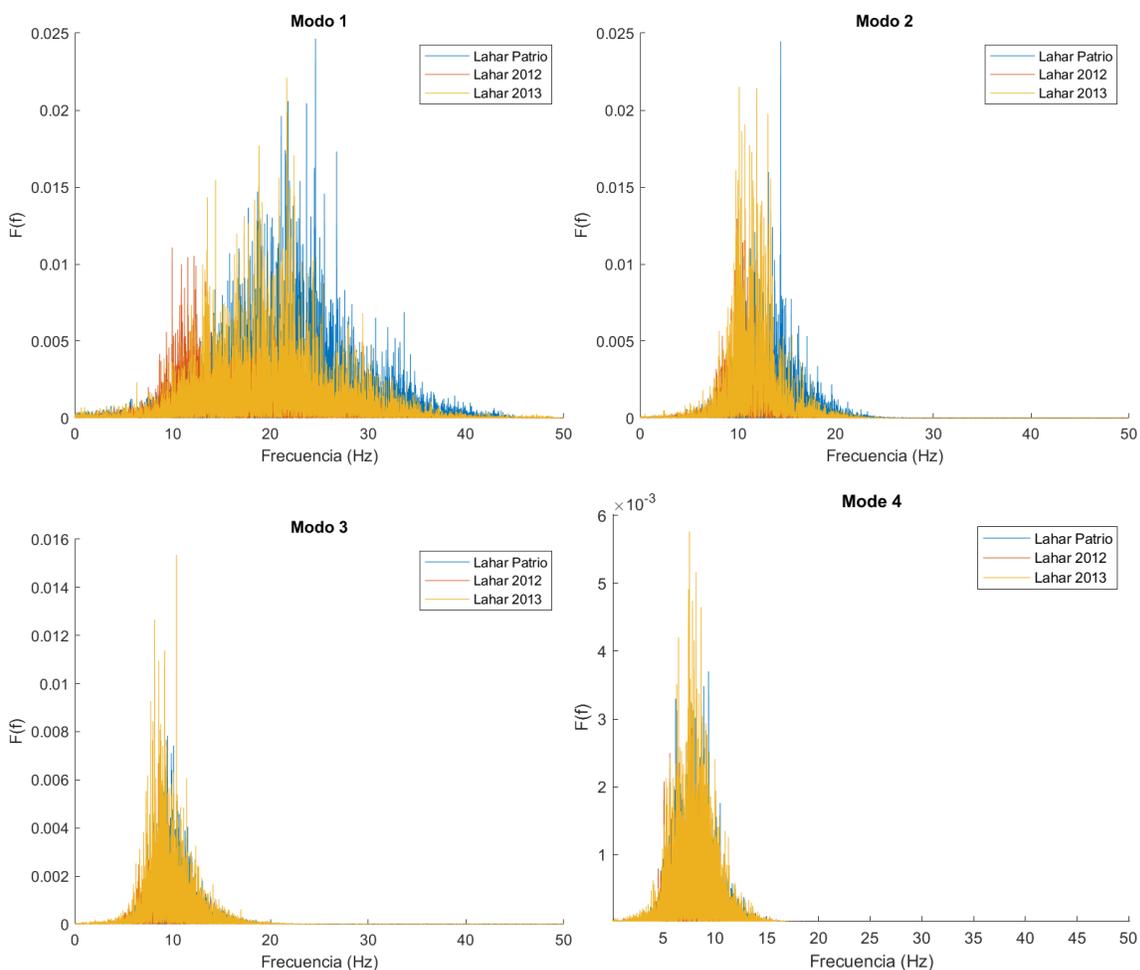


Figura 4.1: Funciones de modo intrínseco señal de Monserrat abajo.



Anexo 5. Espectros lineales de lahares, sección SON.

El análisis de los espectros de Fourier para las FMI se realizó en su forma lineal y logarítmica, tanto para las señales de aludes, como para las señales de lahares. En esta sección se presentan los espectros lineales de la sección SON de lahares.



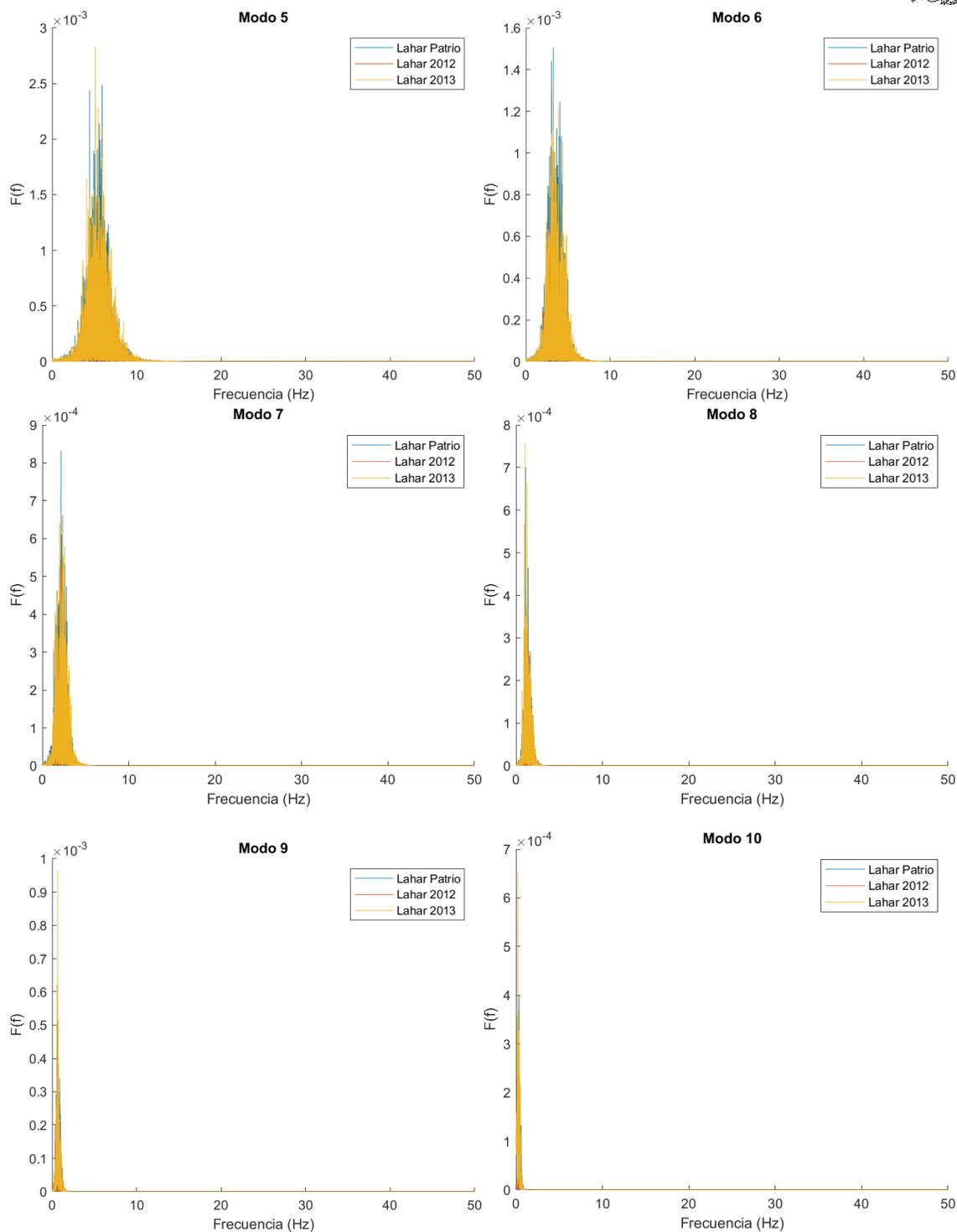
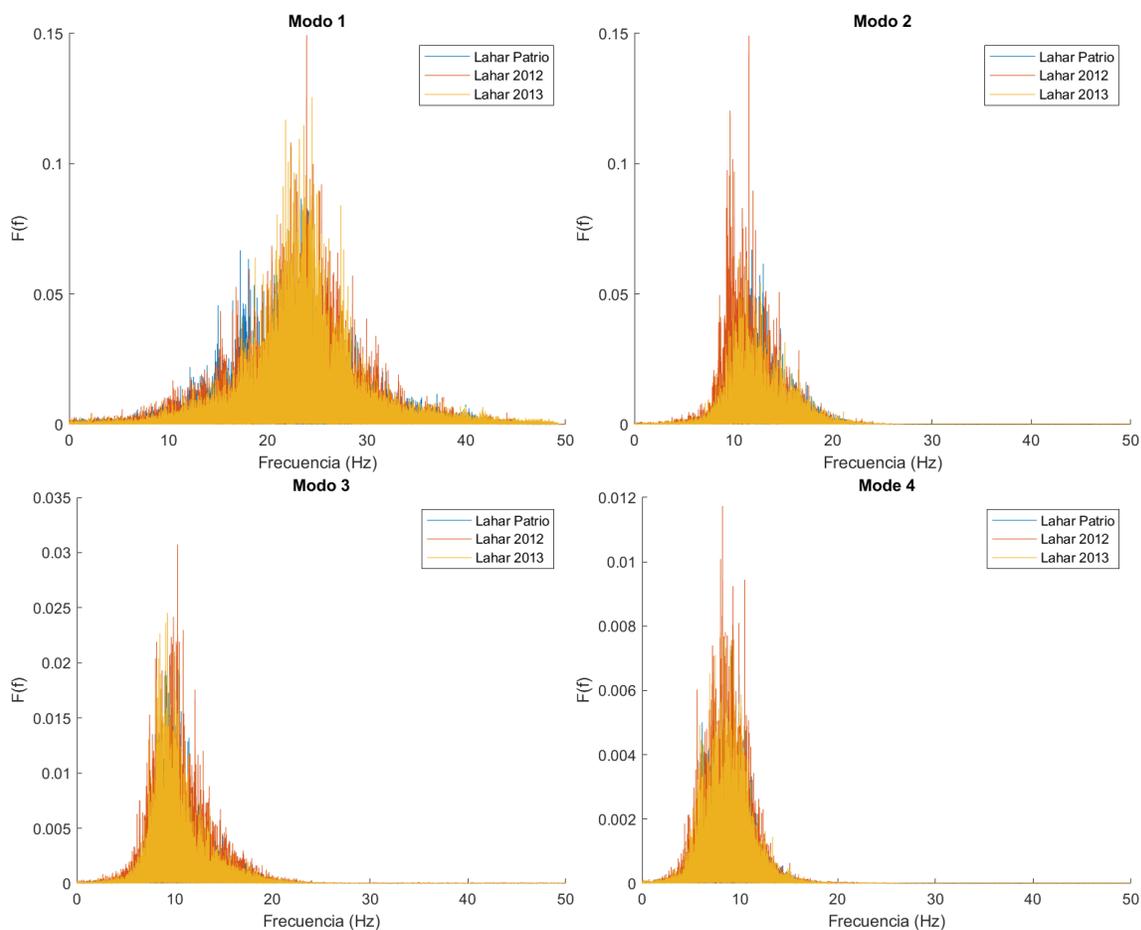


Figura 5.1: Espectros lineales de lahares, por número de modo, sección SON.



Anexo 6. Espectros lineales de lahares, sección SBO.

El análisis de los espectros de Fourier para las FMI se realizó en su forma lineal y logarítmica, tanto para las señales de aludes, como para las señales de lahares. En esta sección se presentan los espectros lineales de la sección SBO de lahares.



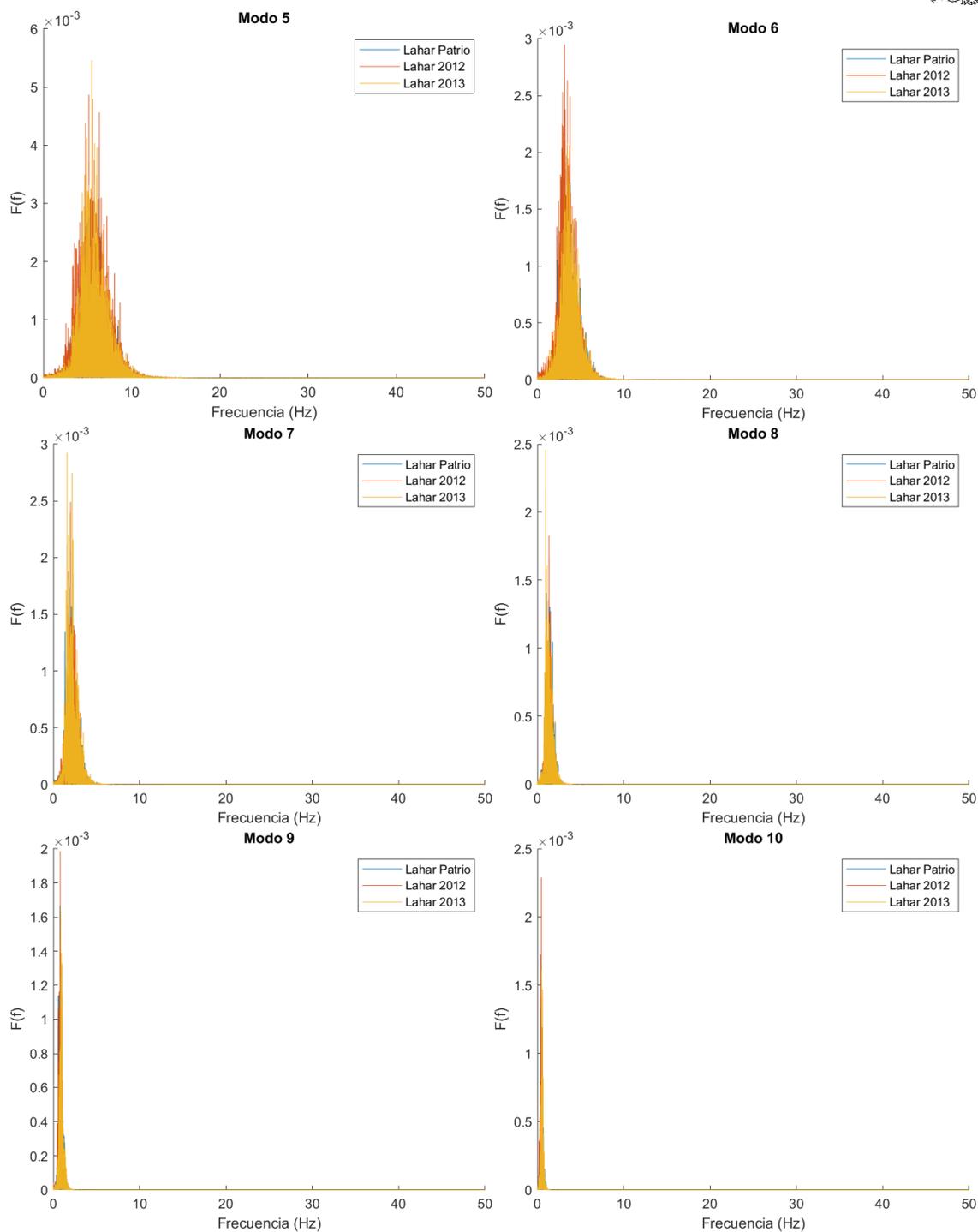
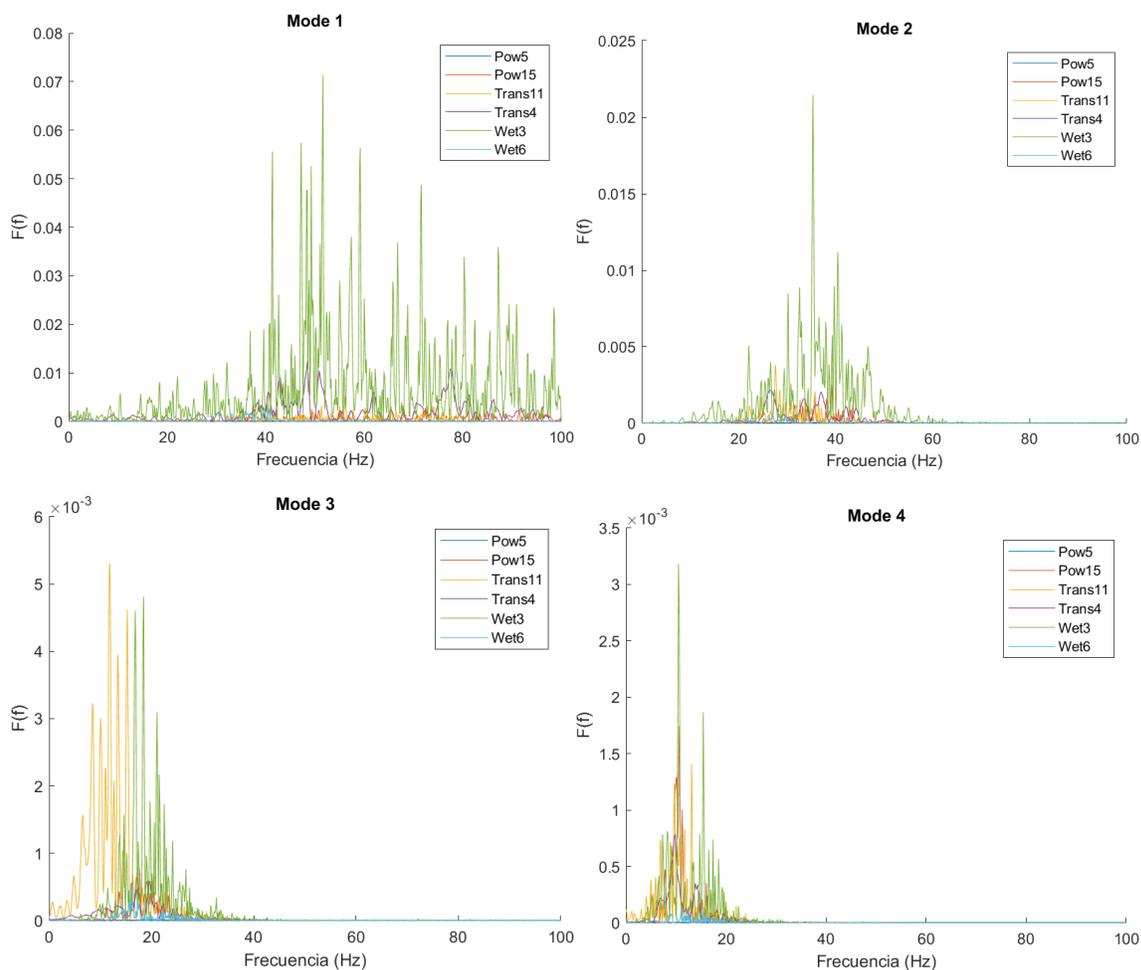


Figura 6.1: Espectros lineales de lahares, por número de modo, sección SBO.



Anexo 7. Espectros lineales de aludes, sección SON

El análisis de los espectros de Fourier para las FMI se realizó en su forma lineal y logarítmica, tanto para las señales de aludes, como para las señales de lahares. En esta sección se presentan los espectros lineales de la sección SON de aludes de nieve.



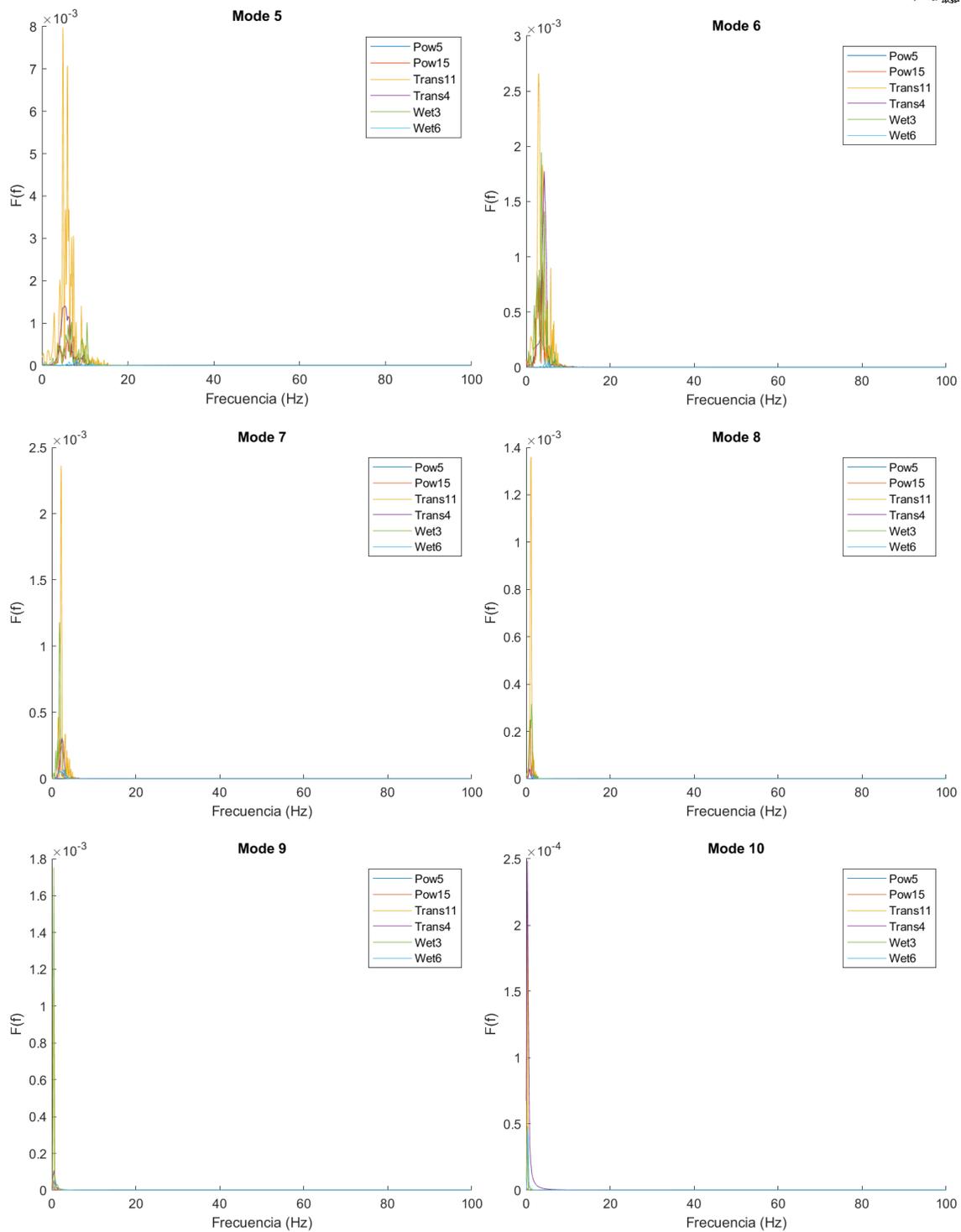
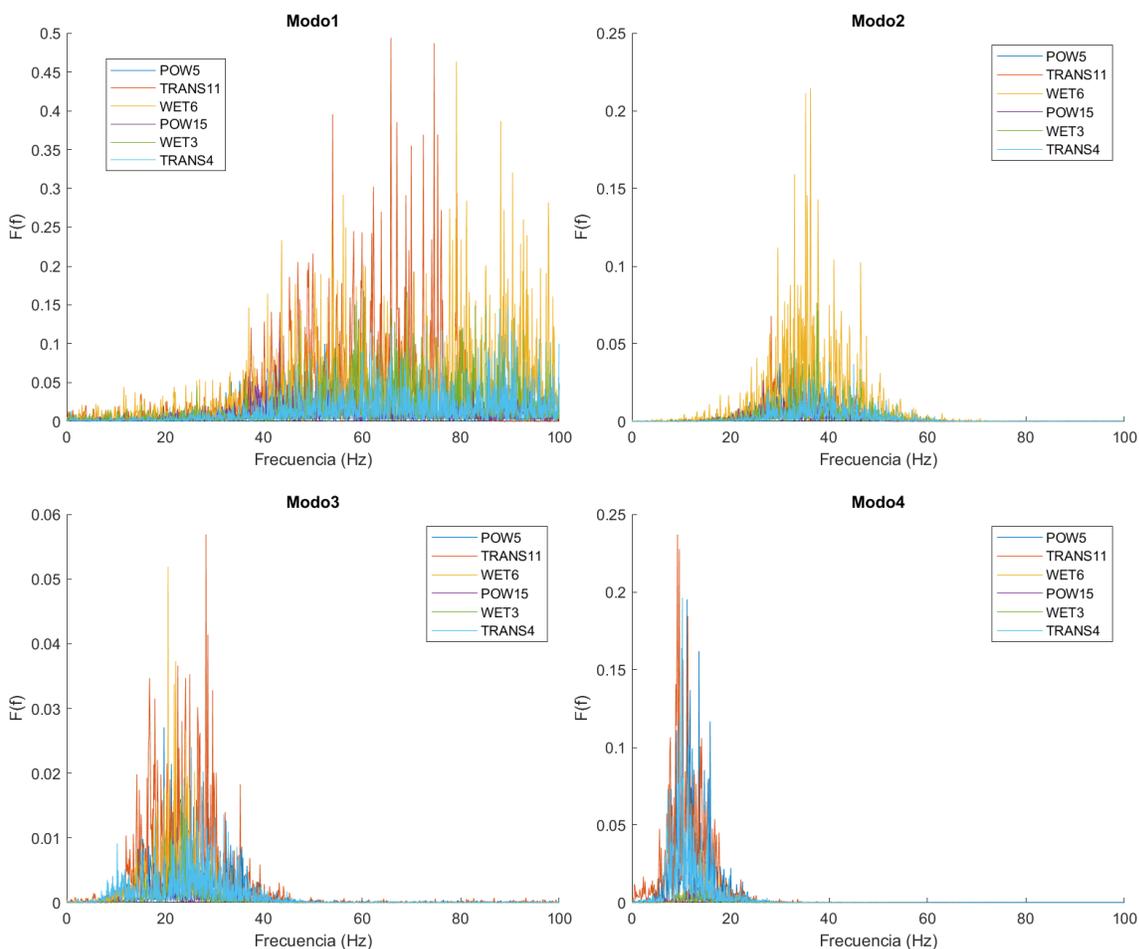


Figura 7.1: Espectros lineales de aludes, por modo, sección SON.



Anexo 8. Espectros lineales de aludes, sección SBO

El análisis de los espectros de Fourier para las FMI se realizó en su forma lineal y logarítmica, tanto para las señales de aludes, como para las señales de lahares. En esta sección se presentan los espectros lineales de la sección SON de aludes de nieve.



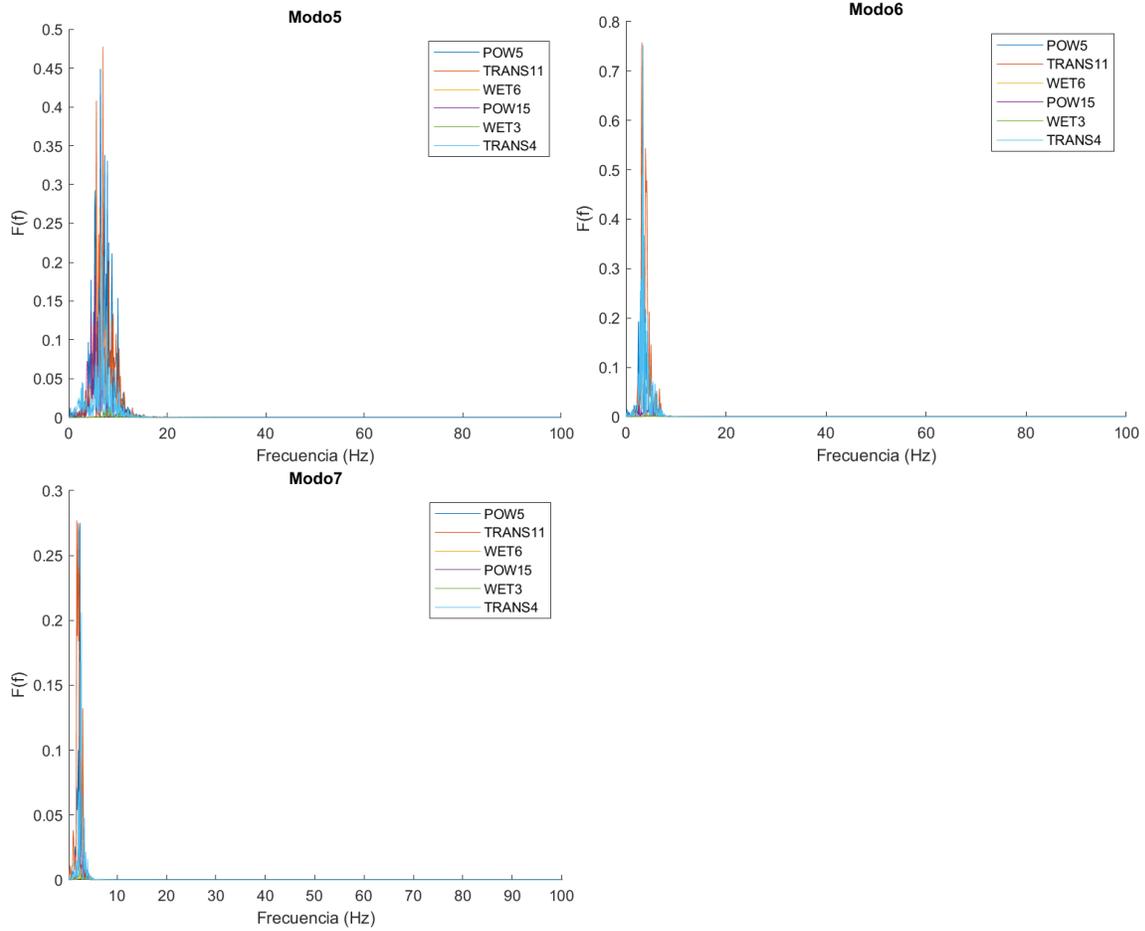
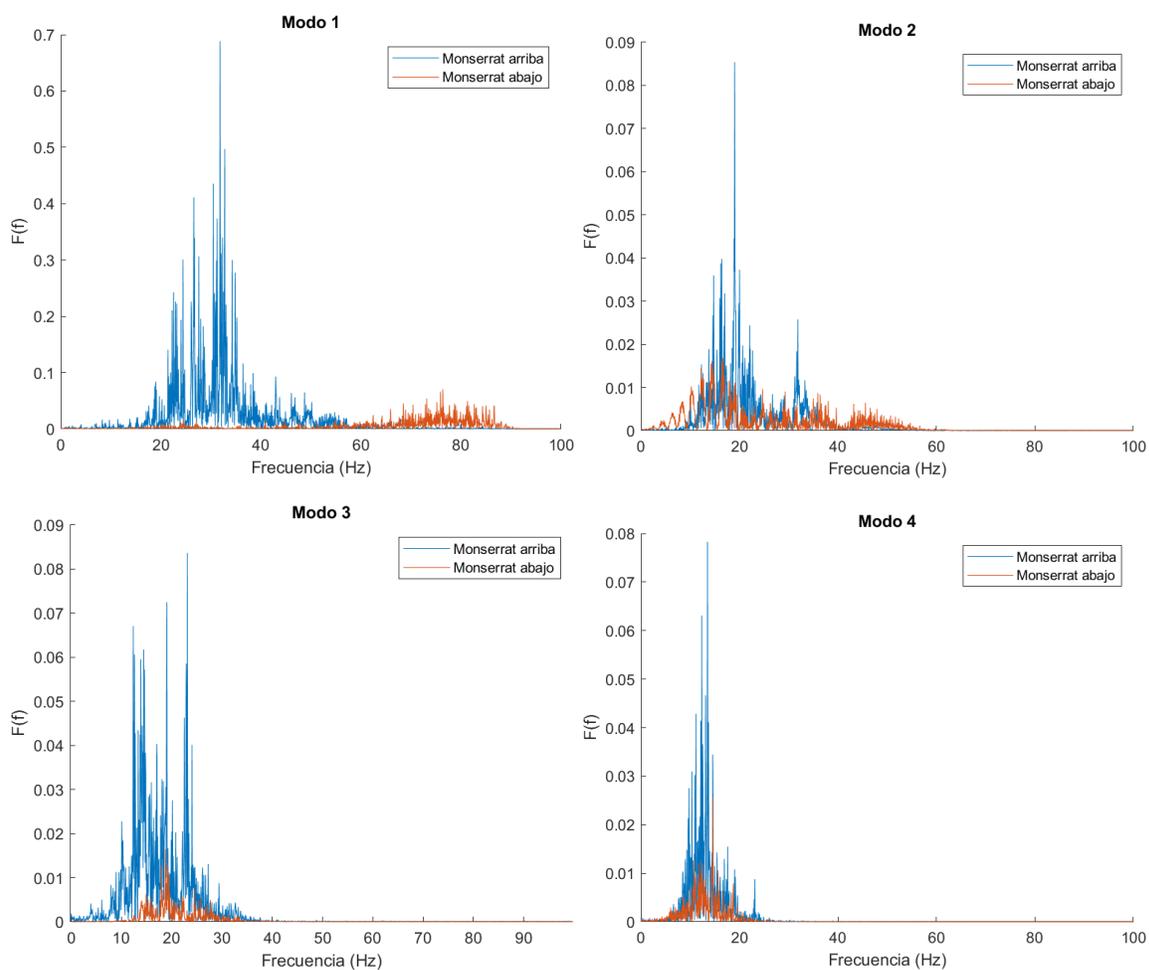


Figura 8.1: Espectros lineales de aludes, por modo, sección SBO.

Anexos 9. Espectros lineales de caída de roca

El análisis de los espectros de Fourier de las señales sísmicas generadas por caída de rocas se llevó a cabo tanto en su forma lineal como logarítmica. En este apartado se presentan los espectros lineales de las descomposiciones en FMI.



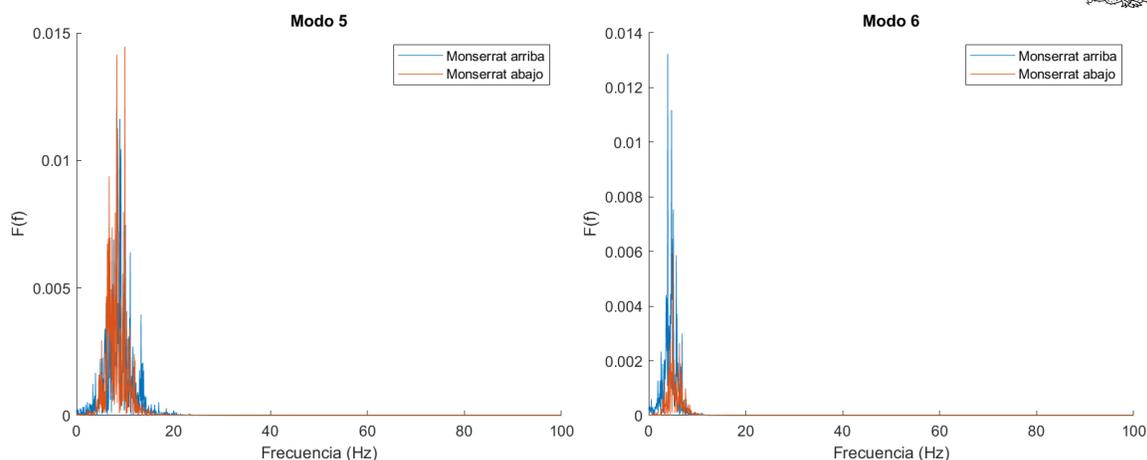


Figura 9.1: Espectros lineales de caída de roca, por modo.

Anexos 10. Espectros de Hilbert sección SON y SBO Lahares

Después de obtener las FMI, se obtuvo el espectro de Hilbert, para todas las señales sísmicas generadas por lahares, en sus secciones SON y SBO. En este anexo se presentan todos los espectros de Hilbert, de las señales de lahares.

Lahar 2013 SON

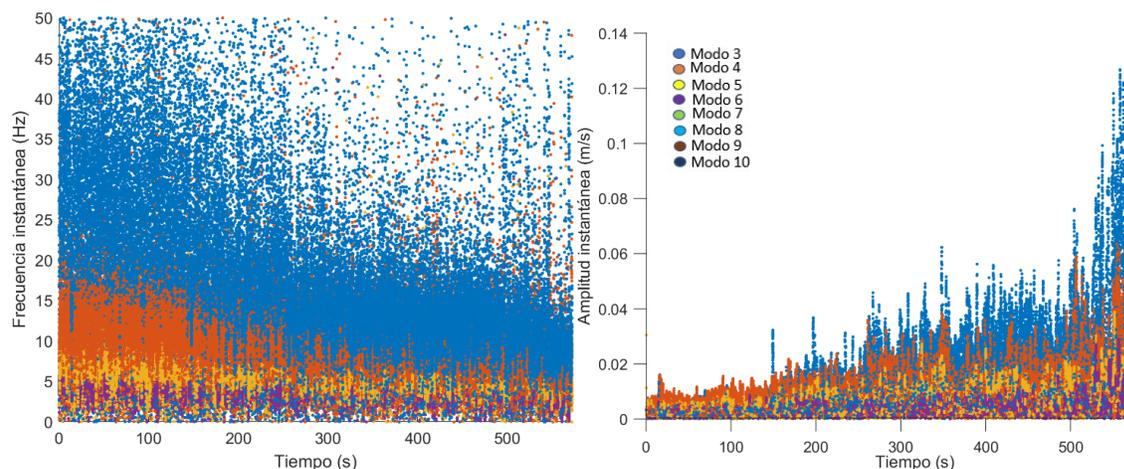


Figura 10.1: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Lahar 2013, sección SON.



Lahar 2013 SBO

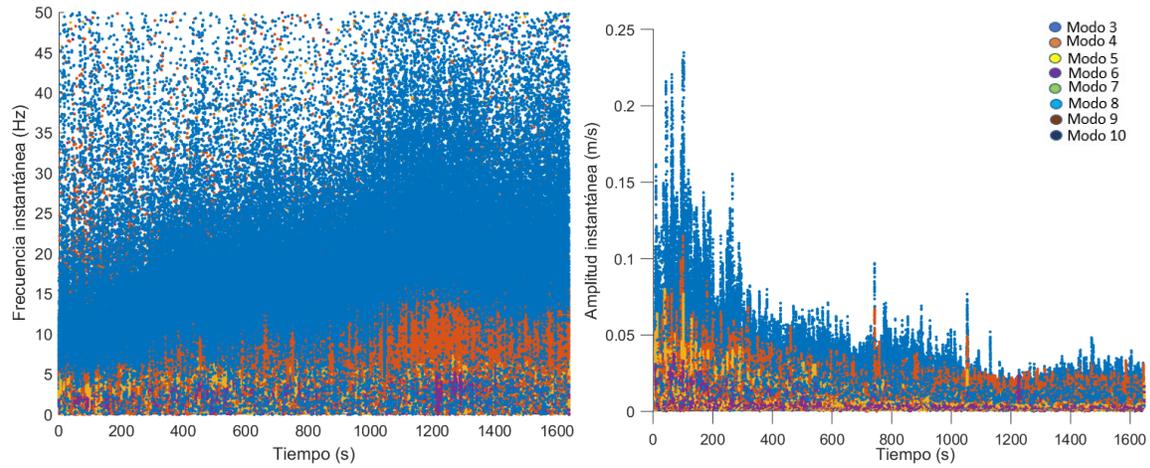


Figura 10.2: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Lahar 2013, sección SBO.

Lahar Patrio SON

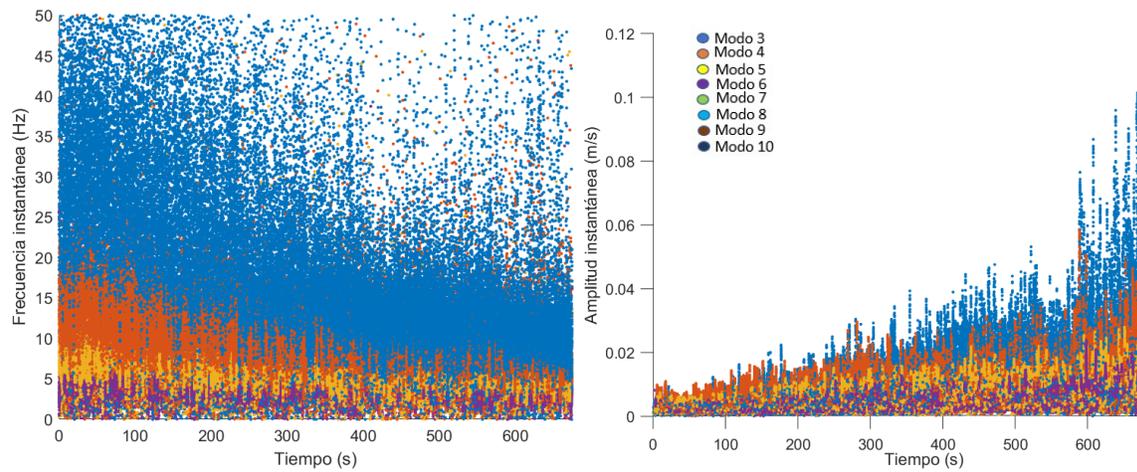


Figura 10.3: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Lahar Patrio, sección SON.



Lahar Patrio SBO

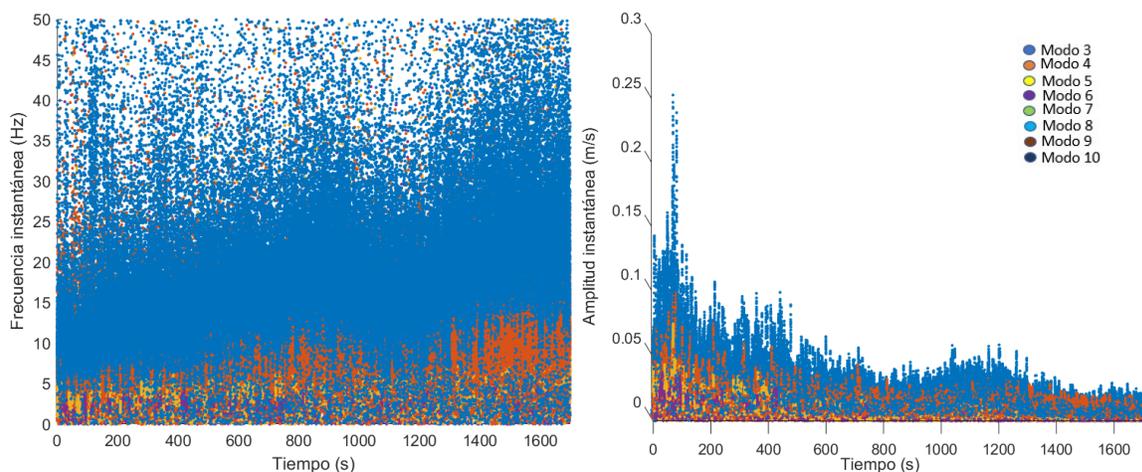
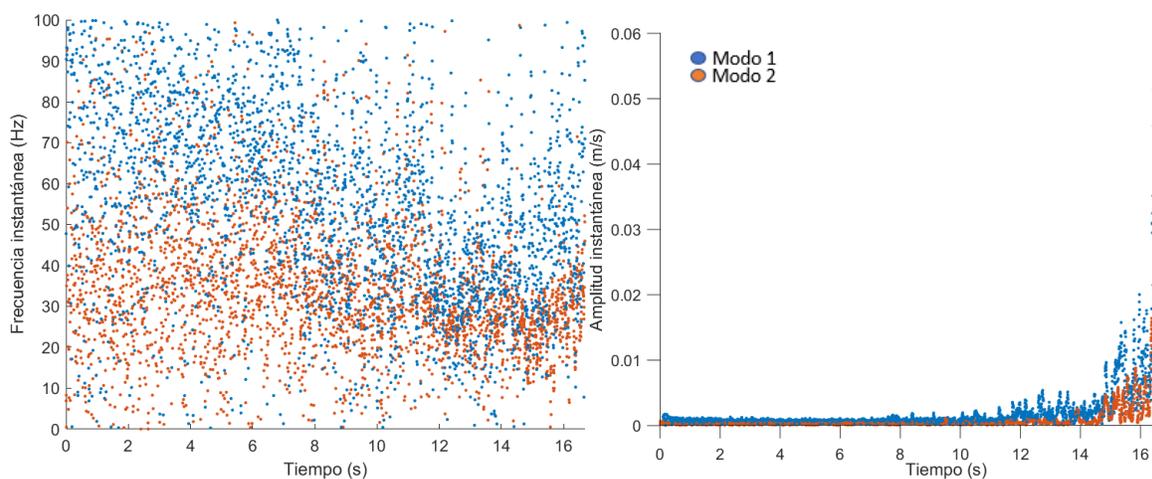


Figura 10.4: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Lahar Patrio, sección SBO.

Anexos 11. Espectros de Hilbert sección SON y SBO Aludes de nieve

Después de obtener las FMI, se obtuvo el espectro de Hilbert, para todas las señales sísmicas generadas por aludes de nieve, en sus secciones SON y SBO. En este anexo se presentan todos los espectros de Hilbert, de las señales de aludes de nieve.

Alud POW5 SON



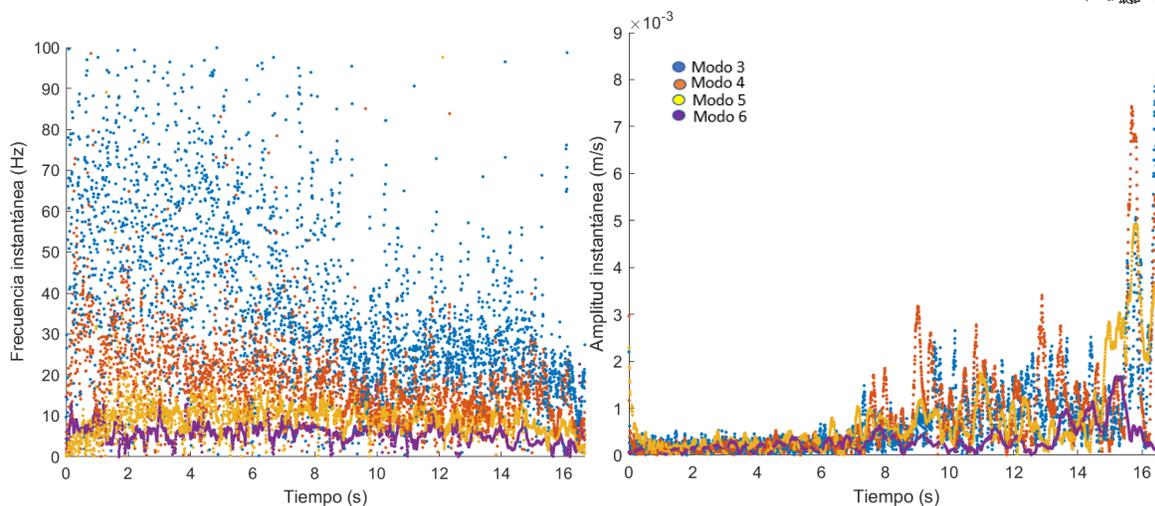
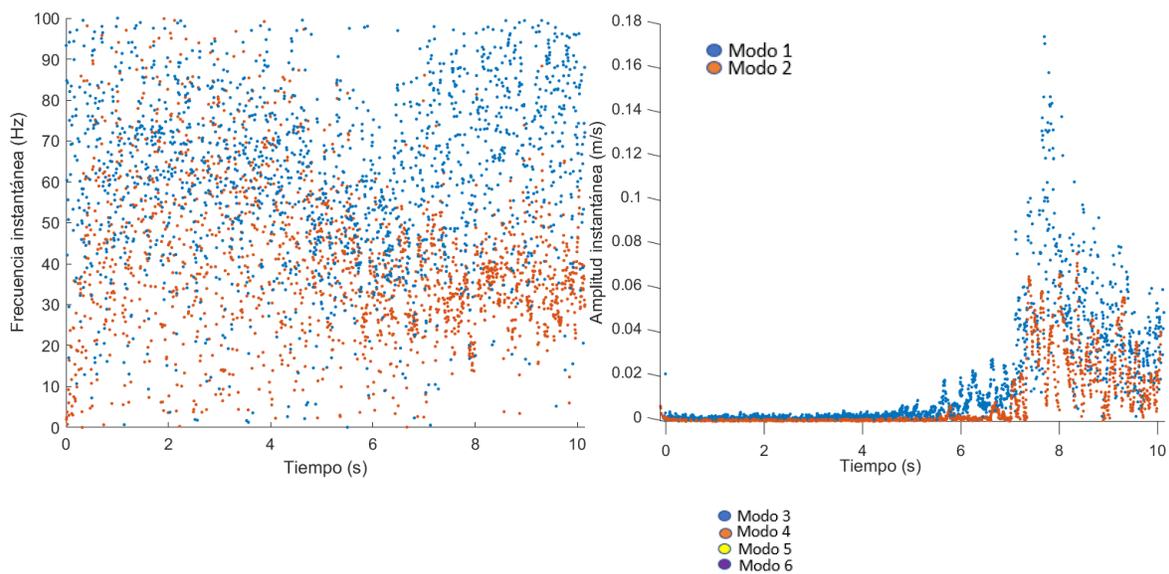


Figura 11.1: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud POWDER 5, sección SON. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

Alud POW15 SON



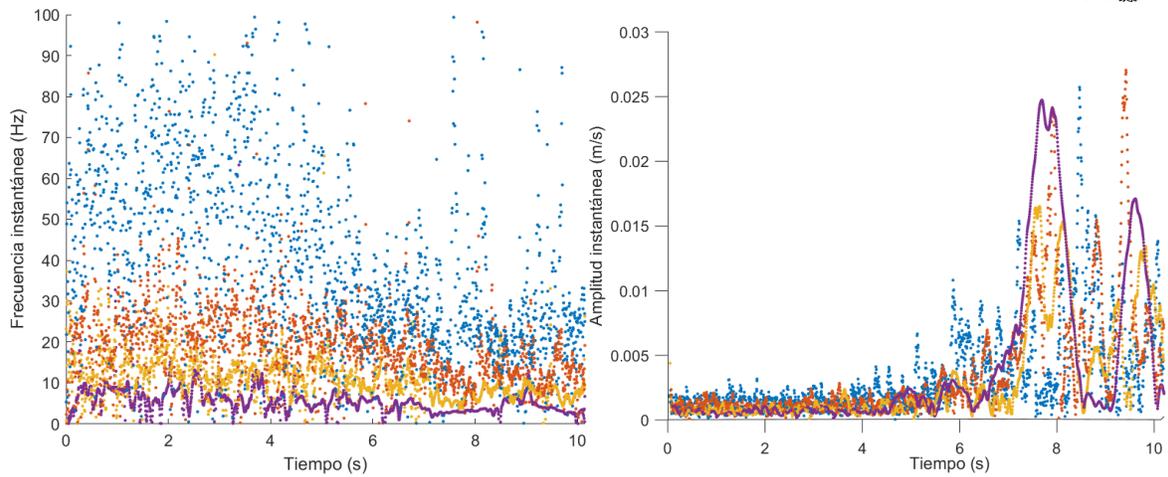
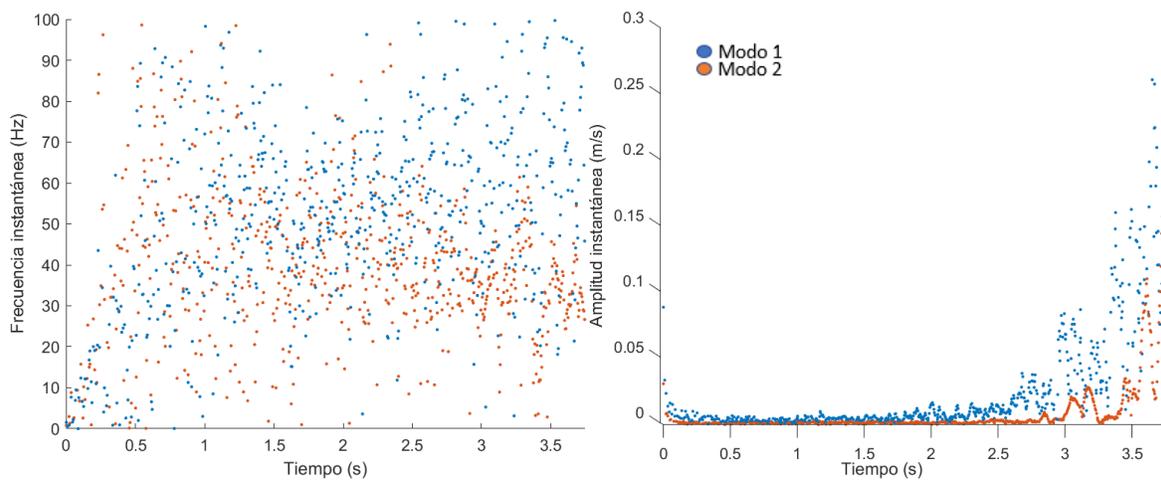


Figura 11.2: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud POWDER 5, sección SON. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

Alud TRANS4 SON



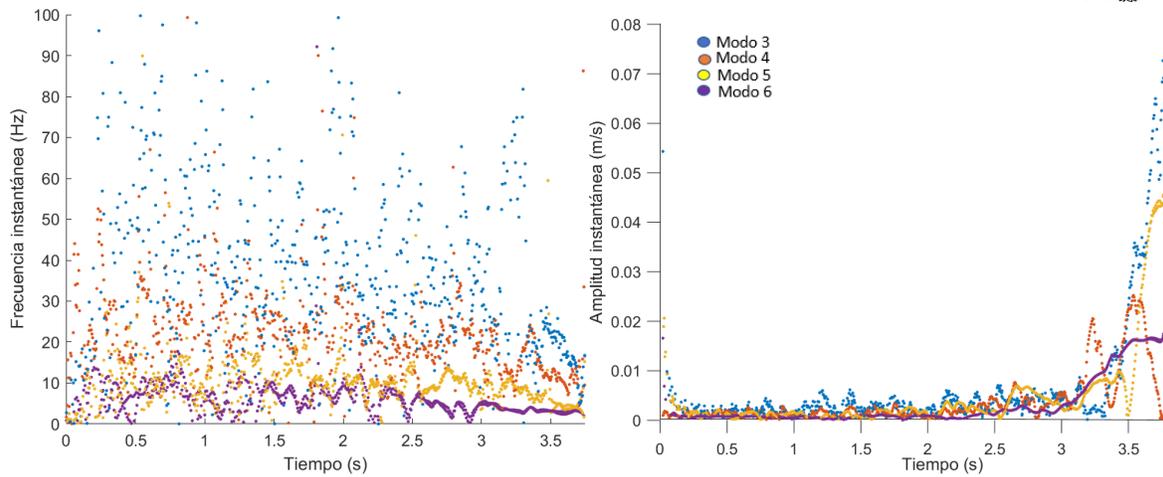
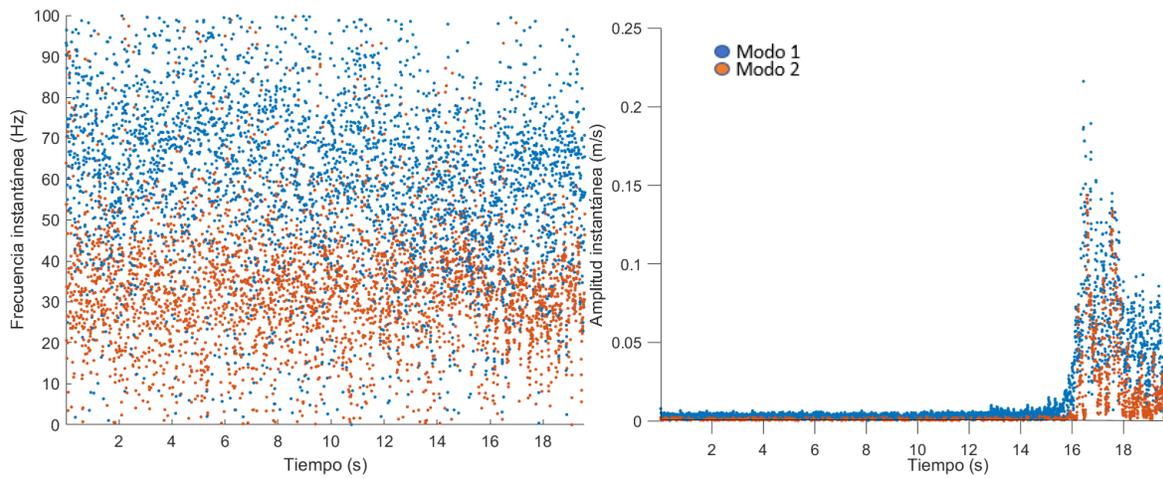


Figura 11.3: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud Transitional 4, sección SON. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

Alud TRANS11 SON



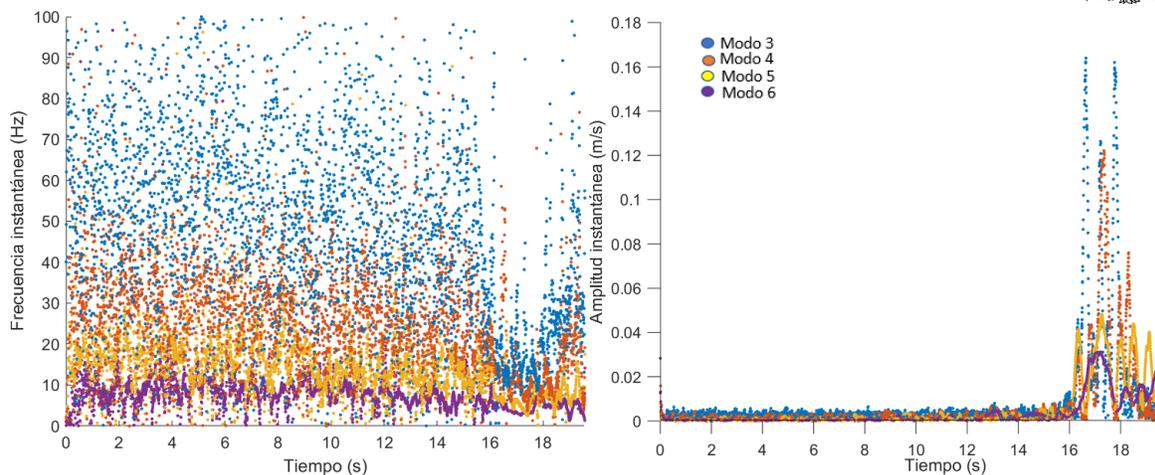


Figura 11.4: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud Transitional 11, sección SON. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

WET3 SON

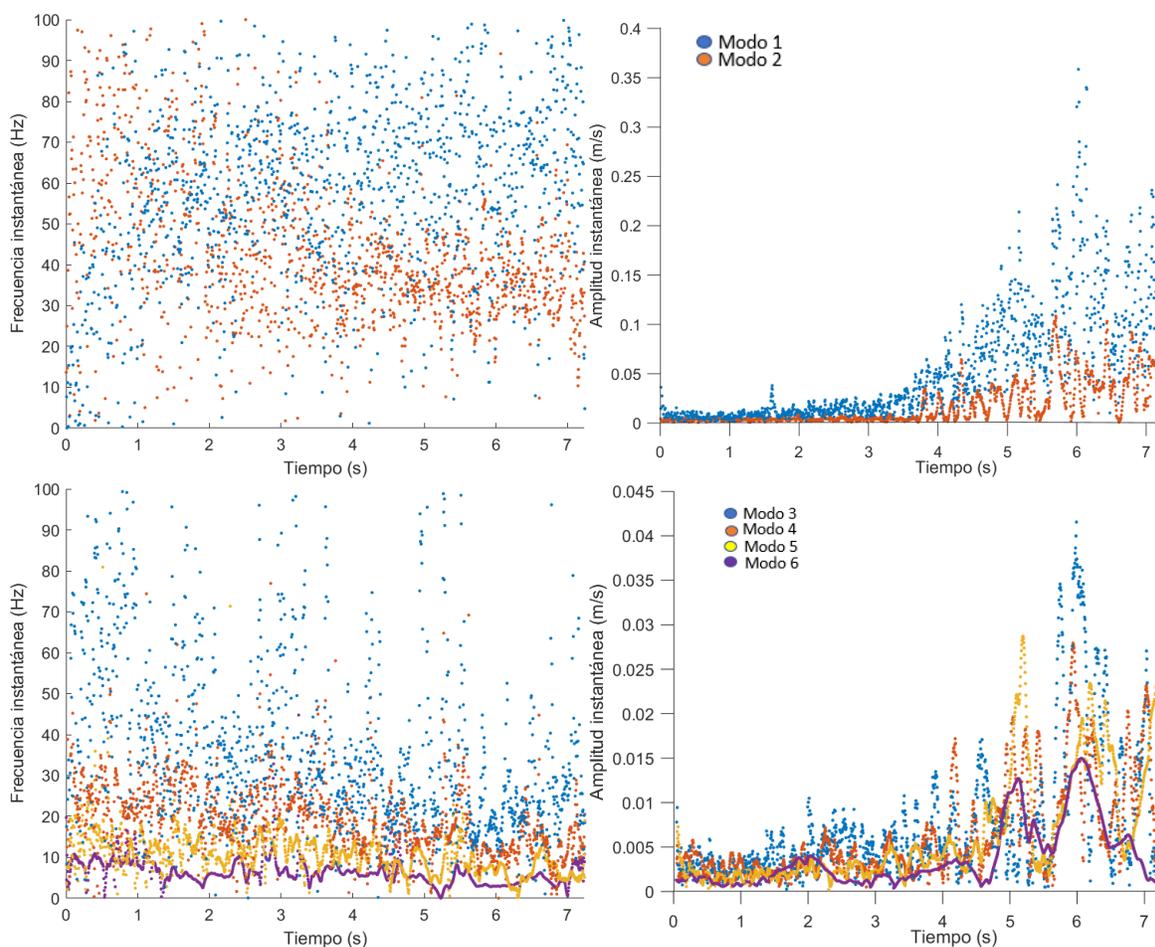


Figura 11.5: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud WET3, sección SON. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.



WET6 SON

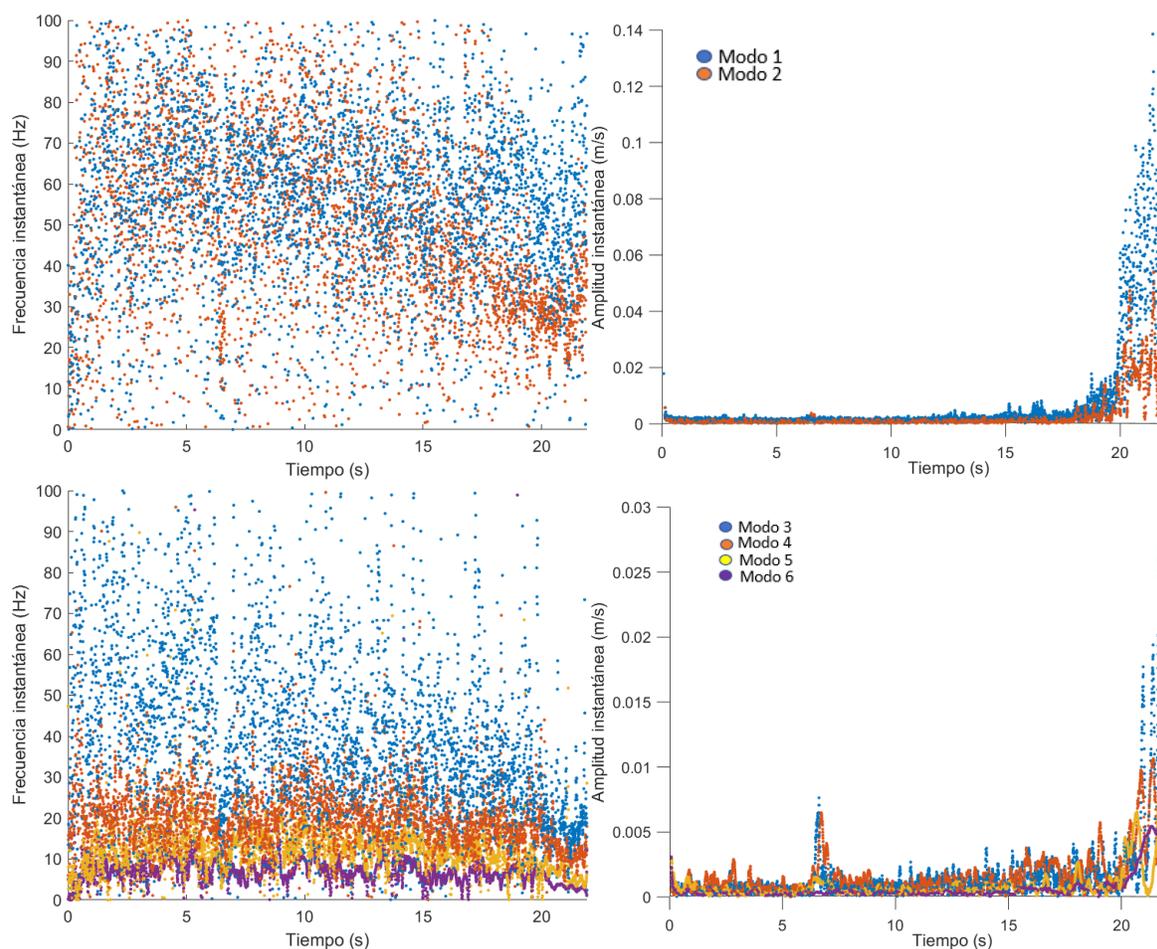
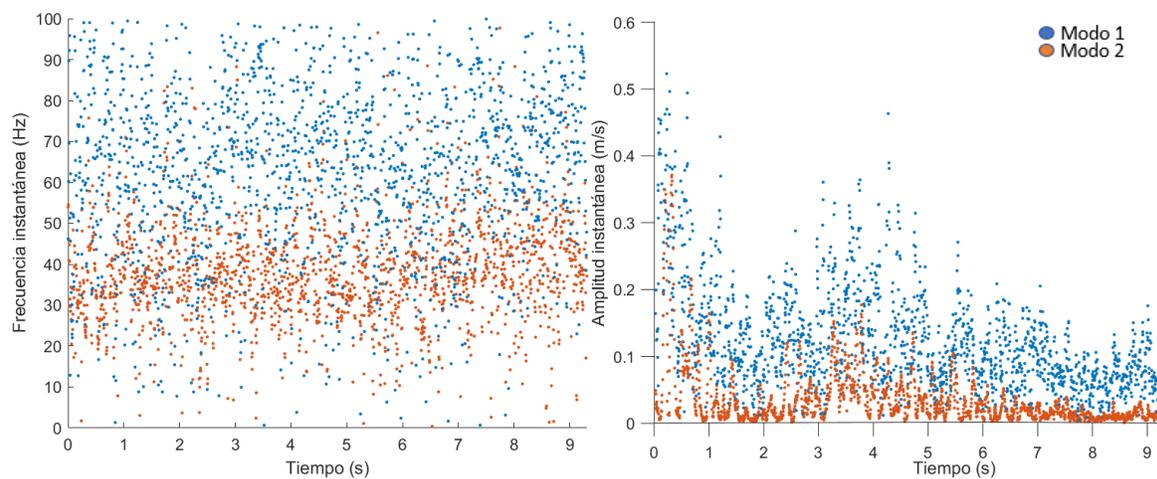


Figura 11.6: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud WET 6, sección SON. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

POW5 SBO



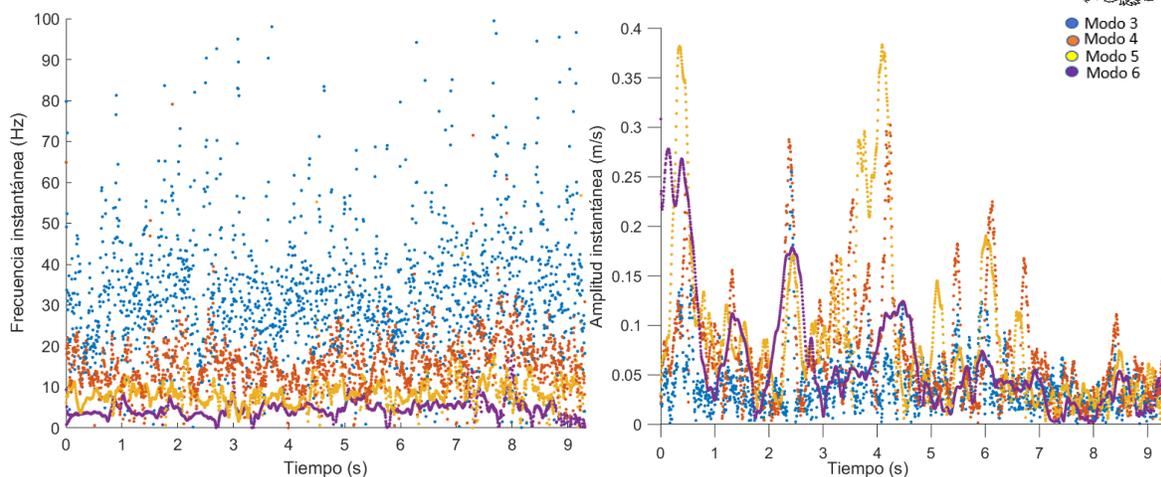


Figura 11.7: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud Powder 5, sección SBO. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

WET6 SBO

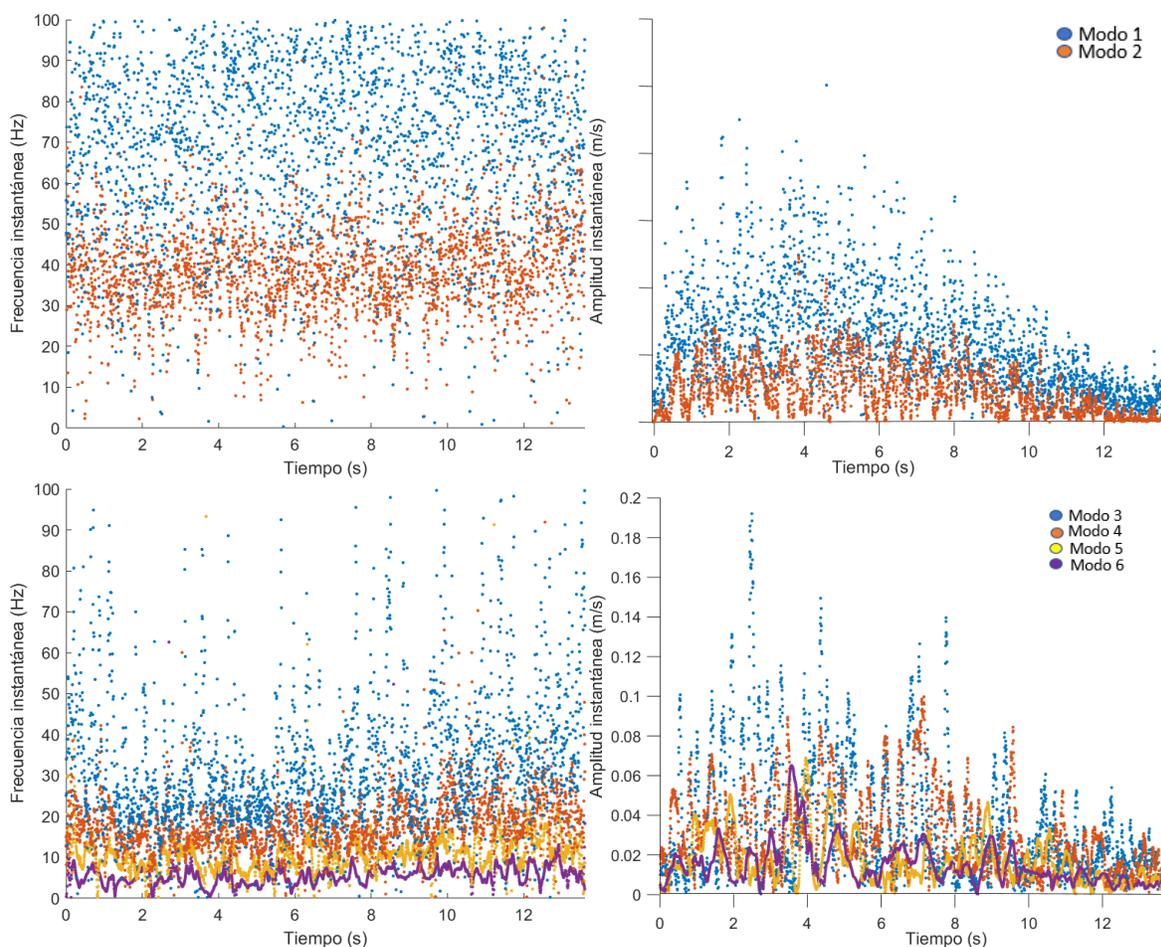


Figura 11.8: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud WET 6, sección SBO. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

TRANS11 SBO

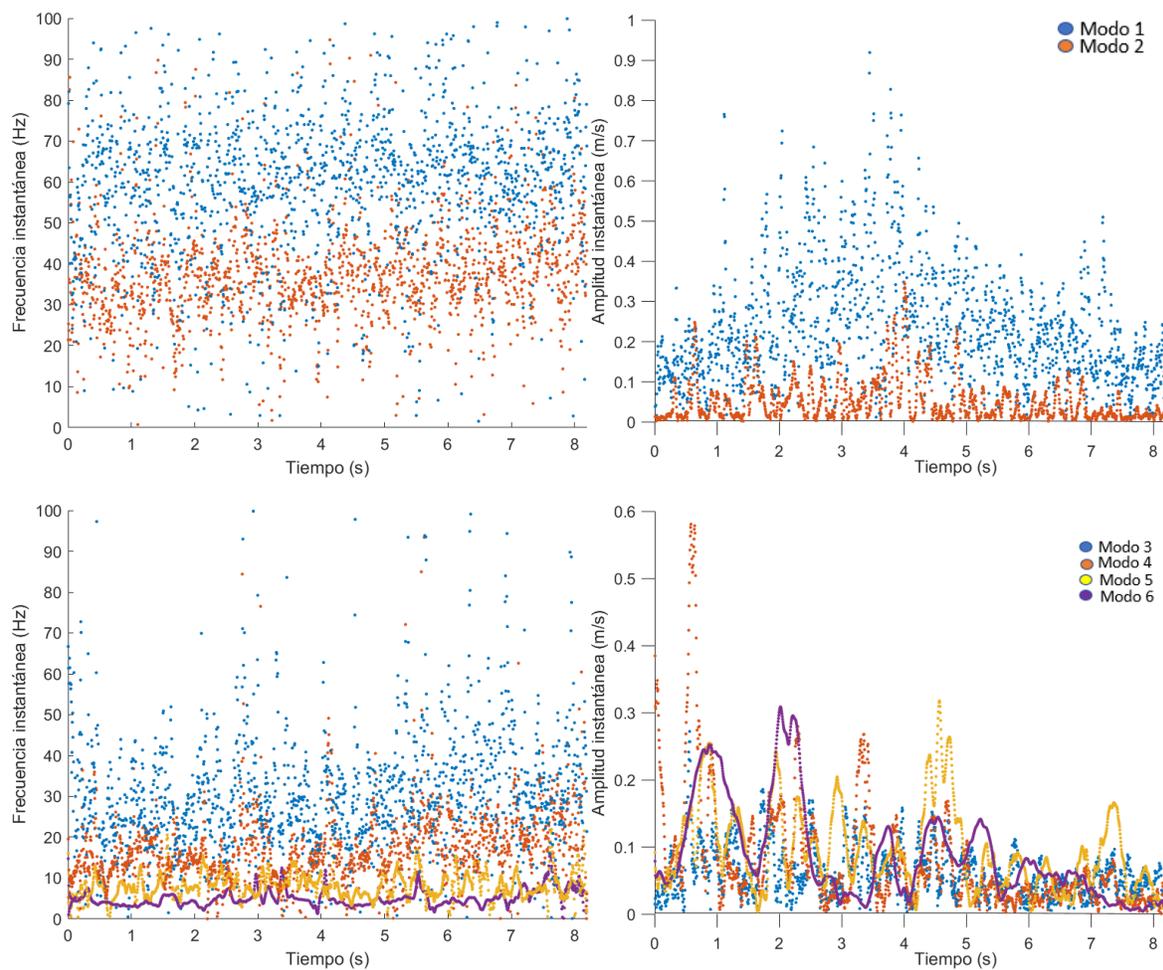


Figura 11.9: Espectro de Hilbert, planos tiempo – frecuencia instantánea y tiempo – amplitud. Alud Transitional 11, sección SBO. Se muestran modos 1 – 2 y 3 – 6.

Anexo 12. Diagramas de correlación de aludes

Como parte del análisis de los espectros de Hilbert, en el caso de las señales sísmicas generadas por aludes, se realizó un análisis de correlaciones entre los modos 5 y 6. Los diagramas que no se presentaron en el cuerpo de esta tesis, se presentan en este apartado.

Alud POW5

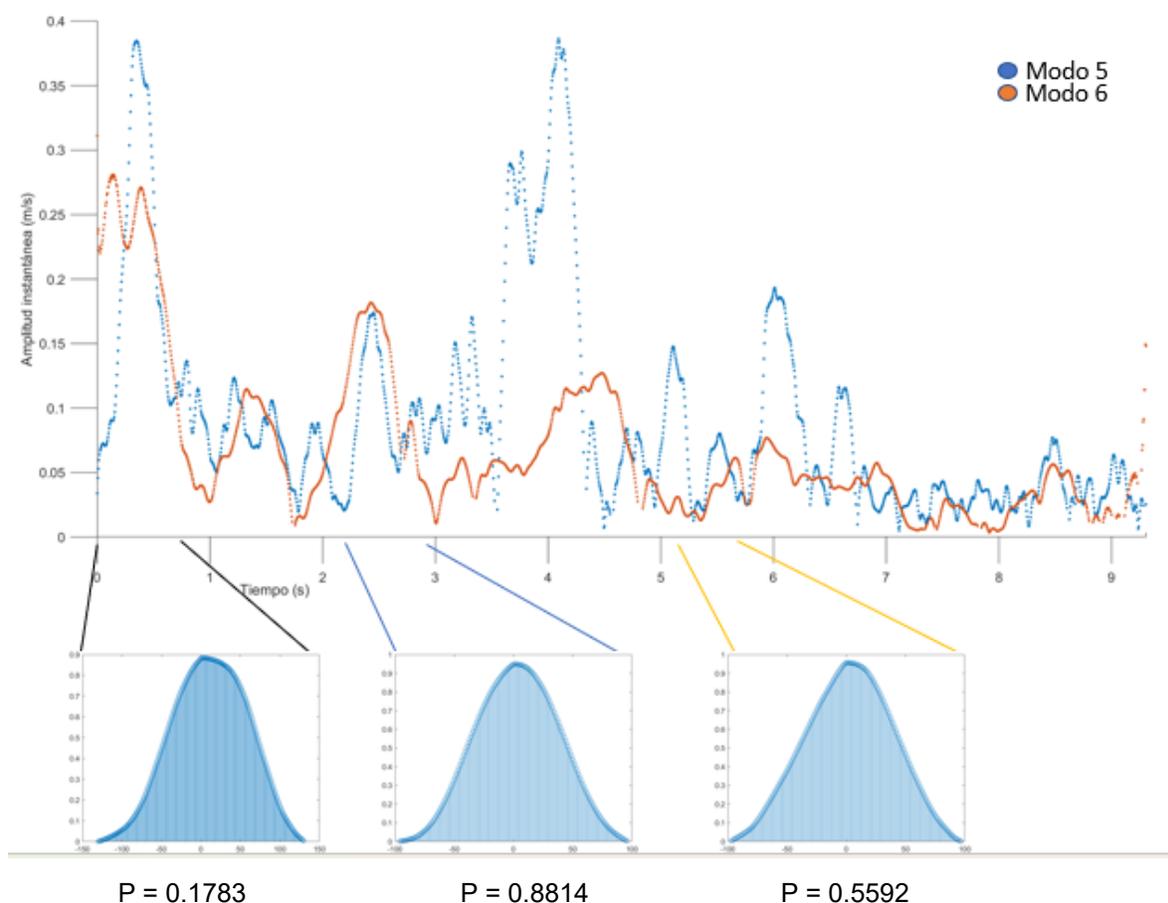


Figura 12.1 Diagrama de correlación alud Pow5, modos 3 – 6, correlación entre modos 5 y 6.

Alud WET6

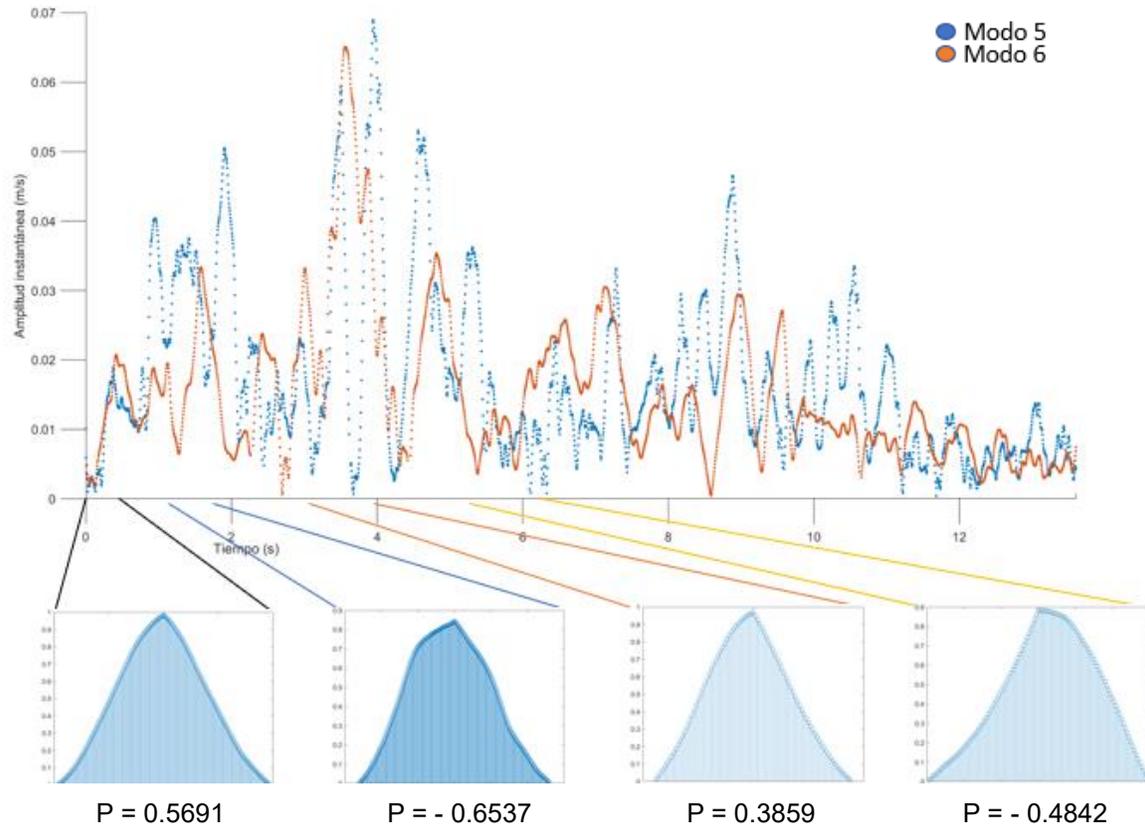


Figura 12.2 Diagrama de correlación alud Wet6, modos 3 – 6, correlación entre modos 5 y 6.

Alud TRANS11

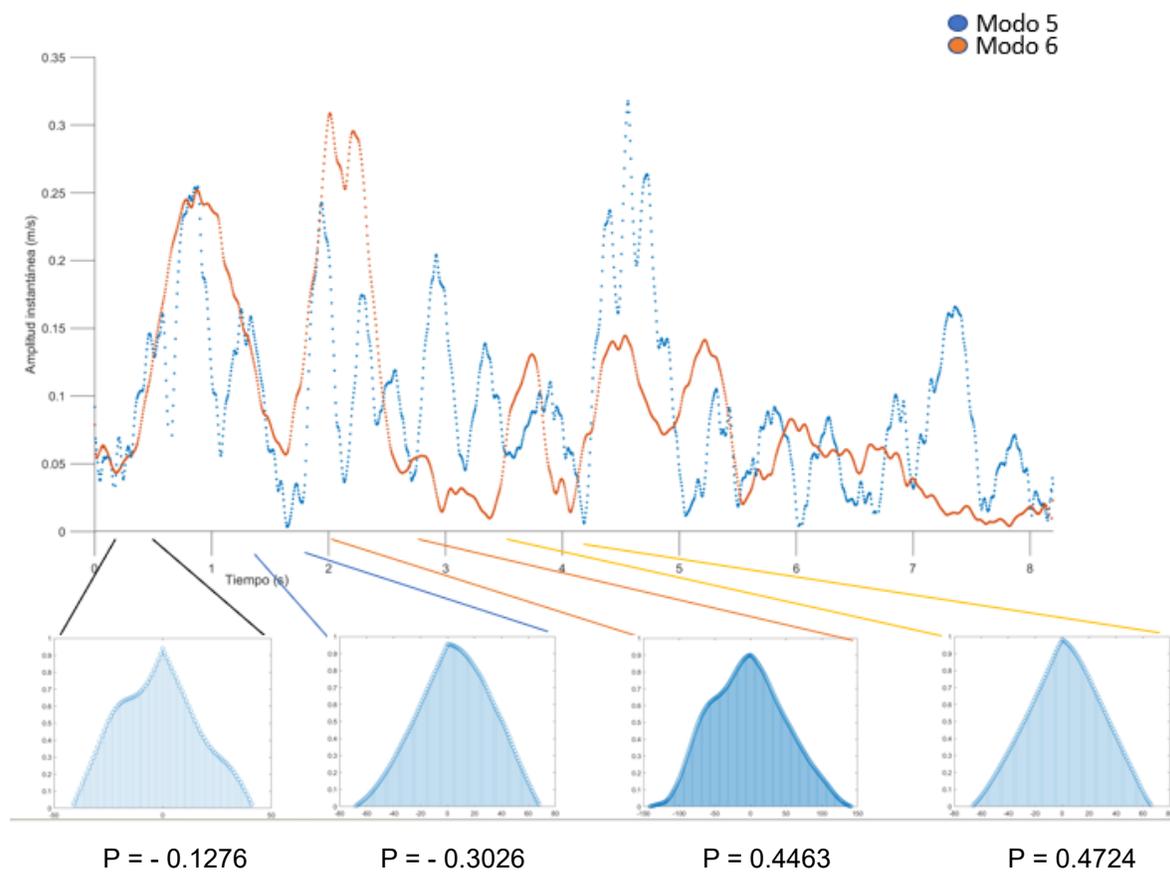


Figura 12.3 Diagrama de correlación alud Trans11, modos 3 – 6, correlación entre modos 5 y 6.

Anexo 13. Gráficas Monserrat abajo

Para el análisis de las señales sísmicas generadas por caída de rocas, se hizo una comparación entre los planos T – A y T – F del espectro de Hilbert, con la señal sísmica y la interpretación dada por Vilajosana et al., (2008). En el cuerpo de la tesis se presenta dicha comparación con las señales del sensor de arriba, en este anexo se presenta para el sensor de abajo.

Amplitud

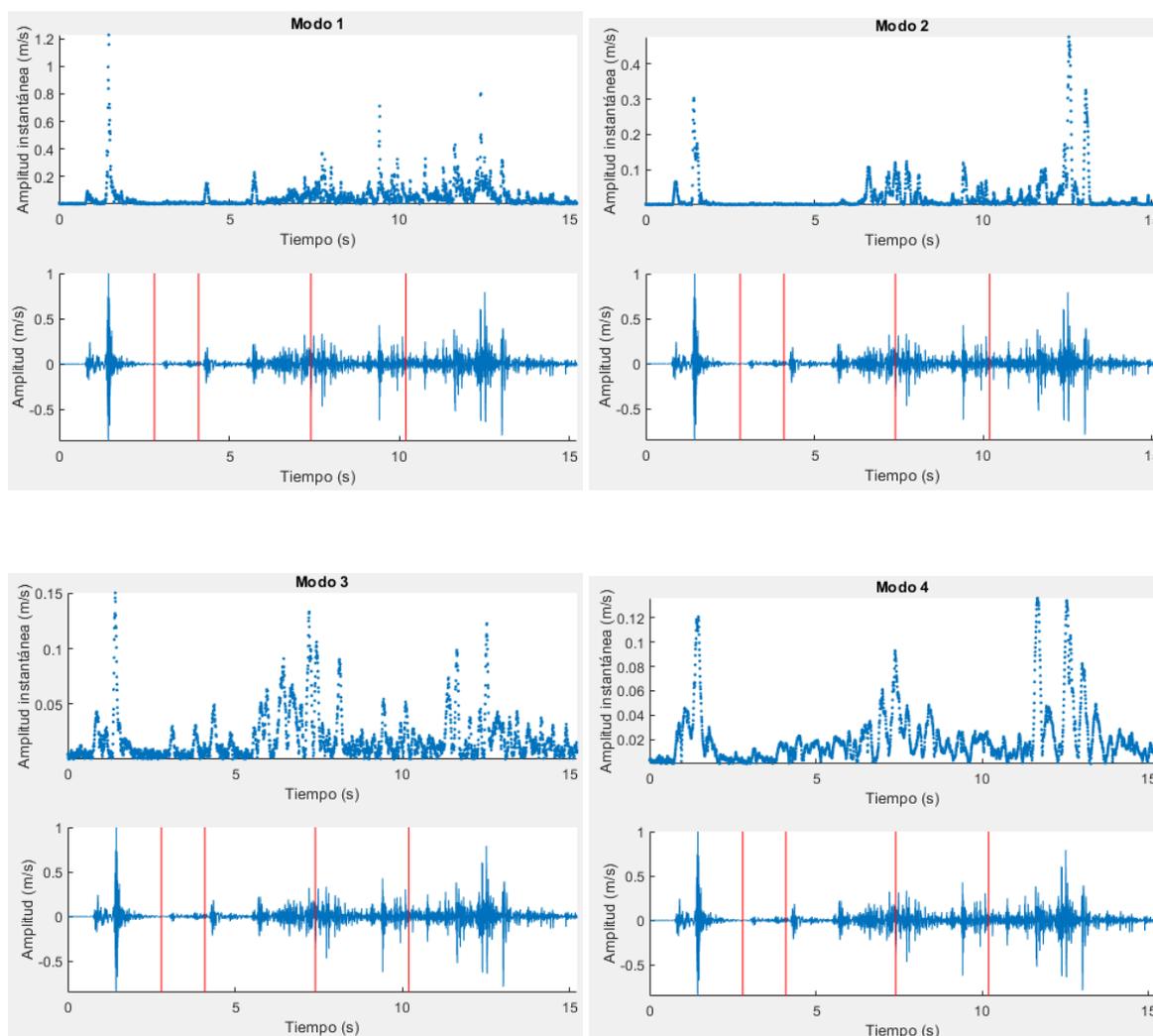


Figura 13.1 Comparación ente las señales sísmicas de caída de roca del Macizo Rocosu de Monserrat sensor abajo y los planos tiempo – amplitud de las FMI 1 a 4. En las señales sísmicas se muestran las secciones realizadas por Vilajosana et al., 2008.

Frecuencia

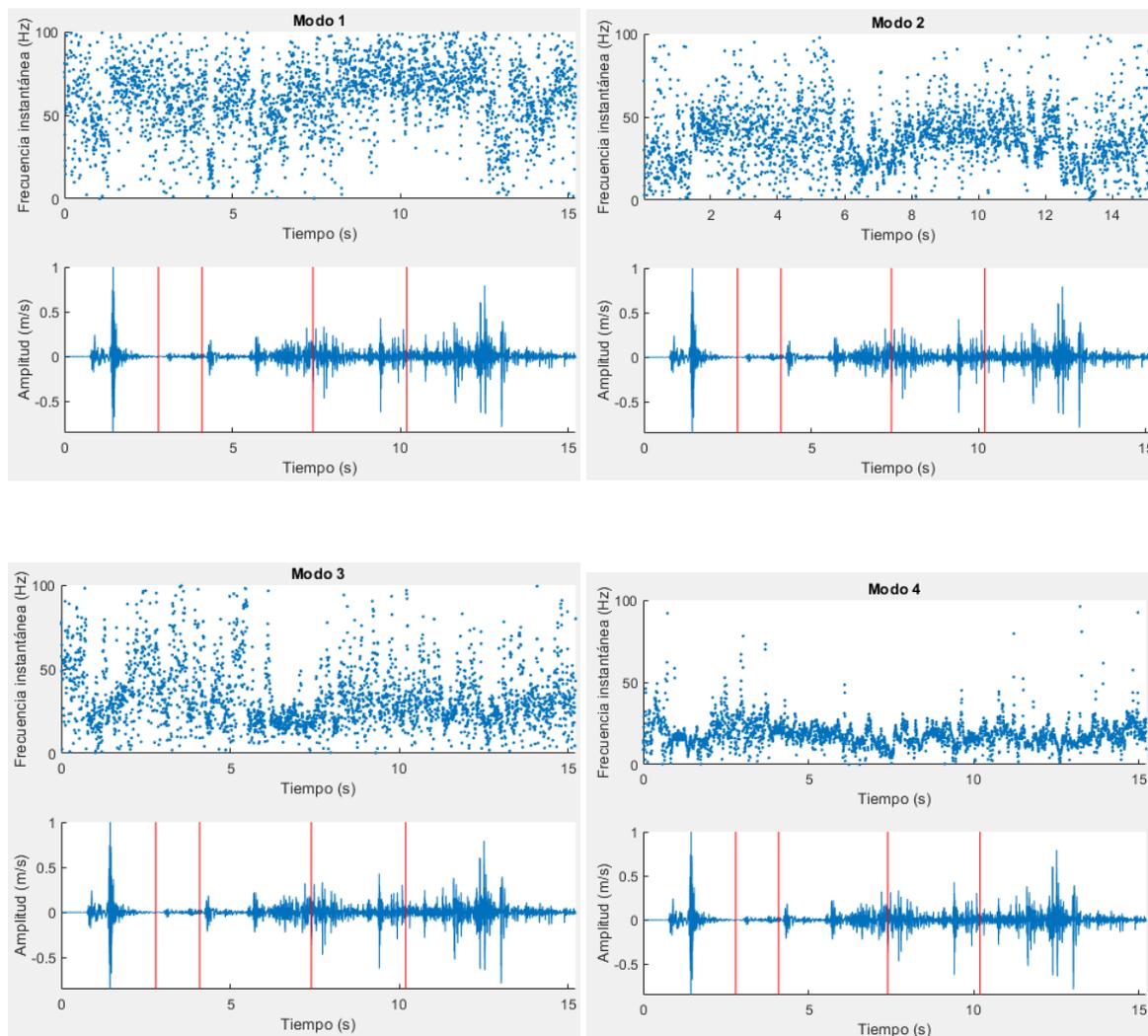


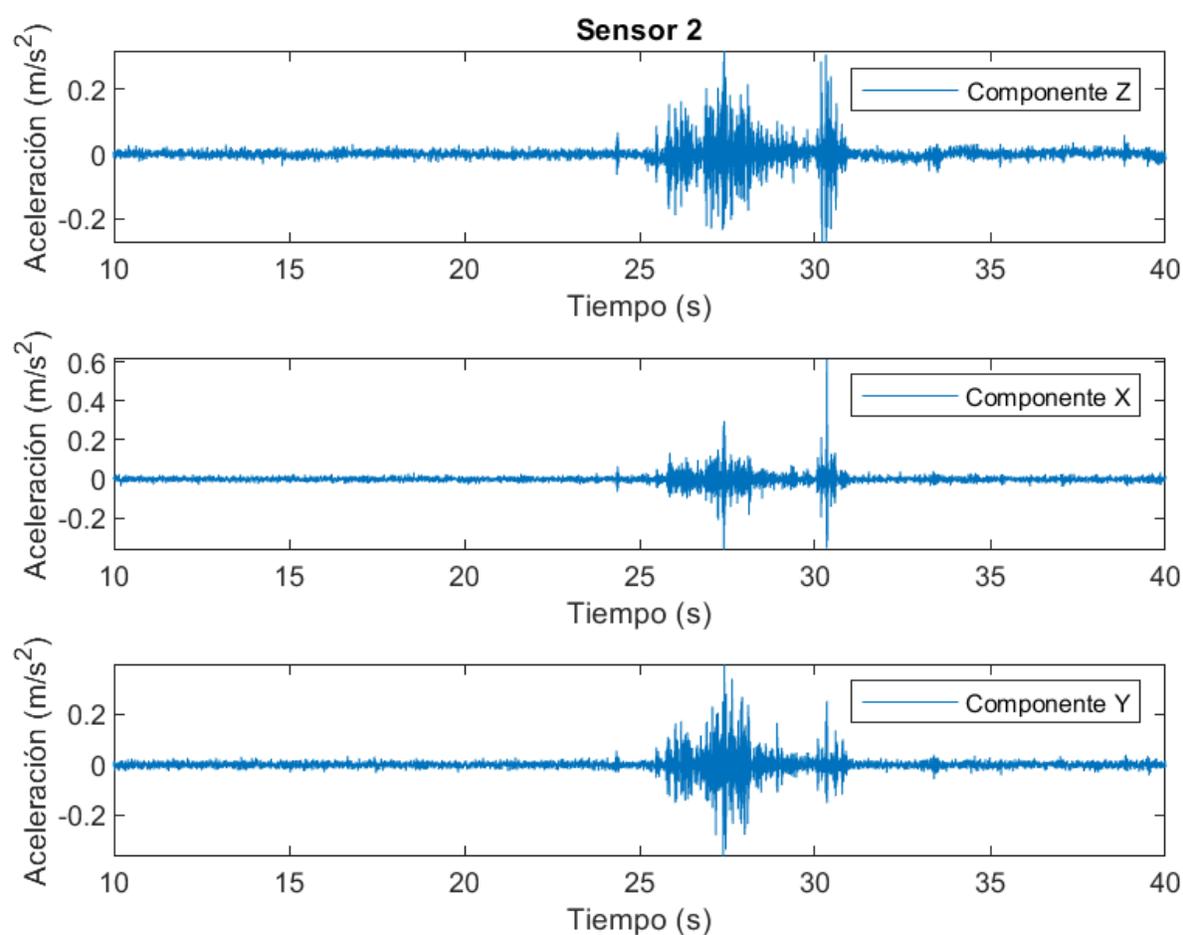
Figura 13.2 Comparación entre las señales sísmicas de caída de roca del Macizo Rocoso de Montserrat sensor abajo y los planos tiempo – amplitud de las FMI 1 a 4. En las señales sísmicas se muestran las secciones realizadas por Vilajosana et al., 2008.



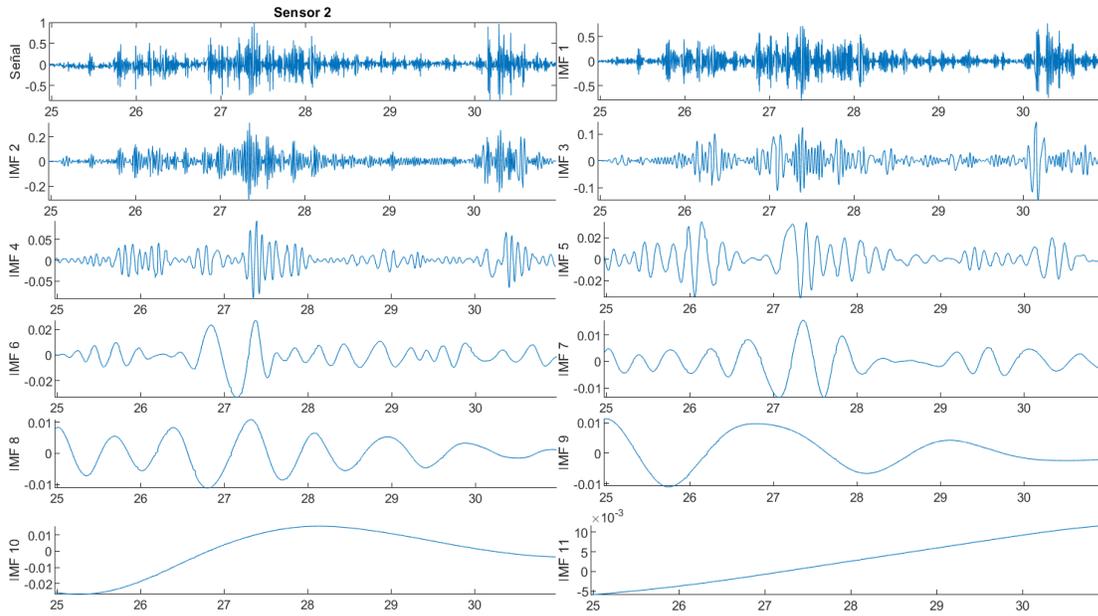
Anexo 14. Experimento para recrear un lahar. Soyaniquilpan de Juárez, Estado de México.

El presente experimento, surgió de la idea de descubrir si un lahar controlado y a pequeña escala, genera una señal sísmica parecida a la que se observa en la realidad, con el característico incremento exponencial en las amplitudes, que presentan las señales sísmicas generadas por MGM.

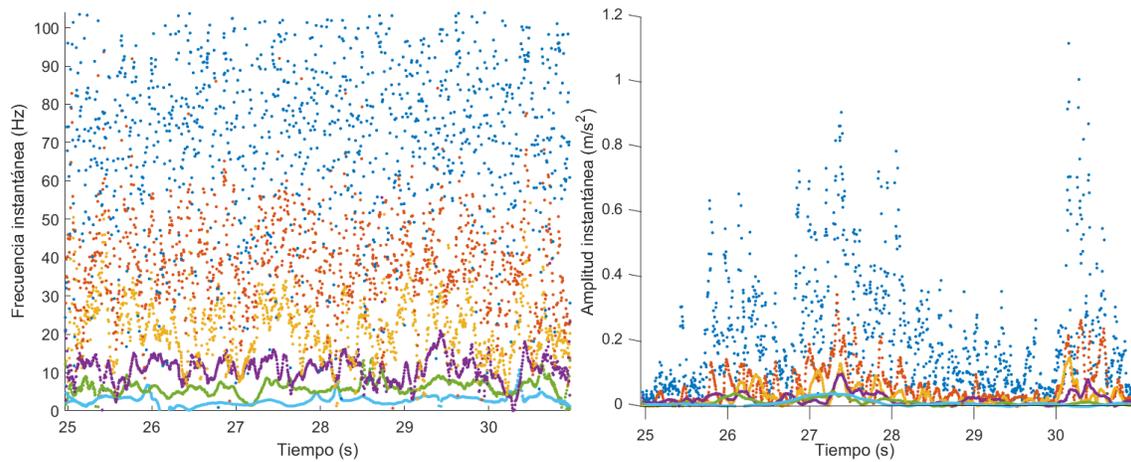
En este apartado, se presenta la señal de aceleración del sensor 2, generada por el paso del lahar experimental, así como las descomposiciones en FMI y su espectro de Hilbert.



14.1 Señales recortadas de las obtenidas con los acelerógrafos de los celulares, sensor 2.



14.2 Descomposición en FMI de la señal de aceleración registrada por el sensor 2.



14.3 Espectro de Hilbert, en los planos T – A y T – F de la señal de aceleración registrada por el sensor 2.