

# ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD EN LA PALMA TRAS LA ERUPCIÓN DE 2021 MEDIANTE TÉCNICAS DE ARRAY



UNIVERSIDAD  
DE GRANADA

**G E O M E T**

**Javier Tortosa Sánchez-Guerrero**

Máster en Geofísica y Meteorología, Universidad de Granada

Tutor: Francisco Javier Almendros González

Curso 2022/2023

# Índice

1. Introducción.....	1
1.1. Entorno geológico.....	1
1.2. La erupción de La Palma de 2021 .....	2
1.3. Sismología volcánica .....	4
1.5. Objetivos.....	6
2. Datos.....	7
3. Metodología.....	11
3.1. Arrays Sísmicos .....	11
3.2. Método de la correlación cruzada promedio máxima o de retraso cero .....	12
3.3. Elección de parámetros .....	13
3.3.1. Frecuencias.....	13
3.3.2. Lentitudes Aparentes.....	14
3.4. Aplicación de los métodos .....	14
4. Resultados y Discusión.....	15
4.1. Terremotos .....	15
4.1.1. Banda 1.5-3 Hz.....	16
4.1.2. Banda 3-7 Hz.....	24
4.1.3. Localización .....	28
4.2. Sismicidad de Largo Periodo y Señales Continuas .....	33
4.2.1. Eventos LP .....	33
4.2.2. Señales continuas .....	33
5. Conclusiones.....	38
Referencias .....	40

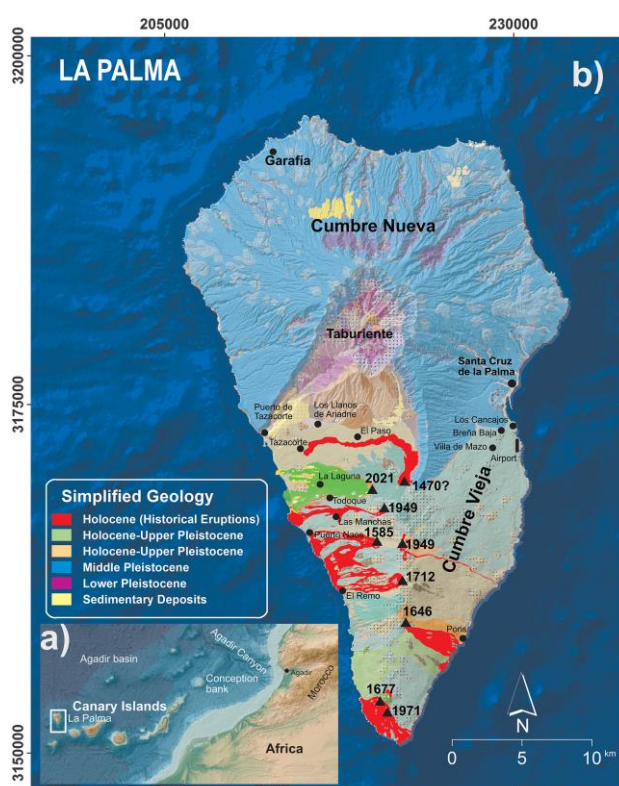
# 1. Introducción

La isla de La Palma, en las Islas Canarias, fue testigo de una erupción volcánica que tuvo lugar del 19 de septiembre al 13 de diciembre de 2021, extendiéndose a lo largo de 85 días. Esta erupción dejó a su paso importantes daños materiales debido a las coladas de lava que afectaron a toda la zona (Del Fresno et al., 2023; Martí et al., 2022). A lo largo de los últimos seis siglos, La Palma ha experimentado seis erupciones anteriores con características similares en términos de productos eruptivos, composición y estilos de erupción. Estas erupciones se han producido exclusivamente en el sector sur de la isla, lo que indica claramente que esta zona debe considerarse como una región volcánicamente activa. Según los estudios de Troll y Carracedo (2016), la región sur, conocida como Cumbre Vieja, es la más activa de la isla y presenta la mayor probabilidad de albergar nuevos centros de emisión.

## 1.1. Entorno geológico

La isla de La Palma, ubicada en el archipiélago canario (Figura 1a), junto con El Hierro son las islas más jóvenes y occidentales de las Islas Canarias. Con una superficie aproximada de 708 km<sup>2</sup>, ocupa el quinto lugar en extensión. Al igual que el resto de las Islas Canarias, La Palma es la parte emergida de un volcán de composición principalmente basáltica, cuya base se encuentra a unos 4000 m bajo el nivel del mar, en la llanura abisal atlántica. La Figura 1b muestra la geología de La Palma, con la representación de diferentes unidades geológicas basadas en épocas. Se ha establecido que la estratigrafía subaérea es el resultado de la superposición de varios grandes edificios volcánicos. Estos edificios incluyen un monte submarino elevado (~4-2 Ma) conocido localmente como complejo basal, seguido por una sucesión de edificios subaéreos: Garafía

(~2-1.2 Ma), Taburiente (1.2-0.56 Ma), Bejenado (0.56-0.49 Ma) y Cumbre Vieja (desde 0.56 millones de años hasta la actualidad) (Carracedo et al., 1999). Cumbre Vieja, que se encuentra en la parte sur de la isla, se caracteriza por una cresta orientada de norte a sur, rodeada de conos de escoria y coladas de lava del Holoceno. Entre cada uno de estos grandes edificios volcánicos, se pueden observar discordancias erosivas significativas, generalmente asociadas con eventos de colapso de estructuras volcánicas de gran tamaño.



**Figura 1.** a) Localización de la isla de la Palma. b) Mapa geológico simplificado de La Palma. Se marcan en rojo las erupciones históricas incluyendo la última de 2021 en verde. Los números corresponden a las erupciones históricas. Fuente: Martí et al., 2022.

## **Volcanismo reciente**

En la isla de La Palma, todas las erupciones recientes se han concentrado en el edificio volcánico de Cumbre Vieja, ubicado al sur de la isla (Figura 1b). En la cumbre de este edificio se encuentran una serie de centros volcánicos y fisuras eruptivas que han dado lugar a fases efusivas con emisión de lavas de composición basanítica, así como fases explosivas estrombolianas y, ocasionalmente, freatomagmáticas. Estos eventos han generado depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluidas y de cenizas a lo largo de una característica zona de rift (Troll y Carracedo, 2016). Junto con Tenerife, Cumbre Vieja ha sido la región más activa en tiempos históricos, registrándose un total de siete erupciones en los últimos 600 años: Tahuya (1585), Tigalate (1646), Fuencaliente (1677-78), El Charco (1712), San Juan (1949), Teneguía (1971) y la más reciente en 2021 (Figura 1b).

Todas las erupciones en Cumbre Vieja han estado precedidas por un periodo de sismicidad más o menos prolongado, que se ha sentido con fuerza en los días previos a cada erupción y que se ha limitado a la zona donde posteriormente han tenido lugar las erupciones (Romero, 1990). Estos eventos eruptivos históricos han comenzado con la apertura de pequeñas fisuras, generalmente con una dirección aproximada de norte a sur o ligeramente oblicua a esta dirección, acompañadas de emisión de gases (Carracedo et al., 2001). Además, las coladas de lava han alcanzado longitudes de hasta 10 km en tierra, llegando en la mayoría de los casos hasta la costa. Otros productos, como la caída de cenizas, también se han producido en todas las erupciones, llegando a las islas de La Gomera y El Hierro al menos en las erupciones de 1585, 1949 y 2021 (Romero, 1990).

### **1.2. La erupción de La Palma de 2021**

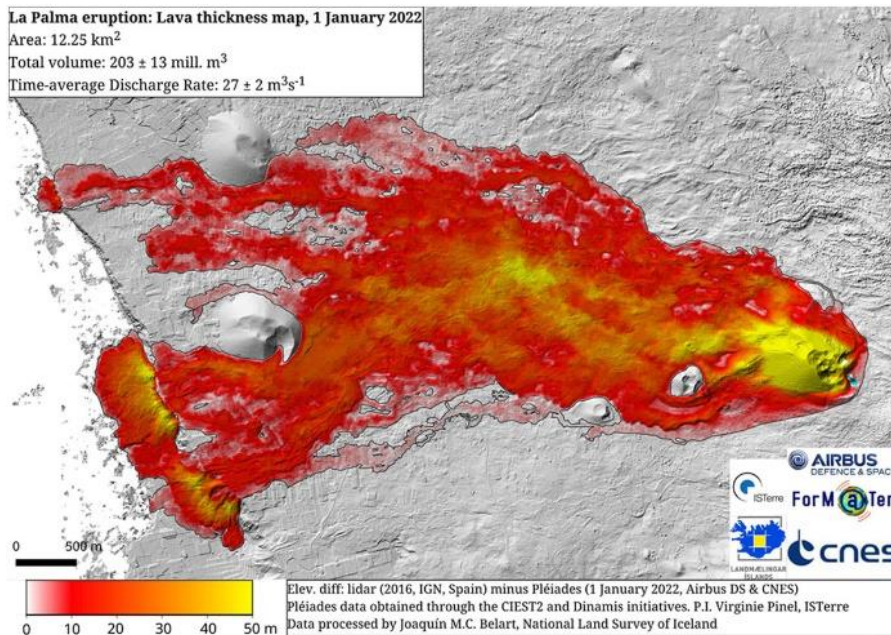
La erupción de La Palma de 2021 comenzó el 19 de septiembre, tras ocho días de intensa reactivación sísmica que se había iniciado en 2017 (Torres-González et al., 2020; D’Auria et al., 2022). Durante este periodo, se observó un aumento significativo tanto en la actividad sísmica como en la deformación del terreno. Aunque la localización hipocentral de la sismicidad y la fuente inferida responsable de la deformación del terreno no experimentaron cambios significativos durante este periodo, la profundidad del foco sísmico disminuyó con el tiempo. Esta información permitió deducir la posición probable de la apertura del centro eruptivo y elaborar los escenarios eruptivos correspondientes. Desde el primer momento, la detección de esta actividad anómala permitió al Instituto Geográfico Nacional (IGN), responsable de la vigilancia volcánica en España, declarar la alerta y recomendar la activación del PEVOLCA, el plan de gestión ante crisis volcánicas para Canarias. Se tomaron todas las medidas necesarias para garantizar la seguridad de los ciudadanos de La Palma, lo que incluyó la evacuación segura de la zona y la implementación de medidas de seguridad para proteger a la población deperío las áreas adyacentes. Estas acciones se mantuvieron durante toda la duración de la erupción (Martí et al., 2022).



**Figura 2.** Ejemplos de la actividad explosiva y de coladas de lava del cráter principal durante la erupción de La Palma de 2021. Arriba: Columna de erupción explosiva rica en cenizas (Foto: IGME). Abajo: Flujos de lava (Foto: Saúl Santos).

En cuanto a la evolución volcánica, la erupción de La Palma de 2021 siguió un patrón similar a la mayoría de las erupciones históricas tanto en La Palma como en el resto de las Islas Canarias. Se caracterizó por la alternancia de fases estrombolianas y hawaianas casi puras (Figura 2), con variaciones en su intensidad a lo largo de toda la erupción. La actividad volcánica comenzó en el flanco occidental de Cumbre Vieja, como una erupción fisural con una tendencia oblicua NNW-SSW en relación con la tendencia principal N-S de la dorsal de Cumbre Vieja. Se observaron diferentes fisuras paralelas activas que se mantuvieron durante la mayor parte de la erupción, aunque hubo momentos de concentración puntual en ciertos centros de emisión a lo largo de estas fisuras. Esto condujo a la formación de conos de escoria y varias coladas de lava que se emplazaron sobre una superficie de aproximadamente  $12 \text{ km}^2$ , lo que equivale a un volumen total de lava de aproximadamente  $0,2 \text{ km}^3$  (Figura 3) (Martí et al., 2022).





**Figura 3.** Mapa de las coladas de lava de la erupción de La Palma de 2021 (Belart y Pinel, 2022).

A lo largo de la erupción, las columnas eruptivas generadas desde los centros activos variaron en altura, alcanzando desde unos cientos de metros hasta un máximo de 8 km. Estas columnas dispersaron cenizas sobre diferentes áreas de la isla y más allá, dependiendo de las condiciones atmosféricas diarias. Se registraron espesores máximos de unos pocos centímetros de ceniza en 10 lugares alejados de los centros de emisión principales. La emisión de gases también fue significativa durante la mayor parte de la erupción, alcanzando valores de hasta más de 50000 toneladas de  $\text{SO}_2$  y varios miles de toneladas de  $\text{CO}_2$ . La zona afectada por las coladas de lava fue la que sufrió el mayor daño durante esta erupción, afectando a las localidades de Todoque y La Laguna. Se vieron afectadas casi 3000 infraestructuras en un área de  $12.2 \text{ km}^2$  y se sepultaron 73.8 km de carreteras bajo la lava (Gobierno de Canarias, s.f.).

Durante los meses posteriores a la erupción, en el volcán se ha observado actividad residual como degasificación continua y altas temperaturas superficiales.

### 1.3. Sismología volcánica

Las erupciones volcánicas, junto con los terremotos y las catástrofes meteorológicas, son considerados los riesgos naturales más graves (Wassermann, 2012). Desde la primera mitad del siglo XX, se ha prestado mucha atención a las señales sísmicas asociadas a las erupciones volcánicas. La vigilancia sísmica ha demostrado que los volcanes exhiben una variedad de señales sísmicas distintas, diferentes de las fuentes sísmicas tectónicas comunes. Estas señales sísmicas están relacionadas con la actividad volcánica y han sido utilizadas para estudiar la estructura interna de los volcanes e incluso predecir erupciones (Chouet, 2003).

A partir de la disponibilidad de sismógrafos portátiles en las décadas de 1960 y 1970, se realizaron numerosas observaciones en diferentes volcanes durante diversas etapas de actividad. Durante ese tiempo, se realizaron los primeros intentos de explicar y clasificar

las señales sísmicas registradas de acuerdo con los mecanismos propuestos (McNutt, 2005). Desde finales de los años ochenta hasta principios de los noventa, se desarrolló el uso de sismómetros de banda ancha portátiles y técnicas de *arrays* sísmicos, lo que amplió los horizontes y permitió una mejor comprensión de los mecanismos y la importancia de las señales sísmicas volcánicas como indicadores de erupciones futuras (Matoza et al., 2022).

La utilización de observaciones sismológicas en la vigilancia y predicción de erupciones volcánicas es fundamental, ya que casi todas las erupciones vigiladas sísmicamente han estado acompañadas de algún tipo de anomalía sísmica (Wassermann, 2012).

Uno de los enfoques modernos de la sismología volcánica se basa en el despliegue en zonas volcánicas activas de *arrays* sísmicos, que consisten en estaciones sísmicas espaciadas lo suficiente como para muestrear el campo de ondas varias veces dentro de una longitud de onda. La principal ventaja de las técnicas de *array* es la mejora en la evaluación de las propiedades del campo de ondas radiado, la estructura de velocidades y la localización de la fuente. Scarpa et al. (1996) proporcionó una revisión exhaustiva de las técnicas de *arrays* sísmicos estándar en volcanes.

Los *arrays* sísmicos proporcionan una representación de la propagación de los campos de ondas sísmicas generados por la actividad volcánica. Esta información puede ser utilizada tanto para investigar las peculiaridades del medio y del lugar donde se encuentra el *array* como para inferir las características de los procesos sismogénicos que ocurren en los volcanes (Almendros et al., 2014). Se han realizado análisis de señales volcánicas con *arrays* en múltiples zonas volcánicas como el Kilauea (La Rocca et al., 2004), el Etna (Di Lieto et al., 2007), Teide (Almendros et al., 2007), Colima (Palo et al., 2009), Aso (Takagi et al., 2006), Kirishima (Matsumoto et al., 2013), Ubinas (Inza et al., 2014) y Arenal (Almendros et al., 2014), entre otras.

Por otro lado, el funcionamiento de un *array* sísmico en un volcán activo plantea varios desafíos técnicos. Las condiciones del entorno son exigentes, los componentes son costosos y la instalación y el mantenimiento del sistema durante diferentes fases de actividad y condiciones meteorológicas requieren recursos significativos, tanto económicos como humanos. Esto limita el uso a largo plazo de los *arrays* en la vigilancia de volcanes. En su mayoría, los despliegues de *arrays* sísmicos en volcanes activos se han realizado a corto plazo, aunque han proporcionado valiosa información (Wassermann, 2012).

## 1.5. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es investigar el origen y las características de la actividad sísmica post-eruptiva producida en la zona del volcán Tajogaite (Cumbre Vieja) tras la erupción de septiembre-diciembre de 2021, utilizando técnicas de *array* con datos de un *arrays* sísmico de pequeña apertura ubicado a ~2 km hacia el NE del centro eruptivo.

Para cumplir este objetivo se han seleccionado 1.5 meses de datos (desde mediados de marzo hasta finales de abril de 2022), y se han marcado los siguientes objetivos secundarios:

- Aplicar el método de la correlación cruzada de retraso cero para estimar los vectores lentitud aparente que caracterizan a los eventos sísmicos, es decir, su dirección de procedencia (back-azimuth) y la lentitud aparente de las fases detectadas.
- Estudiar las propiedades de los eventos sísmicos en diferentes bandas de frecuencia con el fin de investigar si existe dependencia con la frecuencia de algunas de las características de los eventos sísmicos.
- Estimar la posición de la fuente y acotar la profundidad de los eventos sísmicos de origen volcánico en la zona de estudio mediante el trazado del rayo en un modelo de velocidades sencillo.
- Estudiar las señales continuas registradas durante el periodo de estudio e investigar las posibles causas y mecanismos que las provocan.



## 2. Datos

En marzo de 2022, se llevó a cabo el despliegue de un denso *array* sísmico de pequeña apertura en el noreste del volcán Tajogaite (Cumbre Vieja) (Figura 4). Este *array*, que dejó de funcionar en diciembre de 2022, se encuentra a una altitud de aproximadamente 1200 m. El cráter del volcán se encuentra a una distancia de unos 2.1 km del *array*, en una dirección de  $230^{\circ}\text{N}$  (Figura 4). El *array* está compuesto por 10 sismómetros de corto periodo (4.5 Hz con respuesta extendida a 1 Hz) con una apertura de 450 metros, del modelo PS-10 Super Geophone de la marca Sunfull, siendo todos de una única componente vertical, excepto el sismómetro número 1 que cuenta con tres componentes. Estos sismómetros están conectados a registradores de datos de 24 bits de creación propia del Instituto Andaluz de Geofísica (Abril, 2007), que graban con una frecuencia de muestreo de 100 Hz. La distribución espacial de los sismómetros se muestra en la Figura 5. La configuración del *array* y la respuesta del conjunto para las frecuencias estudiadas se muestra en la Figura 6.



Figura 4. Array utilizado en el estudio.

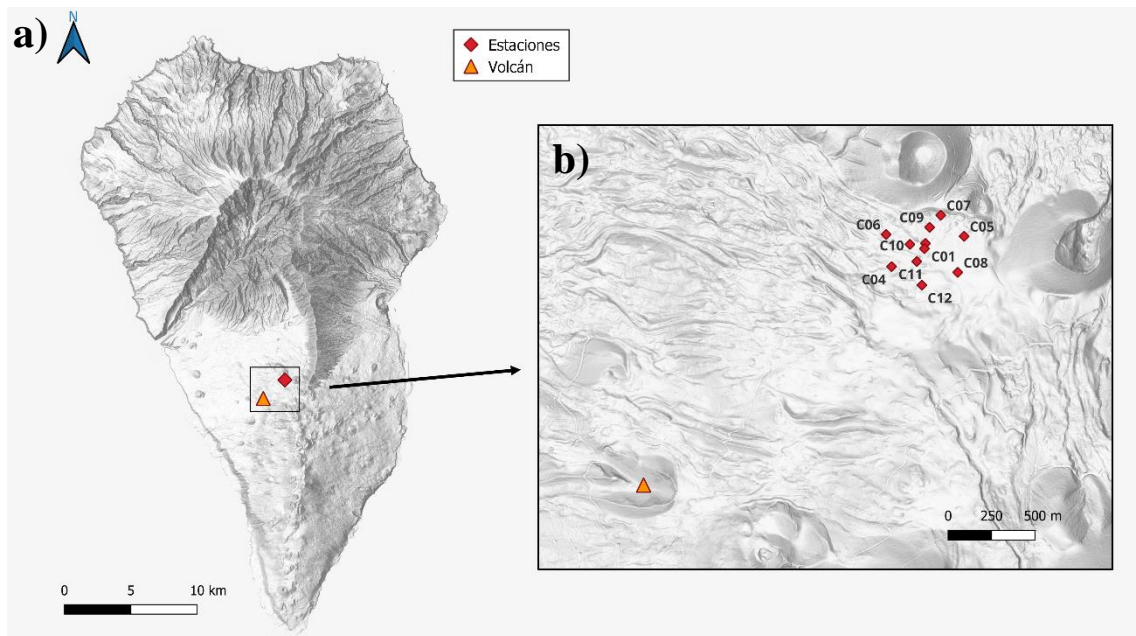
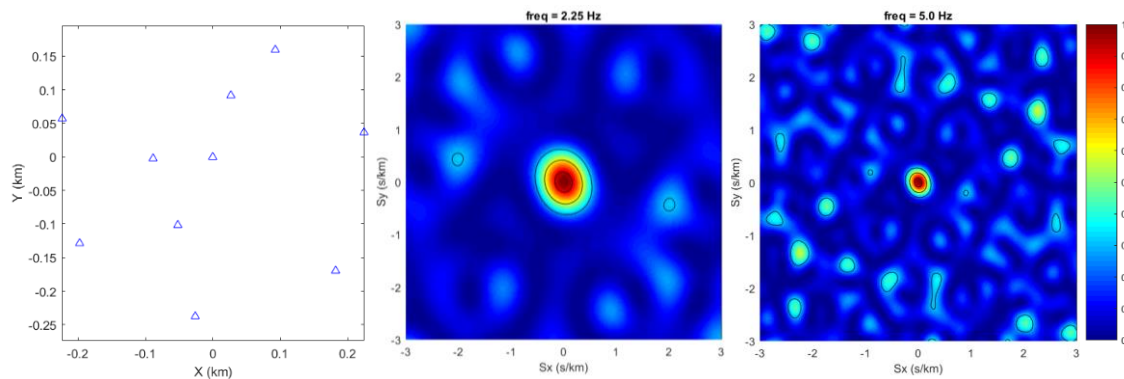


Figura 5. A) Ubicación del array en La Palma. b) Configuración del array y localización con respecto al volcán.

Este *array* estuvo en funcionamiento de manera intermitente durante la erupción, debido a problemas técnicos. En marzo de 2022 se reinstaló el *array* solucionando en gran medida los problemas que se habían producido anteriormente. Los datos sísmicos analizados en este trabajo corresponden a los registros obtenidos desde la reinstalación

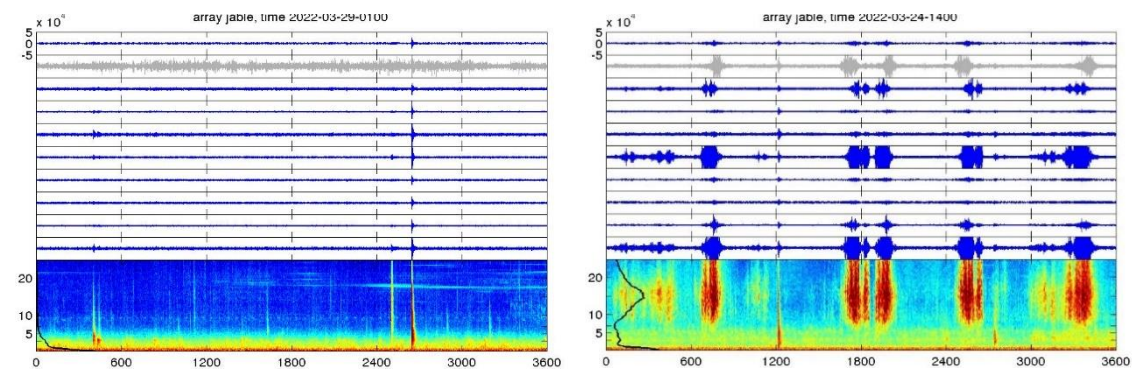
del *array* el día 16 de marzo de 2022 a las 18:00 horas, hasta el final del mes de abril del mismo año, lo que suma un total de 1086 horas de análisis. Estos datos fueron registrados tres meses después del término de la erupción (13 de diciembre de 2021).



**Figura 6.** (Izquierda) Configuración del array sísmico. (Centro) Respuesta del array a 2.25 Hz. (Derecha) Respuesta del array a 5 Hz.

Durante el periodo de registro, no todas las estaciones funcionaron correctamente, por lo que se han comprobado todos los registros horarios de cada una de estas estaciones y se han descartado las estaciones que no han funcionado correctamente en cada registro. En concreto, la estación 4 se ha descartado en todos los registros, ya que los datos que proporcionaba no eran coherentes con los observados en el resto de las estaciones.

Además, los registros de los canales 2 y 3, que se corresponden con las componentes horizontales medidas en la estación 1, tampoco se utilizan al aplicar los métodos de *array*. Por lo tanto, para este análisis, se contó con los registros de 9 estaciones.

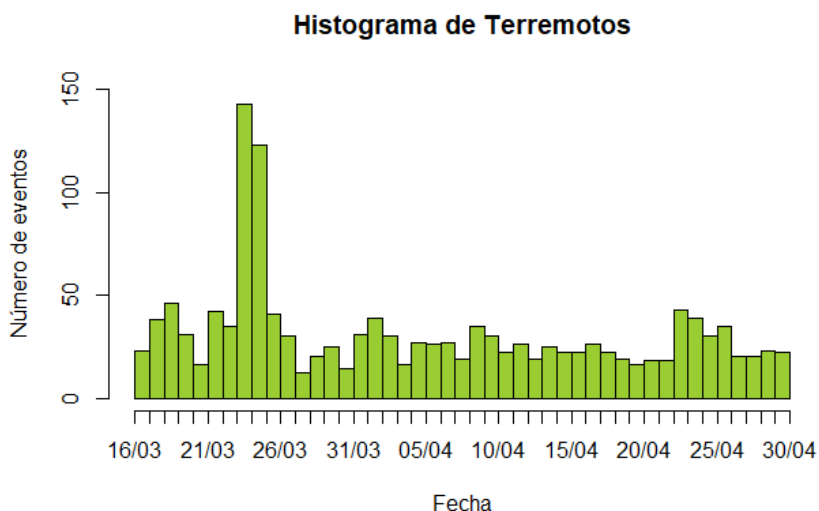


**Figura 7.** Ejemplo de los registros durante la noche (izquierda) y durante el día (derecha).

En los datos se puede observar una clara diferencia entre los registrados durante el día y durante la noche (Figura 7). Durante la noche se observa que los datos tienen mucha energía de manera continua por debajo de 1.5 Hz y en menor medida en la banda de frecuencias de 1.5 Hz a 5 Hz. Por encima de 5 Hz no se observa que haya energía excepto cuando se produce un evento. Por otro lado, durante el día, además de mantenerse de manera continua las dos mismas bandas que durante la noche, se observa una gran cantidad de ruido en frecuencias por encima de 5 Hz. Especialmente se observan unos eventos muy marcados por encima de 7 Hz con duraciones de segundos o minutos que se han relacionado con el paso de vehículos cerca del *array*.

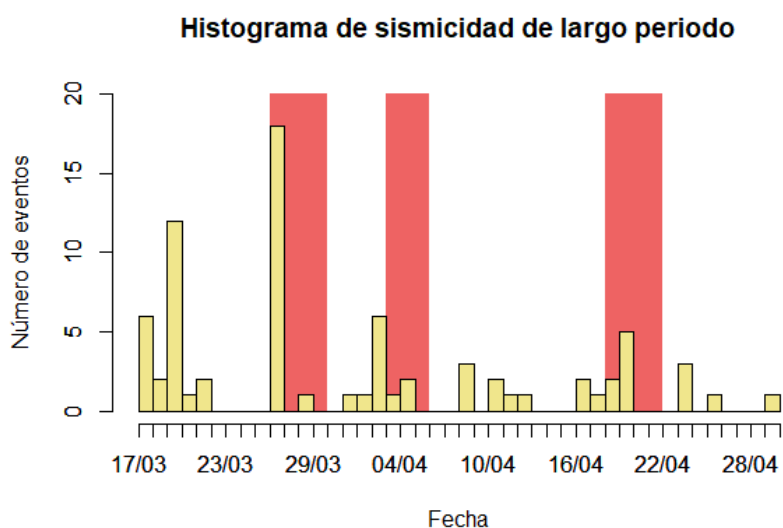
Durante el estudio se han observado principalmente dos tipos de señales:

- 1. Terremotos.** Durante el periodo de estudio se han observado un total de 1406 terremotos que se distribuyen temporalmente como se muestra en la Figura 8. Es el tipo de señal que más se repite en los datos. Estos eventos se caracterizan por ser impulsivos, por tener la energía distribuida en una banda ancha de frecuencias, que puede ir de 0-5 Hz hasta 0-30 Hz, por presentar un decaimiento exponencial tanto en la amplitud como en la frecuencia máxima con el paso del tiempo y por tener una duración que oscila entre unos pocos segundos y 40 segundos. Dentro de que todos comparten estas características comunes, existe una gran variabilidad entre ellos en términos de duración, amplitud y contenido espectral (Figura 10a y b).

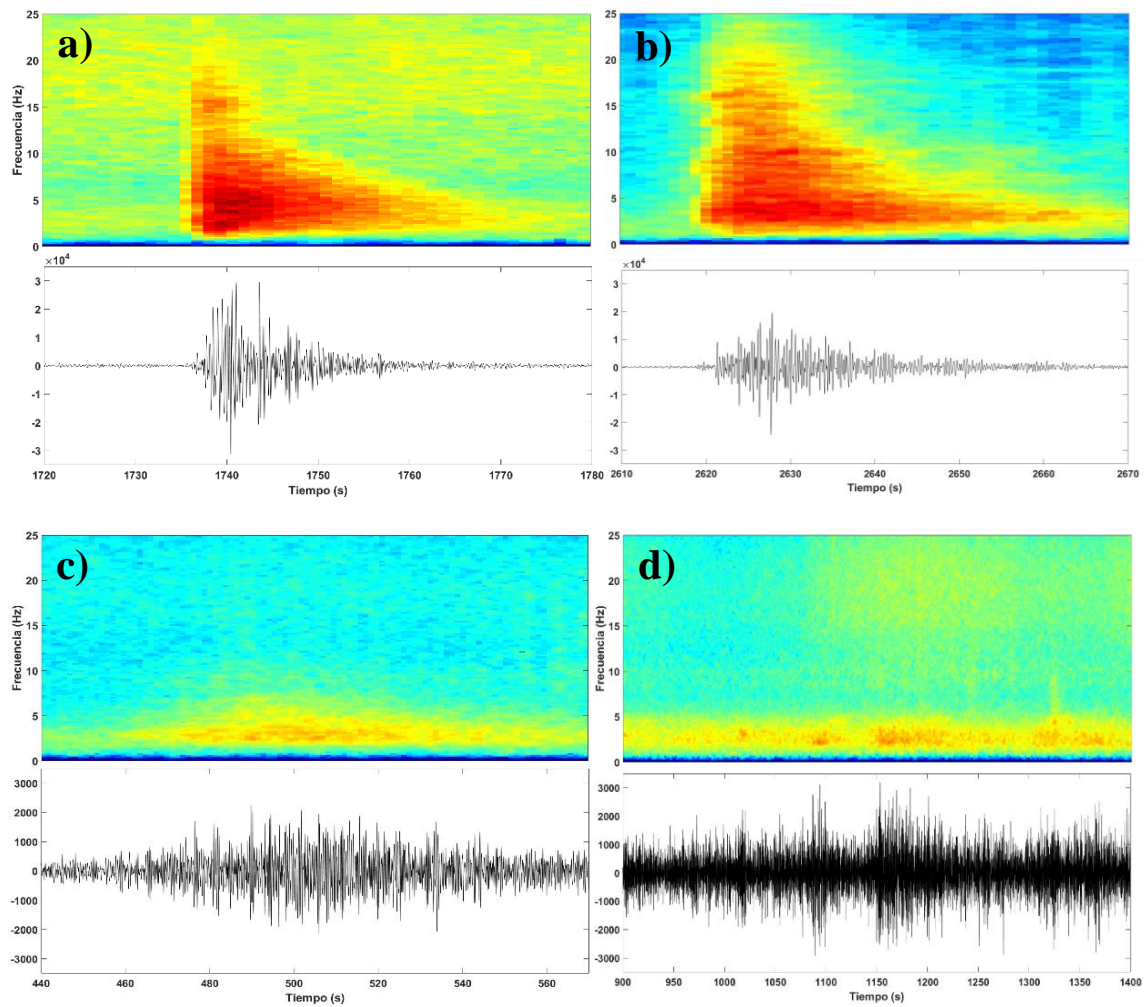


*Figura 8. Distribución temporal de los terremotos observados durante el periodo de estudio.*

- 2. Sismicidad de largo periodo y señales continuas.** Se han observado 75 eventos de largo periodo (LP) y tres episodios de señales continuas durante el estudio (Figura 9). En este grupo se engloban los LP, que son eventos de baja frecuencia, con un inicio emergente y cuya energía se concentra en una banda estrecha de frecuencias (Figura 10c) y las señales continuas (Figura 10d).



*Figura 9. Distribución temporal de la sismicidad de largo periodo durante el periodo de estudio. En amarillo se muestra el número de eventos LP observados cada día y en rojo se representan los episodios de señales continuas observados.*



**Figura 10.** Ejemplos de eventos registrados. Para cada evento se muestra arriba el espectrograma y abajo el sismograma. a) y b) Terremotos. d) Evento LP. e) Señal continua.

## 3. Metodología

### 3.1. Arrays Sísmicos

Un *array* sísmico es un conjunto de instrumentos sísmicos, sincronizados y de características comunes, dispuestos sobre una zona homogénea según una cierta configuración con el objeto de obtener a lo largo del tiempo un muestreo espacial coherente del campo de ondas. (Almendros, 1999).

Desarrollando cada término de esta definición, un *array* sísmico es:

- Conjunto de instrumentos sísmicos: Un *array* está compuesto por al menos tres estaciones que pueden ser sismómetros u otros sensores sísmicos, como acelerómetros.
- Sincronizados: Es importante que los datos registrados por cada estación del *array* estén sincronizados en tiempo, para poder comparar y analizar las trazas de manera coherente.
- Características comunes: Los instrumentos del *array* deben ser del mismo tipo y tener propiedades similares para registrar la señal de la misma manera, evitando cualquier efecto que pueda perturbar las diferencias de fase.
- Dispuestos sobre una zona homogénea: Se prefiere que el *array* se coloque en una zona geológica homogénea para evitar distorsiones en la señal.
- Configuración específica: La disposición espacial de los sensores del *array* se llama configuración, y depende del terreno, el número de estaciones y el tipo de señal que se quiere estudiar.
- Muestreo espacial: El *array* sísmico realiza un muestreo espacial de la señal sísmica en el tiempo. Los sensores registran simultáneamente en diferentes ubicaciones.
- Coherencia: La coherencia de la señal entre las trazas registradas en las diferentes estaciones es esencial. Los registros deben parecerse de alguna manera, lo que permite detectar y localizar señales débiles o en condiciones de ruido adversas.
- Campo de ondas: El movimiento del suelo se interpreta como un campo vectorial continuo en el que cada punto y cada instante tienen un vector que representa la velocidad del suelo. Este campo se puede imaginar como una superposición de ondas con diferentes amplitudes y velocidades que cambian con el tiempo.

Las técnicas de *array* sísmico tienen la capacidad de identificar la presencia de una señal sísmica incluso en situaciones en las que se registre simultáneamente con un evento de mayor amplitud o en condiciones de ruido sísmico extremo. Además, proporcionan información sobre el origen de la señal detectada (Almendros, 1999). Mediante la aplicación de estas técnicas, se pueden estimar dos parámetros de gran importancia:



- Dirección de procedencia (*back-azimuth*): Indica la dirección desde la cual se origina la señal registrada. Por convención, se mide en ángulos en sentido horario desde el norte. Esta información resulta fundamental para determinar la ubicación de la fuente sísmica.
- Lentitud aparente: presenta una relación inversa con la velocidad a la cual los frentes de onda se propagan a través del *array* y se relaciona directamente con el ángulo de incidencia.

$$S_{ap} = \frac{\sin \theta_i}{V}$$

Donde  $S_{ap}$  es la lentitud aparente,  $\theta_i$  el ángulo de incidencia y  $V$  es la velocidad.

### 3.2. Método de la correlación cruzada promedio máxima o de retraso cero

El método de la correlación cruzada de retraso cero, propuesto por Frankel et al. (1991), se utiliza para evaluar la correlación cruzada entre pares de estaciones. A diferencia de los métodos basados en la transformada rápida de Fourier (FFT), este método puede aplicarse directamente a señales de corta duración, ya que los resultados no dependen estrictamente de la duración de la ventana. De hecho, una ventana temporal que contenga solo un ciclo de la señal puede ser suficiente para localizarla (Almendros et al., 1999).

Consiste en evaluar todos los valores posibles de la lentitud aparente dentro de una cuadrícula con el fin de maximizar el coeficiente medio de correlación cruzada. La aplicación de este método implica la suposición de un medio homogéneo bajo el *array*, un campo de ondas compuesto únicamente por ondas planas y el carácter aleatorio del ruido, que haría nula su correlación con la señal. Se supone que las propiedades espaciales y temporales del frente de onda que se propaga se pueden caracterizar por un conjunto de parámetros  $\{\alpha_j\}_{j=1,\dots,M}$  que se expresan como un vector  $\alpha$ .

Supongamos que el *array* registra una señal que se propaga con unos ciertos parámetros  $\alpha$ . Sea  $\tau_{jk} = \mathbf{s}(\mathbf{r}_k - \mathbf{r}_j)$  el tiempo que un frente de onda dado invierte para propagarse de una estación a otra, que depende de sus posiciones relativas ( $\mathbf{r}_k$  y  $\mathbf{r}_j$ ) y de la lentitud aparente ( $\mathbf{s}$ ). Para cada conjunto de parámetros de prueba  $\alpha'$ , se calcula la correlación de cada pareja de trazas mediante la expresión:

$$c_{jk}(\tau'_{jk}) = \langle u_j(t) u_k^+(t + \tau'_{jk}) \rangle$$

donde  $\tau'_{jk}$  es el retraso con el que la onda llegaría a las dos estaciones  $j$  y  $k$  si se propagara con los parámetros dados por el vector  $\alpha'$ . El máximo de la correlación se producirá cuando los tiempos  $\tau'_{jk}$  coincidan con los retrasos reales  $\tau_{jk}$ , es decir, para los parámetros de prueba  $\alpha' = \alpha$ . De esta manera, se define el coeficiente de correlación promedio normalizado como:



$$\gamma(\alpha') = \frac{1}{N^2} \sum_{j,k=1}^N \frac{c_{jk}(\tau_{jk}(\alpha'))}{c_{jj}(0)c_{kk}(0)}$$

Este método opera en el dominio del tiempo y proporciona soluciones muy estables. Dentro de ciertos límites, puede funcionar con cualquier longitud de ventana y contenido de frecuencia. Es especialmente adecuado para estimar de manera robusta el vector de lentitud aparente de la componente dominante del campo de ondas sísmicas (Almendros et al., 2014).

### 3.3. Elección de parámetros

#### 3.3.1. Frecuencias

Para este estudio, se han seleccionado dos bandas de frecuencia para realizar los análisis. La utilización de señales de bandas estrechas de frecuencia proporciona más información y genera resultados más precisos, además de permitir el estudio de la variación de la correlación con la frecuencia (Almendros, 1999; Ibáñez, 2000). Las bandas elegidas son las siguientes: 1.5-3 Hz (baja frecuencia) y 3-7 Hz (alta frecuencia). Estas bandas son las que se utilizan para el método de correlación cruzada y, para ello, se filtran las señales con un filtro Butterworth bipolar de fase cero.

Inicialmente, se trabajó con una banda de 1-3 Hz para el estudio de los eventos en bajas frecuencias durante tres semanas. Sin embargo, después de realizar el análisis, se observó que el ruido tenía una influencia significativa en esta banda, y por lo tanto, este análisis fue desechado. Teniendo en cuenta esto, se decidió aumentar el límite inferior a 1.5 Hz, lo que resultó en una disminución considerable del ruido en los resultados obtenidos mediante la aplicación del método de correlación cruzada.

Por otro lado, la banda de alta frecuencia se estableció en el rango de 3-7 Hz, ya que a partir de 7 Hz se han observado otras fuentes de ruido, principalmente asociadas al paso de vehículos cerca del *array*, ya que se encuentra a pocos metros de pistas forestales y, precisamente, las estaciones más cercanas a estas pistas registran señales de mayor intensidad.

La longitud de la ventana de tiempo sobre la cual se aplica el método de correlación cruzada se ajusta en función de la banda analizada. Los resultados óptimos se obtienen cuando la ventana contiene de dos a tres ciclos en las frecuencias que se están analizando (Almendros et al., 1999b, 2000). En la Tabla 1 se presentan las longitudes de ventana seleccionadas para cada banda.

Banda (Hz)	Longitud (Muestras)	Duración (s)
1.5-3	100	1
3-7	60	0.6

**Tabla 1.** Bandas de frecuencia elegidas y ventana de análisis correspondiente.

En cada paso, la ventana avanza un 12.5% de su longitud, es decir, 0.13 segundos para la banda de 1.5-3 Hz y 0.08 segundos para la banda de 3-7 Hz.

### 3.3.2. Lentitudes Aparentes

Para cada ventana temporal, se ha llevado a cabo una búsqueda en cuadrícula en el espacio del vector lentitud aparente para encontrar los vectores que mejor representen las propiedades de propagación de los frentes de onda. Primero se ha definido una cuadrícula de lentitud aparente que abarca desde -3.0 hasta 3.0 s/km en las componentes este y norte del vector de lentitud aparente. Este intervalo es lo suficientemente amplio como para incluir el rango esperado de lentitud para las señales de interés del estudio. El espaciado de la malla de la cuadrícula elegido ha sido de 0.1 s/km. Tras aplicar esta cuadrícula, se repite el proceso con una rejilla más pequeña de lentitud aparente que abarca desde -1.0 hasta 1.0 s/km, con un espaciado de 0.025 s/km, en las componentes este y norte del vector de lentitud aparente que se aplica a la zona donde se han obtenido los mejores resultados con el fin de obtener resultados más precisos y ahorrar tiempo computacional al aplicar esta segunda cuadrícula solo a estos lugares.

## 3.4. Aplicación de los métodos

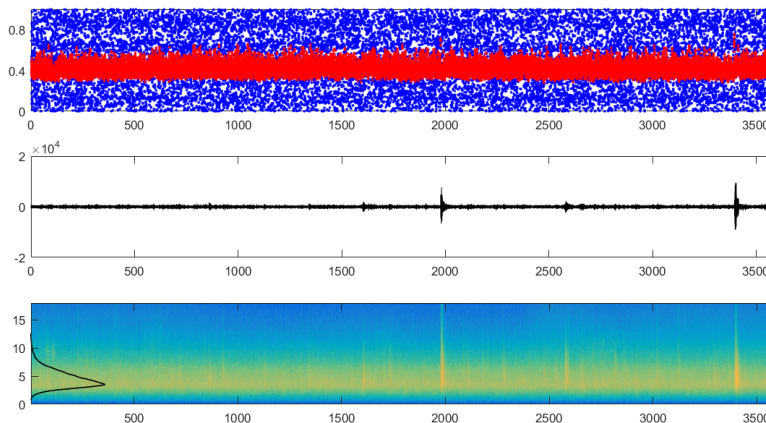
Para aplicar el método de la correlación cruzada promedio máxima, se ha utilizado el *software cc8mre\_sei* (Almendros, 1999), un programa que permite filtrar las señales y calcular la correlación cruzada promedio entre las estaciones. Se han modificado los parámetros en el archivo de entrada en función de las observaciones realizadas durante el proceso de selección de parámetros, eligiendo aquellos que arrojaron los mejores resultados. Se ha seleccionado el filtro adecuado para la señal y se ha establecido la duración del archivo. Después de procesar los datos utilizando *cc8mre\_sei*, se genera un archivo de salida con tres series temporales: lentitud aparente, *back-azimuth* y correlación, cada una con sus respectivas incertidumbres para cada paso temporal. Estas incertidumbres en las soluciones dependen en gran medida de la configuración del *array* (González, 2016).

Para el procesamiento de los datos mediante este *software* se ha utilizado un ordenador que trabaja en paralelo con 8 CPUs. Cada vez que se ha aplicado el programa a una banda de frecuencia, la ejecución del mismo ha durado algo más de tres días. Por lo que, al haber sido aplicado a numerosas bandas durante la elección de parámetros, el tiempo total de computación ha sido de un par de semanas en total.

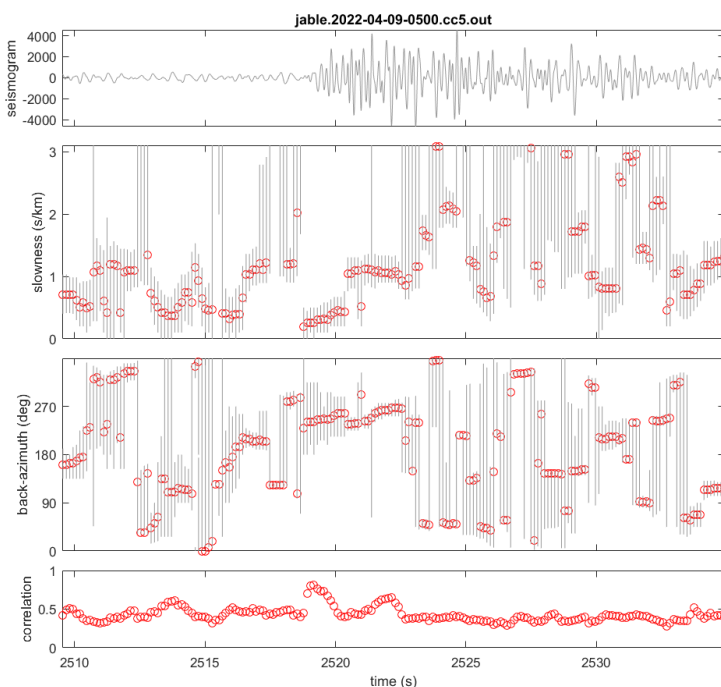
## 4. Resultados y Discusión

### 4.1. Terremotos

En esta sección, se presentan y discuten los resultados obtenidos del análisis de terremotos utilizando el *software cc8mre\_sei* y el programa *arrayevents* en MATLAB (Almendros et al., 2014). El programa *arrayevents* proporciona una visión general de la correlación, el sismograma y el espectrograma de todo el archivo analizado, que en este estudio corresponde con una hora completa (Figura 11).



**Figura 11.** Ejemplo de la vista general de la correlación cruzada (arriba), el sismograma (centro) y el espectrograma (abajo) obtenidos con el programa *arrayevents*.



**Figura 12.** Ejemplo de resultado de la selección de una ventana tras la ejecución del programa *arrayevents*. Se muestra, para la ventana seleccionada, de arriba a abajo: el sismograma, la lentitud aparente, el *back-azimuth* y la correlación. Las barras grises se corresponden con las incertidumbres de los resultados.

En esta pantalla, se seleccionan los eventos que se desean estudiar y se muestra una nueva pantalla en la que se observa el sismograma, la lentitud aparente (*slowness*), el *back-azimuth* y la correlación para la ventana temporal seleccionada (Figura 12).

En esta última pestaña, se utiliza el cursor para seleccionar la fase que se desea registrar, y el programa calcula el promedio ponderado de la lentitud aparente y el *back-azimuth* basado en la correlación, así como la correlación máxima en la ventana temporal correspondiente a la fase

seleccionada. Estos datos se registran junto con el momento temporal en el que se produce el evento, la longitud de la ventana seleccionada y las incertidumbres asociadas tanto a la lentitud aparente como al *back-azimuth*.

Para garantizar la calidad de los registros obtenidos, se aplicaron criterios de selección a las ventanas seleccionadas, que incluyen una correlación alta en comparación con la correlación del ruido y estabilidad en las soluciones tanto del *back-azimuth* como de las lentitudes aparentes.

Este programa se ha utilizado primero para la elección de parámetros, donde se probaron diferentes bandas de frecuencias para seleccionar aquellas para las que se han obtenido mejores resultados. Para este proceso se ha empleado aproximadamente un mes y medio.

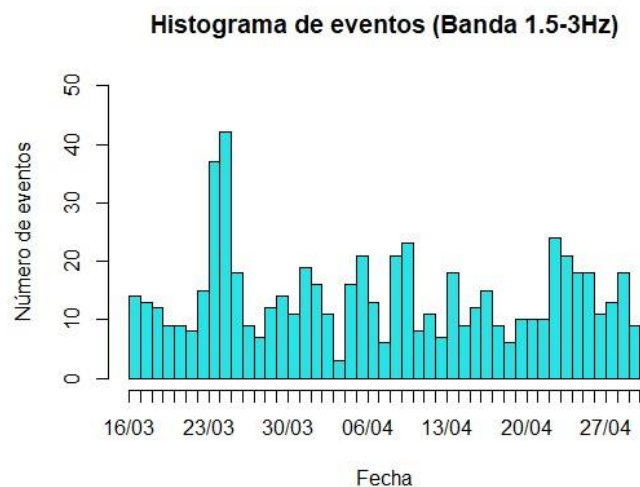
Una vez elegidas las bandas de frecuencias, se ha hecho uso del programa para el estudio de las fases observadas en los diferentes eventos que ocurrieron durante el periodo de estudio, en las bandas de frecuencia de 1.5-3 Hz y 3-7 Hz. El proceso de análisis de cada banda ha tenido una duración de entre dos y tres semanas para cada banda, ya que se ha realizado el marcado de todas las fases de los eventos que se han producido durante las 1086 horas que se han estudiado. Aunque el marcado de estas fases se ha realizado para todos los eventos observados, para una gran cantidad de casos los resultados no han sido guardados ya que no se han observado los criterios anteriormente mencionados.

#### 4.1.1. Banda 1.5-3 Hz

En el análisis de la banda de frecuencia de 1.5-3 Hz se han marcado un total de 1312 fases en 626 eventos que se distribuyen temporalmente como se muestra en la Figura 13. De las fases marcadas solo se han considerado aquellas con una correlación superior al 4/3 de la correlación del ruido para esta banda. En este caso, la correlación del ruido se sitúa alrededor de 0.5, por lo que se han tenido en cuenta las fases con una correlación superior a 0.66. De esta forma, el número total de fases obtenidas en el análisis de esta banda es de 886.

Al observar la distribución temporal de los eventos (Figura 13), se pueden notar diferencias significativas entre los diferentes días, destacando los días 24 y 25 de marzo con aproximadamente 40 eventos. Sin embargo, no se ha identificado una tendencia clara a lo largo del periodo de estudio.

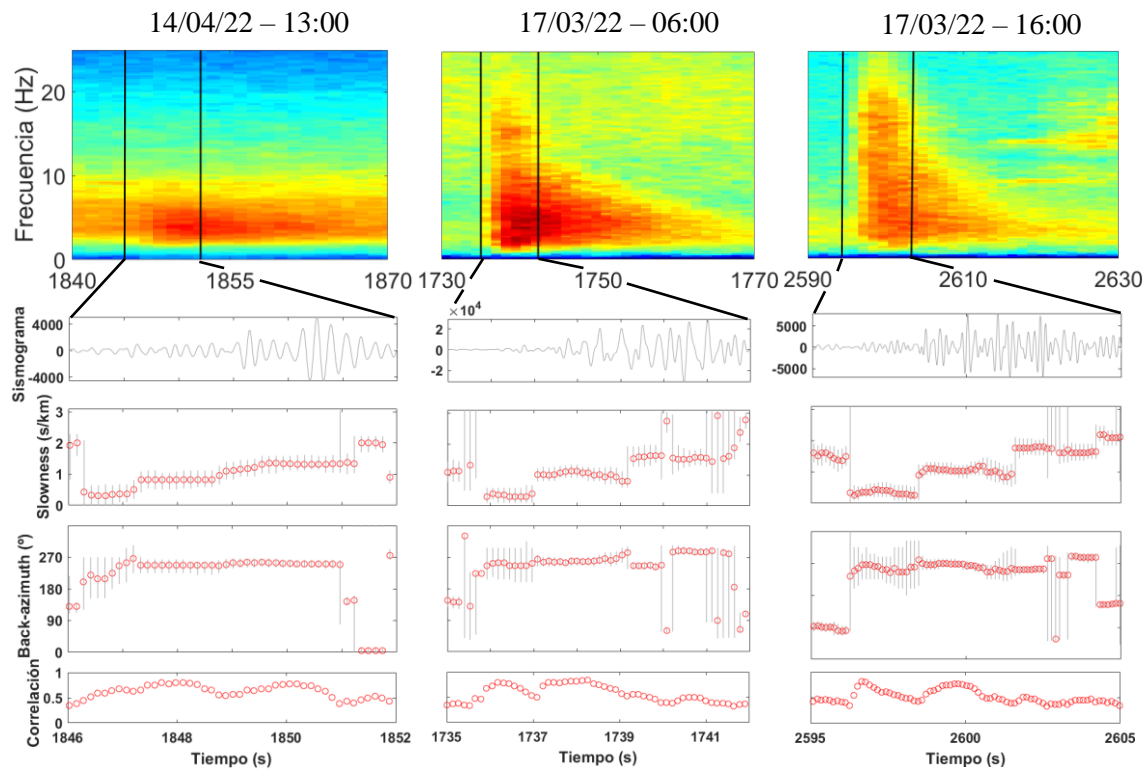
Durante el análisis, se ha observado que en muchos eventos se pueden distinguir hasta tres fases en la lentitud aparente. Estas



**Figura 13.** Distribución temporal de los eventos para los que se han marcado fases en el estudio de la banda de frecuencias de 1.5-3 Hz.

tres fases son más frecuentes en los eventos de baja frecuencia, pero también se han observado en algunos eventos de alta frecuencia.

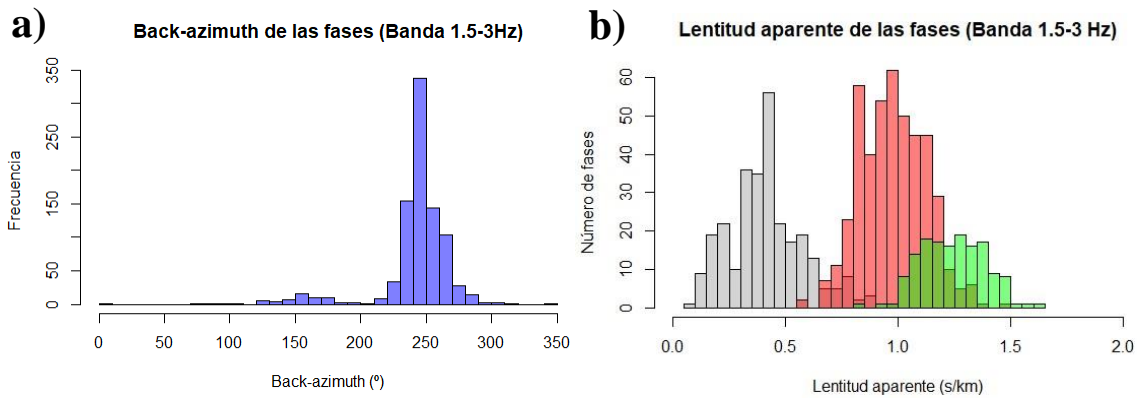
En la Figura 14 se muestran ejemplos de la serie temporal del vector de lentitud aparente durante el inicio de tres eventos de diferentes amplitudes. En estos casos se pueden identificar tres fases consecutivas. Estas fases se propagan con un *back-azimuth* similar entre 230-270°N y una lentitud aparente creciente desde el inicio del terremoto. Después de estas tres fases, la señal se vuelve incoherente. Este comportamiento es común en un gran número de los eventos en el conjunto de datos, aunque en la mayoría de los casos no se pueden identificar las tres fases, sino solo una o dos de ellas, siendo la segunda fase la más frecuente.



**Figura 14.** Series temporales de las estimaciones del vector de lentitud aparente para tres eventos de diferente amplitud. El tiempo se indica en segundos desde el inicio de la hora. (De arriba a abajo) Espectrograma, sismograma, lentitud aparente, back-azimuth y correlación. Las series temporales son el resultado de la aplicación del programa *arrayevents* sobre el intervalo marcado con líneas negras en el espectrograma.

Al analizar los *back-azimuths* obtenidos para todas las fases marcadas (Figura 15a), se observa una dirección predominante de la cual provienen la mayoría de las señales, alrededor de 240°N, que se corresponde aproximadamente con la dirección del volcán. También se observa un segundo pico alrededor de 150°N. La presencia de estos dos picos indica la existencia de al menos dos fuentes distintas que generan los eventos detectados por el *array*.

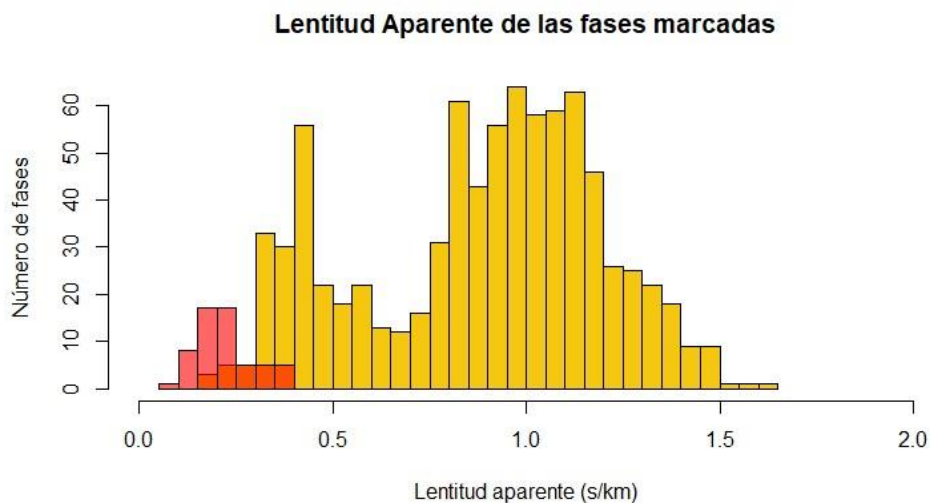
El otro resultado obtenido del análisis son las lentitudes aparentes de las fases marcadas. Al representar el histograma de las lentitudes aparentes, diferenciando el orden de llegada de las fases (Figura 15b), se aprecian diferencias notables para las tres fases distintas. La primera fase viaja con una lentitud aparente entre 0.2 y 0.6 s/km, mientras que la segunda fase entre 0.8 y 1.2 s/km, y la tercera fase entre 1.0 y 1.5 s/km.



**Figura 15.** a) Histograma del back-azimuth de las fases marcadas en la banda de 1.5-3 Hz. b) Lentitud aparente de las fases marcadas en la banda de 1.5-3Hz. Se muestran las primeras fases en gris, las segundas en rojo y las terceras en verde.

De acuerdo con las dos direcciones principales de llegada de las señales observadas, se ha realizado una separación de las fases en dos grupos: aquellas con un *back-azimuth* entre 200 y 300°N, que es de donde provienen la mayoría de los eventos y que coincide con la dirección del volcán y, por otro lado, aquellas con un *back-azimuth* que se encuentra fuera del rango anterior y que, por lo tanto, no provienen del volcán. Tras realizar esta separación, se ha estudiado si existen diferencias en las lentitudes aparentes entre estos dos grupos.

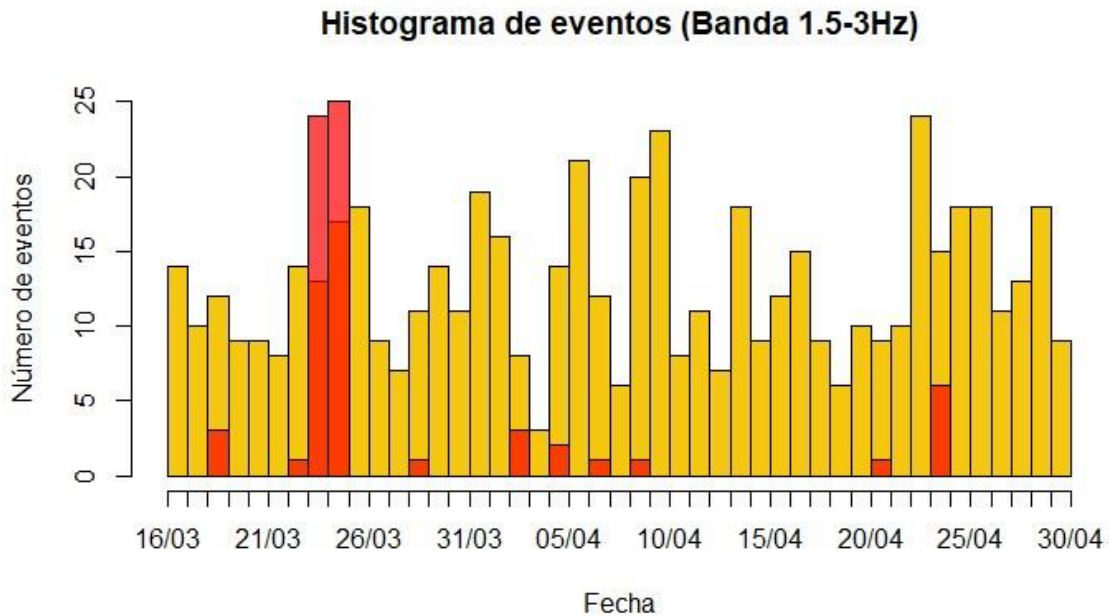
En la Figura 16 se presentan los resultados de la separación anteriormente mencionada. Se observa claramente que las fases que no provienen del volcán tienen una lentitud aparente considerablemente menor que aquellas que sí lo hacen. Esto sugiere que estos eventos tienen un origen diferente, ya sea porque ocurren a una distancia o profundidad mayor o porque son consecuencia de un mecanismo distinto, como se había supuesto debido a la clara diferenciación en los *back-azimuths*. Además, se puede observar que todas las fases medidas que no provienen del volcán son primeras fases, ya que no se ha registrado ninguna segunda o tercera fase con un *back-azimuth* fuera del rango 200-300°N.



**Figura 16.** Lentitud aparente de las fases marcadas. En rojo aquellas que no provienen del volcán y en amarillo aquellas que provienen con *back-azimuth* entre 200-300°N.



Una vez realizada la diferenciación entre los dos grupos de eventos, también es interesante analizar si hay diferencias en la distribución temporal de estos dos grupos (Figura 17).

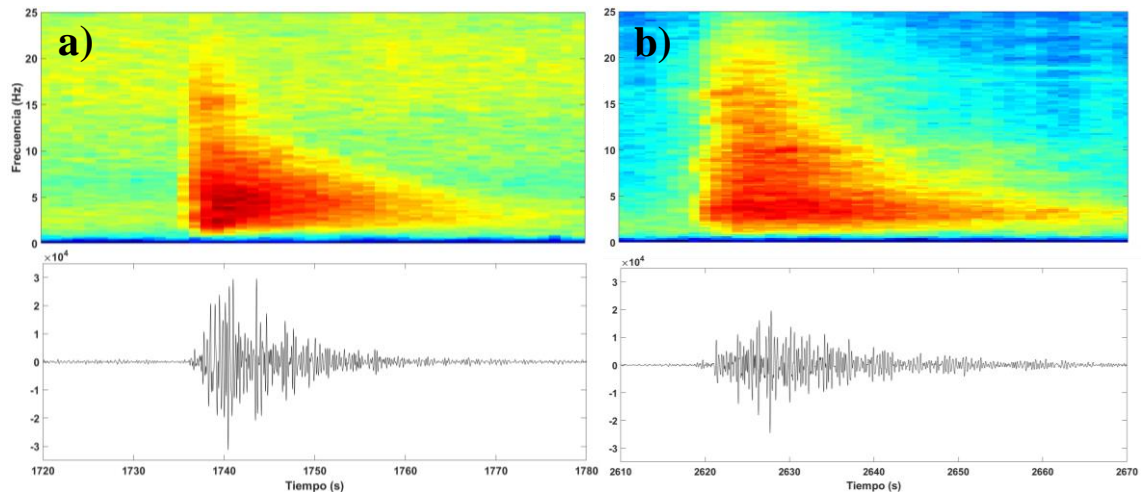


**Figura 17.** Distribución temporal de los eventos para los que se han marcado fases en el estudio de la banda de frecuencias de 1.5-3 Hz. En rojo se muestran los eventos que no provienen del volcán y en amarillo los que provienen con *back-azimuth* entre 200-300°N.

Al comparar las distribuciones temporales de ambos grupos, se observa que tienen comportamientos totalmente distintos. Los eventos con *back-azimuth* entre 200-300°N se distribuyen de manera continua a lo largo del periodo de estudio, aunque se observan diferencias considerables en el número de eventos entre los días. En cambio, los eventos que no vienen del volcán se concentran principalmente en los días 24 y 25 de marzo, y en menor medida el 24 de abril y aunque también se han observado eventos de este tipo aislados durante el periodo de estudio, la mayoría de días no se ha registrado ningún evento de este tipo. Por lo tanto, se encuentran diferencias significativas en la distribución temporal de estos dos grupos.

Al observar la Figura 13, se puede notar que el pico de eventos durante los días 24 y 25 de marzo se debe al episodio de eventos que no provienen del volcán que ocurrió durante esos dos días, mientras que al analizar los eventos con *back-azimuth* entre 200-300°N en la Figura 17, no se observa ningún pico anómalo en el número de eventos. Esto respalda la idea de que los eventos que no provienen del volcán son diferentes y se produjeron de manera aislada en comparación con el grupo principal de eventos.

Además de la distribución temporal, también se han examinado las diferencias visuales en el espectrograma y el sismograma entre estos dos tipos de eventos (Figura 18).



**Figura 18.** a) Ejemplo de terremoto con *back-azimuth* entre 200 y 300 °N. b) Ejemplo de terremoto que no proviene del volcán. Para ambos casos se muestra el espectrograma (arriba) y el sismograma (abajo).

Se han seleccionado dos eventos con una amplitud similar para poder observar las diferencias entre ambos. La primera diferencia que se observa es que el evento que proviene del volcán (Figura 18a) tiene una llegada más impulsiva que el evento que no proviene del volcán (Figura 18b). Esto se puede observar claramente en los espectrogramas donde se ve que el evento b) comienza con frecuencias bajas y rápidamente aumenta su amplitud, mientras que en el evento a) empieza con todo el ancho de banda desde el principio. Esto se observa también en el sismograma donde el evento b) tarda más tiempo que el evento a) en alcanzar su amplitud máxima desde el inicio del evento. Otra diferencia que se ha podido observar es que la duración del evento b) es mayor que la del evento a), esto implica que el evento b) tiene una magnitud mayor, en términos de magnitud duración, ya que al tener los dos eventos la misma amplitud, el evento b) se tiene que haber producido a una distancia mayor.

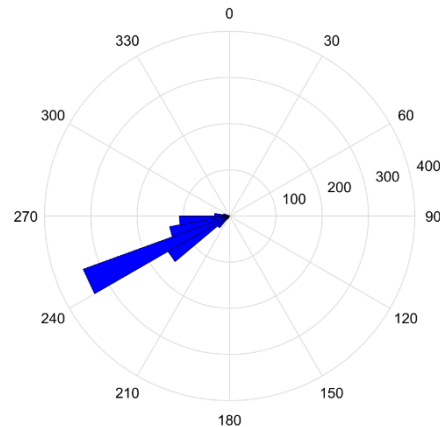
En resumen, tras realizar todos los análisis y observar las diferencias obtenidas, se pueden separar claramente los eventos en dos grupos. El primer grupo es aquel al que pertenecen la inmensa mayoría de los eventos, que se corresponde con *back-azimuths* que se encuentran en el rango de 200-300°N y cuyo pico de *back-azimuth* es aproximadamente la dirección en la que se encuentra el cráter del volcán. Estos motivos parecen indicar que estos eventos provienen del volcán, por lo que se han considerado como eventos volcano-tectónicos (VT). Por otro lado, el segundo grupo, que se corresponde con los eventos que se producen con un *back-azimuth* fuera del rango anterior, siendo su pico alrededor de 150°N, tienen una lentitud aparente más baja, lo que implica que estas llegadas son más rápidas y por lo tanto provienen de profundidades o distancias mayores. Estos eventos no parecen tener una relación directa con el volcán, principalmente por su dirección de llegada, por lo que se han denominado como eventos que no provienen del volcán (NV). Esta separación permite caracterizar mejor cada tipo de evento y estudiarlos de forma individualizada.

## Eventos Volcano-Tectónicos (VT)

En esta parte del estudio, se han seleccionado los eventos volcano-tectónicos que son aquellos con un *back-azimuth* comprendido entre 200 y 300°N. Durante el periodo de estudio en la banda de frecuencias de 1.5-3 Hz, se han registrado un total de 568 eventos VT, en los cuales se han marcado 828 fases con una correlación superior al límite establecido.

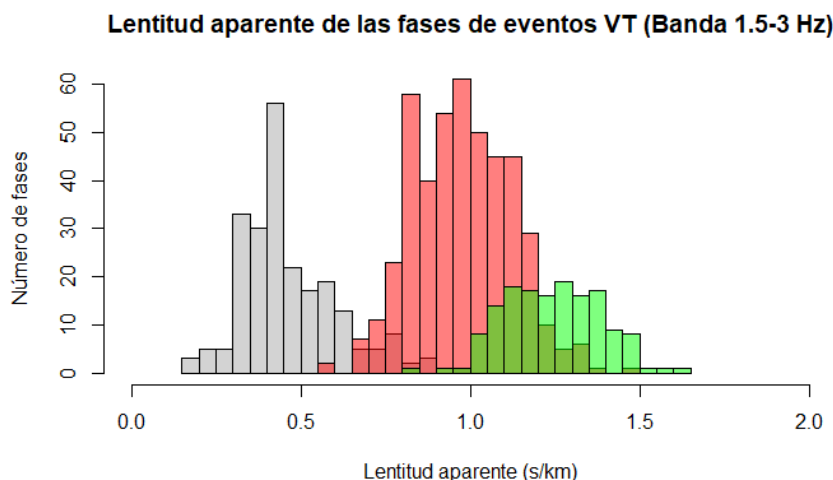
La distribución temporal de estos eventos no muestra una tendencia clara, sin embargo, si se observa una alta variabilidad en el número de eventos que ocurren en los días estudiados (Figura 17).

Para obtener resultados más precisos sobre el *back-azimuth* de estos eventos, se ha realizado un estudio específico. Los resultados obtenidos se representan en la Figura 19, y muestran que el *back-azimuth* promedio es de  $250^\circ \pm 10^\circ$  N. Esta dirección se encuentra muy próxima a la dirección del volcán, que es  $230^\circ$ N. La diferencia puede deberse a las irregularidades del terreno por el cual se propagan las señales, como anomalías de velocidad o a la topografía de la superficie. Sin embargo, parece claro que estas señales son de origen volcánico y, por lo tanto, provienen del volcán.



**Figura 19.** Histograma del *back-azimuth* de las fases marcadas en la banda de 1.5-3 Hz.

Por otro lado, se ha realizado el estudio de las lentitudes aparentes de las diferentes fases observadas (Figura 20). Se ha observado que la primera llegada, que es la más rápida y débil, se propaga a través del *array* con una lentitud aparente en el rango de 0.30 a 0.65 s/km, encontrándose el máximo número de fases entre 0.40 y 0.45 s/km y siendo su promedio de  $0.5 \pm 0.1$  s/km. La segunda fase es la más coherente y llega con una lentitud aparente que se encuentra mayoritariamente entre 0.7 y 1.2 s/km con el pico máximo entre 0.95 y 1.0 s/km y con un promedio de  $1.0 \pm 0.1$  s/km. Por último, se observa una tercera fase que coincide en la mayoría de los casos con las mayores amplitudes sísmicas y

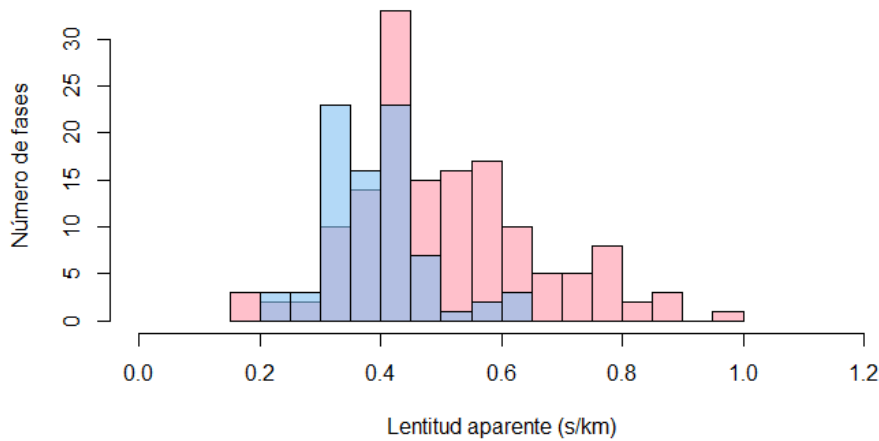


**Figura 20.** Lentitud aparente de las fases marcadas en la banda de 1.5-3Hz para los eventos volcano-tectónicos. Se muestran las primeras fases en gris, las segundas en rojo y las terceras en verde.

presenta menos coherencia que la fase anterior. Esta llegada se caracteriza por una mayor lentitud aparente, en el rango de 1.0 a 1.5 s/km, siendo el pico máximo entre 1.25 y 1.30 s/km y el promedio de  $1.2 \pm 0.1$  s/km.

Durante el marcado de las primeras fases, se detectó que, en una gran cantidad de eventos con bandas de frecuencias anchas, es decir, con frecuencias altas, se propagan con una lentitud aparente inferior en comparación con aquellos eventos que solo tienen frecuencias más bajas. Estas lentitudes aparentes más bajas se observaron principalmente en los eventos que superan los 15 Hz, mientras que los eventos por debajo de esta frecuencia tienden a tener lentitudes aparentes más altas. Para verificar si esto ocurre de manera consistente, se separaron los resultados obtenidos para la estimación de los vectores de lentitud aparente entre los eventos con frecuencias que no superan los 15 Hz y aquellos que las igualan o superan (Figura 21).

**Lentitud aparente de las primeras fases de VTs (Banda 1.5-3 Hz)**



**Figura 21.** Lentitudes aparentes de las primeras llegadas de eventos con frecuencias que no superan los 15 Hz en rosa y superiores o iguales a 15 Hz en azul.

Los resultados obtenidos del análisis por separado indican que las primeras fases en eventos que no superan los 15 Hz se propagan con una lentitud aparente mayoritariamente entre 0.3 y 0.8 s/km, estando el máximo del número de fases entre 0.40 y 0.45 s/km y teniendo un promedio de  $0.5 \pm 0.2$  s/km, mientras que las primeras fases de los eventos que superan o igualan los 15 Hz se propagan con una lentitud aparente principalmente entre 0.3 y 0.5 s/km, con un promedio de  $0.4 \pm 0.1$  s/km. Los promedios obtenidos para cada tipo de eventos son ligeramente diferentes y, aunque hay una superposición entre los dos tipos de eventos, se puede observar que los eventos que superan los 15 Hz se encuentran casi siempre por debajo de 0.5 s/km, mientras que los que no superan los 15 Hz se distribuyen en un rango más amplio. Esto indica que los eventos con bandas de frecuencias más anchas tienden a propagarse con lentitudes aparentes más bajas, lo que sugiere que su fuente se encuentra más lejos o a mayor profundidad en comparación con los eventos que se propagan con una lentitud aparente mayor.

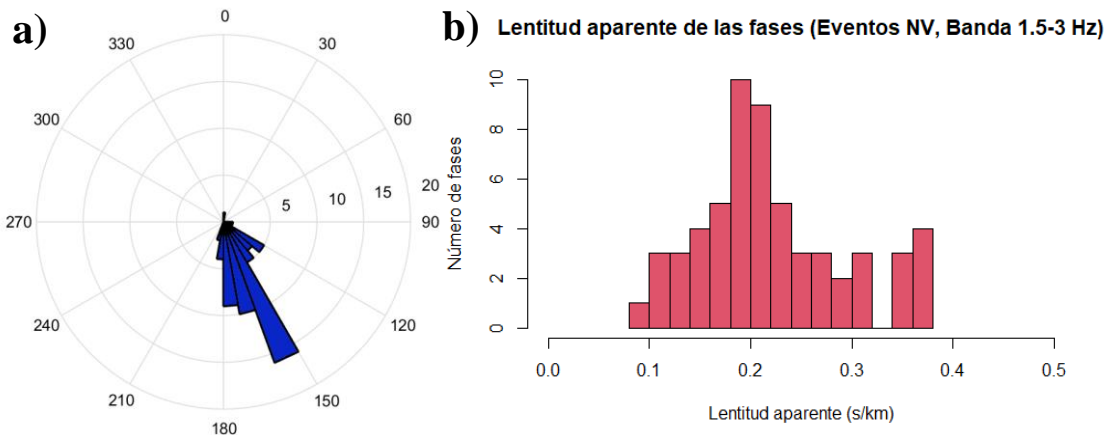
## Eventos que no provienen del volcán (NV)

En esta parte del estudio, se analiza el segundo grupo de eventos, denominados eventos que no provienen del volcán (NV), que tienen un *back-azimuth* fuera del rango de 200-300°N. Durante el periodo de estudio, se han detectado un total de 58 eventos de este tipo, en los cuales se han marcado 58 fases, todas correspondientes a las primeras llegadas.

En el análisis de la distribución temporal de estos eventos (Figura 17), se observa que ocurren principalmente los días 24 y 25 de marzo, con algunos eventos aislados en otros días, mientras que la mayoría de los días del estudio no se ha registrado ningún evento de este tipo.

Previo al análisis, se ha observado que estos eventos tienen un *back-azimuth* cercano a 150°N, lo que ha llevado a descartar su origen directamente volcánico. Para determinar más precisamente su procedencia, se ha analizado el *back-azimuth* de estos eventos (Figura 22a), obteniendo un promedio de  $150^\circ \pm 30^\circ$  N. Esto indica que estos eventos provienen del sureste del *array* y presentan una diferencia aproximada de  $100^\circ$  en comparación con los *back-azimuths* obtenidos para los eventos volcano-tectónicos.

También se ha realizado el estudio de las lentitudes aparentes de las fases marcadas para los eventos NV (Figura 22b). En este caso, solo se ha podido marcar la primera fase, ya que la coherencia desaparece después de ésta. Los resultados muestran que la fase detectada se propaga con una lentitud aparente promedio de  $0.22 \pm 0.7$  s/km y siendo el pico máximo del número de fases entre 0.18 y 0.20 s/km, lo cual es considerablemente menor que las lentitudes aparentes obtenidas para los eventos VT en la sección anterior. Esta diferencia sugiere que estos eventos se producen a una mayor distancia del *array* o a una mayor profundidad que los eventos volcano-tectónicos.



**Figura 22.** a) Histograma del *back-azimuth* de las fases de evento NV marcadas en la banda de 1.5-3 Hz. b) Lentitud aparente de las fases marcadas para eventos NV en la banda de 1.5-3Hz.

Al igual que en el caso anterior, se ha realizado la separación entre eventos que superan los 15 Hz de frecuencia y aquellos que no lo hacen, con el objetivo de estudiar si existen diferencias en las lentitudes aparentes de estos dos grupos. Sin embargo, no se han observado diferencias significativas en las lentitudes aparentes entre los dos grupos. Esto indica que, en este caso, no se pueden considerar como dos grupos de eventos diferentes.

### 4.1.2. Banda 3-7 Hz

El análisis de la banda de 3-7 Hz es fundamental para el estudio de las primeras llegadas, ya que la frecuencia de un terremoto disminuye con el tiempo y, por tanto, las primeras llegadas poseen frecuencias más altas que el resto de las fases que las siguen.

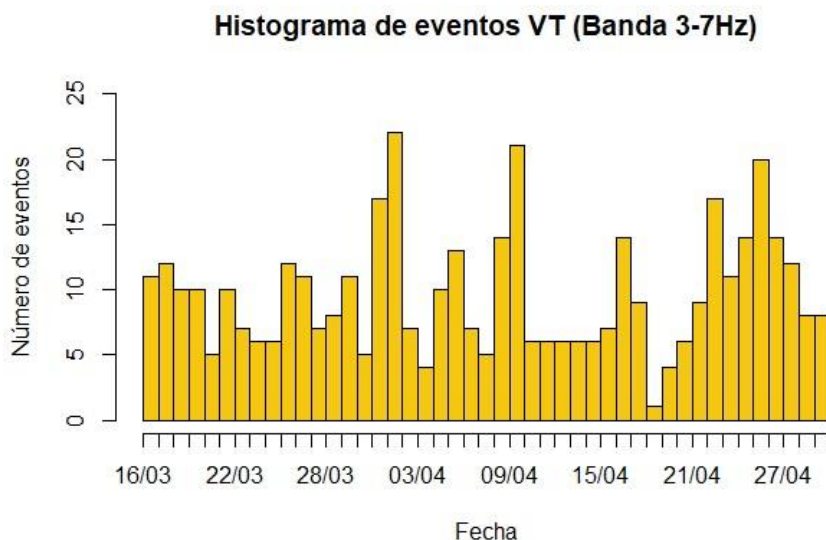
Tras analizar esta banda se han marcado un total de 695 fases en 533 eventos distintos. Al igual que en la banda anterior, se ha aplicado un criterio de correlación mínima para tener en cuenta las fases marcadas. En este caso, se ha considerado una correlación superior a 0.525, siendo la correlación del ruido alrededor de 0.4 para esta banda. Por lo tanto, se han tenido en cuenta 655 fases con una correlación superior al límite establecido.

Al igual que en la banda de 1.5-3 Hz, se ha observado la existencia de dos grandes grupos de eventos diferenciados en esta banda. Por lo tanto, se ha realizado un análisis independiente para estudiar el comportamiento de los eventos volcano-tectónicos y los eventos que no provienen del volcán en esta banda de frecuencias.

### Eventos Volcano-Tectónicos (VT)

Como para la banda anterior, se han seleccionado únicamente aquellos eventos con un *back-azimuth* comprendido entre 200 y 300°N. Durante el periodo de estudio, se han registrado un total de 435 eventos volcano-tectónicos en la banda de frecuencias de 3-7 Hz, en los que se han podido marcar 550 fases con una correlación superior al límite impuesto.

La distribución temporal de estos eventos se muestra en la Figura 23, donde se puede observar que existen grandes variaciones en el número de eventos que se producen en distintos días. Sin embargo, no se puede apreciar ninguna tendencia a lo largo del periodo seleccionado, similar a lo que se ha observado en la banda de frecuencias anterior.

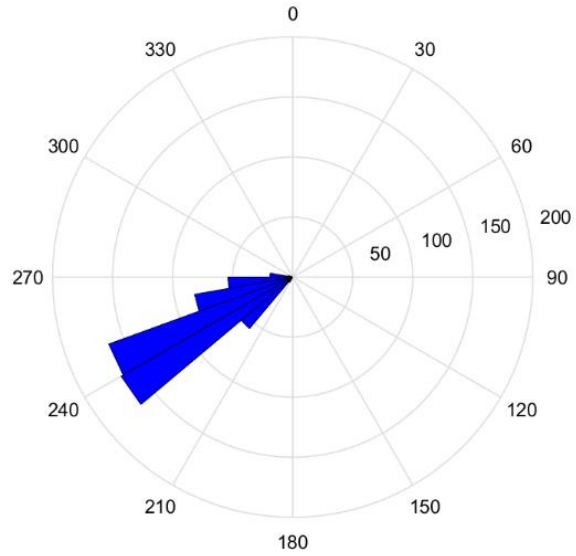


**Figura 23.** Distribución temporal de los eventos para los que se han marcado fases en el estudio de la banda de frecuencias de 3-7 Hz



Siguiendo los pasos del análisis realizado en la banda de 1.5-3 Hz, se ha llevado a cabo un estudio para estimar el *back-azimuth* de los eventos volcano-tectónicos en esta banda.

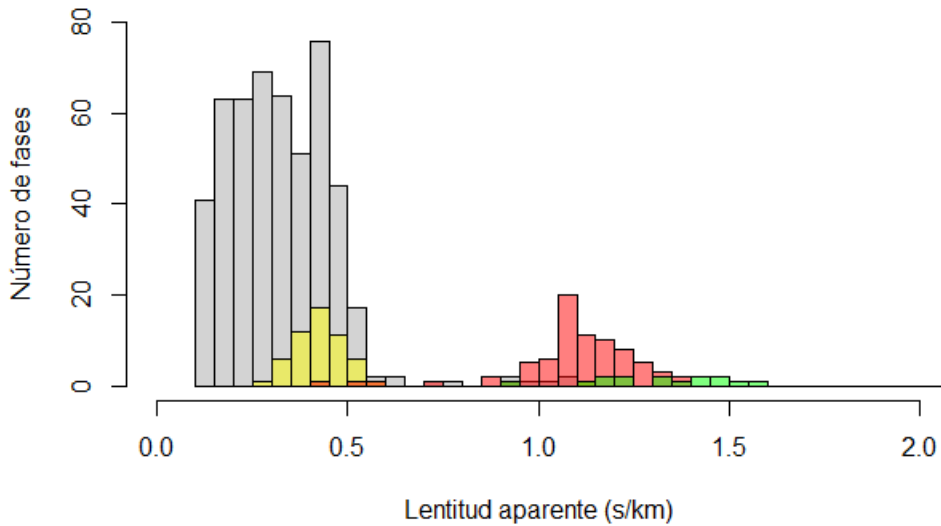
Los resultados (Figura 24) muestran que, en esta banda, el *back-azimuth* tiene un promedio de  $240^\circ \pm 10^\circ$  N. Este *back-azimuth* coincide con la dirección del volcán ( $230^\circ$  N), lo que refuerza la hipótesis de que este grupo de eventos tiene origen volcánico.



**Figura 24.** Histograma del *back-azimuth* de las fases marcadas en la banda de 3-7 Hz.

En cuanto al estudio de las lentitudes aparentes de las diferentes fases observadas (Figura 25), los resultados muestran que en la gran mayoría de eventos tan solo se puede apreciar la primera fase, mientras que, solamente en casos excepcionales se observa la tercera. Sin embargo, en algunos eventos se ha observado que en la primera fase se pueden diferenciar una nueva fase, siendo la primera de éstas más rápida y que se ha denominado primera fase, como en el resto de los casos, y la segunda, más lenta, que se ha denominado como fase 1.1.

**Lentitud aparente de las fases de eventos VT (Banda 3-7 Hz)**



**Figura 25.** Lentitud aparente de las fases marcadas en la banda de 3-7Hz. Se muestran las primeras fases en gris, la fase 1.1 en amarillo, las segundas en rojo y las terceras en verde.

Analizando los resultados, se ha observado que la primera llegada, que es la más rápida y para la que mayores correlaciones se obtienen en esta banda de frecuencias, se propaga a través del *array* con una lentitud aparente en un amplio rango que va desde 0.1 s/km a 0.5 s/km con un promedio de  $0.3 \pm 0.2$  s/km. Sin embargo, parecen observarse dos picos en las lentitudes aparentes, uno entre 0.25 y 0.30 s/km y otro entre 0.40 y 0.45 s/km. En algunos casos, se ha marcado una nueva fase de la primera llegada (fase 1.1), con una lentitud aparente con un promedio de  $0.4 \pm 0.1$  s/km, que se corresponde con el segundo

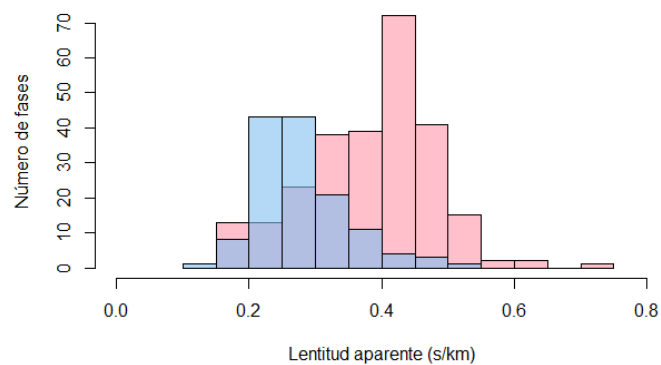
pico observado en las primeras fases. Esto podría indicar que en muchos de los casos en los que se ha marcado una primera fase con una lentitud aparente de aproximadamente 0.4 s/km, existe una llegada previa que no se ha podido observar. Sin embargo, no se ha encontrado ninguna característica distintiva que permita diferenciar estos eventos de aquellos en los que no aparece esta doble fase. Por lo tanto, es posible que la detección de este fenómeno se haya producido únicamente en eventos en los que se hayan dado condiciones óptimas para su registro.

A continuación, se encuentra la segunda fase, que llega con una lentitud aparente media de  $1.1 \pm 0.2$  s/km, similar a la obtenida en la banda de 1.5-3 Hz. Sin embargo, esta fase se ha marcado mucho menos en comparación con la banda anterior y solo se ha podido detectar en casos concretos. En algunos casos aislados, se ha observado una tercera fase, pero debido a su escasa aparición, no ha sido posible obtener promedios representativos de su lentitud aparente. En la mayoría de los casos, después de la primera fase, se pierde la coherencia, lo que dificulta el marcado de las fases restantes, ya que la frecuencia de los eventos decae rápidamente y, por lo tanto, las frecuencias quedan por debajo del límite inferior de la banda seleccionada.

Al igual que en el análisis de la banda de frecuencias anterior, se ha detectado que los eventos con frecuencias altas se propagan con una lentitud aparente inferior a aquellos eventos con frecuencias más bajas. Los resultados obtenidos para la estimación de la lentitud aparente de eventos cuyas frecuencias no superan los 15 Hz y aquellos que las superan o igualan, se muestran por separado para demostrar este comportamiento (Figura 26).

Los resultados obtenidos indican que las primeras fases en los eventos que no superan los 15 Hz viajan con una lentitud aparente promedio de  $0.39 \pm 0.09$  s/km, encontrándose el pico máximo de número de fases entre 0.40 y 0.45 s/km, mientras que las primeras fases de los eventos que superan o igualan los 15 Hz se propagan con una lentitud aparente media de  $0.28 \pm 0.07$  s/km, con el pico máximo de fases entre 0.2 y 0.3 s/km. En esta banda de frecuencias, se aprecia de manera más clara esta diferencia entre los dos grupos de eventos, ya que al ser un fenómeno que se produce en la primera fase, esta banda es más propicia para su estudio. Comparando estos resultados con los obtenidos en el estudio de la banda anterior, se puede comprobar que las lentitudes aparentes son más bajas en esta banda de frecuencias para ambos grupos.

Lentitud aparente de las primeras fases de VTs (Banda 1.5-3 Hz)



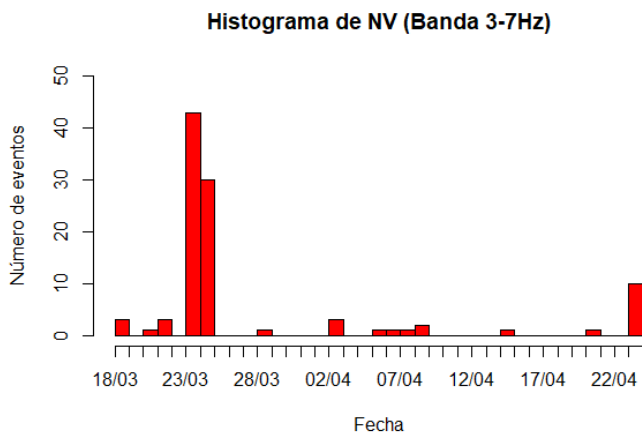
**Figura 26.** Lentitudes aparentes de las primeras llegadas de eventos con frecuencias inferiores a 15 Hz en rosa y superiores o iguales a 15 Hz en azul.

El hecho de que las primeras fases de los eventos con frecuencias iguales o superiores a 15 Hz tengan una lentitud aparente más baja que las fases de los eventos con frecuencias

por debajo de 15 Hz, indica que estos eventos se producen a mayor distancia o a mayor profundidad.

### Eventos que no provienen del volcán (NV)

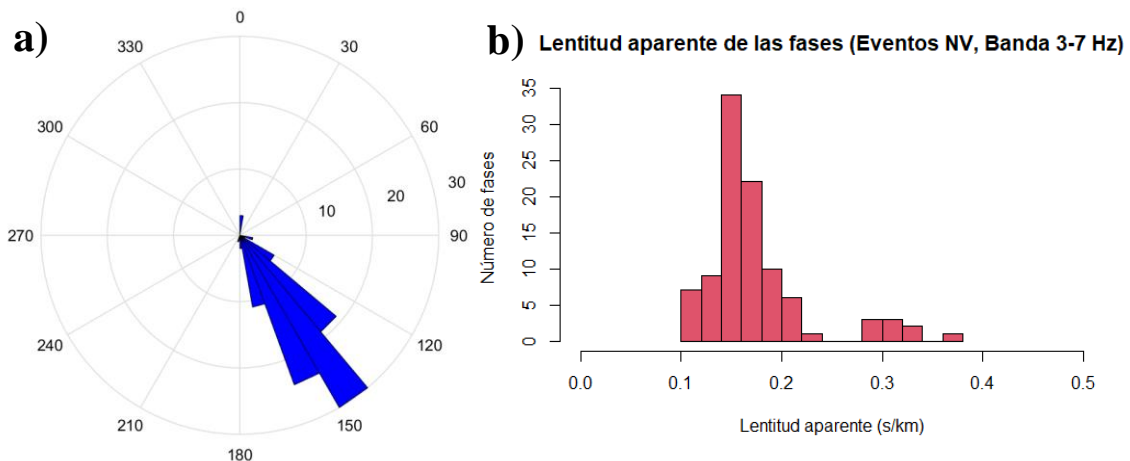
Al igual que para la banda anterior, se han considerado eventos que no provienen del volcán aquellos eventos cuyo *back-azimuth* se encuentra fuera del rango de 200 a 300°N. Durante el periodo de estudio, se han detectado un total de 98 eventos de este tipo, en los cuales se ha logrado marcar 98 fases, ya que para este tipo de eventos solo se han podido marcar las primeras llegadas.



La distribución temporal de estos eventos durante el periodo de estudio se muestra en la Figura 27. Al observar el gráfico, se puede apreciar que estos eventos se concentran principalmente en los días 24 y 25 de marzo y, en menor medida, el 24 de abril. Estos resultados coinciden con los obtenidos en el análisis de la banda de 1.5-3 Hz.

**Figura 27.** Distribución temporal de los eventos para los que se han podido marcar fases en el estudio de eventos NV en la banda de frecuencias de 3-7 Hz.

Los *back-azimuths* obtenidos se muestran en la Figura 28a, siendo el promedio resultante de  $140^\circ \pm 30^\circ$  N.



**Figura 28.** a) *Back-azimuth* de las fases marcadas para los eventos NV en la banda de 3-7Hz. b) Lentitud aparente de las fases marcadas para los mismos eventos.

Para los eventos NV solo ha sido posible marcar la primera fase, ya que no se ha observado coherencia en las fases posteriores, al igual que en la banda de 1.5-3 Hz.

Los resultados muestran que esta primera fase se propaga con una lentitud aparente que principalmente se encuentra entre 0.1 y 0.2 s/km, con el pico máximo entre 0.14 y 0.16 s/km, aunque se han observado algunas fases con lentitudes aparentes alrededor de

los 0.3 s/km. El promedio de todas las fases es de  $0.18 \pm 0.05$  s/km (Figura 28b). Por lo tanto, estas lentitudes son considerablemente más bajas que las obtenidas para los eventos VT, e incluso son inferiores a las de los eventos VT que superan los 15 Hz. Esta diferencia en la lentitud aparente indica que estos eventos se producen a una mayor distancia del *array* o a una mayor profundidad que los eventos volcánico-tectónicos.

Nuevamente, se ha realizado la separación entre los eventos que superan los 15 Hz de frecuencia y aquellos que no lo hacen. Se ha estudiado si existen diferencias en las lentitudes aparentes de estos dos grupos, pero no se ha observado una diferencia significativa entre ellos. En este caso, no se pueden considerar como dos grupos de eventos diferentes en términos de sus lentitudes aparentes.

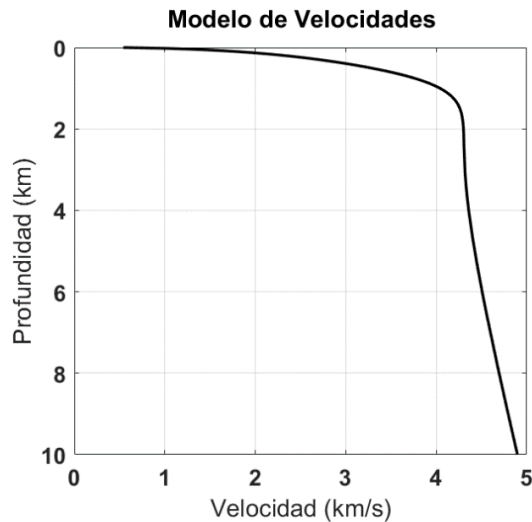
### 4.1.3. Localización

Los métodos de *array* proporcionan información sobre la lentitud aparente y el *back-azimuth* hacia la fuente de las señales en función del tiempo. Sin embargo, para obtener una localización más precisa en términos de distancia y profundidad de la fuente, es necesario recurrir a métodos indirectos. En el caso de un solo *array*, como en este estudio, se requiere conocer la estructura de velocidades de la zona de estudio (Almendros, 1999).

A partir de la lentitud aparente obtenida, se puede realizar el trazado inverso del rayo para determinar la trayectoria seguida por las ondas sísmicas. Sin embargo, se necesita otro dato para determinar la distancia y la profundidad. En el caso de terremotos tectónicos, se puede utilizar la diferencia S-P (Ibáñez et al., 1997).

En el contexto de volcanes activos, los eventos sísmo-volcánicos suelen originarse en los conductos por los cuales asciende el magma. Se puede asumir que aquellos eventos provenientes de la dirección del cráter tienen su origen en algún punto bajo el volcán. Bajo esta suposición, se fija la distancia, lo que permite calcular la profundidad de la fuente (Chouet et al., 1997).

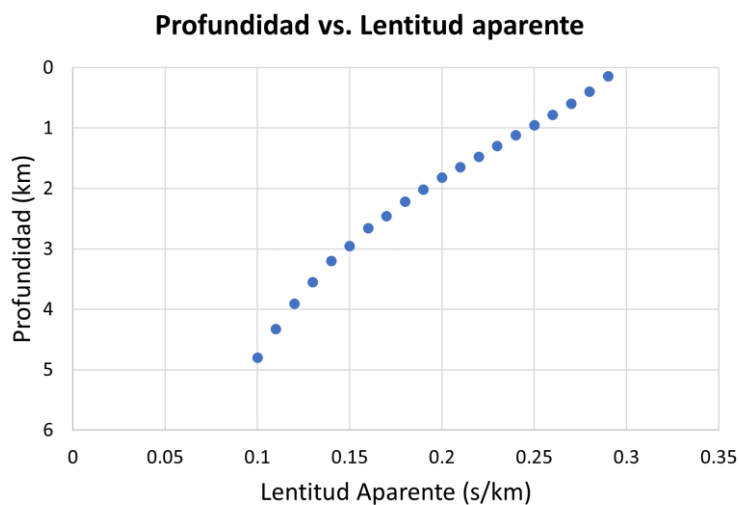
Lo ideal para realizar la localización de la manera más precisa posible, sería tener un conocimiento detallado de la estructura bajo el *array*, pero hasta el momento no existe ningún modelo con la suficiente resolución para esta zona, ya que el modelo más reciente para esta zona desarrollado por D'Auria et al. (2022), mediante tomografía sísmica, tiene una resolución en profundidad de 700 m, lo que es insuficiente para el estudio de las capas más superficiales. Al no existir un modelo con mayor resolución para las capas superficiales, se ha utilizado el modelo de Lesage et al. (2018), que propone un modelo genérico superficial de estructura de velocidades para los primeros 500 metros de profundidad, teniendo en cuenta numerosos modelos existentes para distintos volcanes. Por lo tanto, para realizar la localización de los terremotos se ha usado el modelo de Lesage et al. (2018) para los primeros 500 metros y el de D'Auria et al. (2022) para profundidades mayores. Para combinar estos dos modelos, se ha realizado un ajuste de los resultados de ambos estudios y se ha obtenido el modelo de velocidades que se muestra en la Figura 29.



**Figura 29.** Modelo de velocidades utilizado para la localización de los terremotos.

El cálculo del trazado inverso de rayos se ha realizado utilizando el programa *raytratsp*. Este programa utiliza el modelo de velocidades definido para realizar la inversión del trazado de los rayos sísmicos y los parámetros obtenidos del análisis del evento en cuestión, es decir, la lentitud aparente, el *back-azimuth* y el tiempo S-P. Como resultado, el programa proporciona la distancia y la profundidad estimadas de la fuente.

Para realizar la localización se ha intentado medir el tiempo S-P en una gran cantidad de eventos. Sin embargo, no ha sido posible marcar bien las fases, en especial la llegada de la onda S, que no se ha apreciado claramente en ninguno de los casos estudiados. Por lo tanto, ante la imposibilidad de medir el tiempo S-P, se ha supuesto que los eventos ocurren bajo el volcán, con el fin de obtener la profundidad a la que se producen estos eventos en dicho supuesto. Por este motivo, se ha fijado la distancia del *array* al cráter del volcán en 2150 metros. Asumiendo esto, se han obtenido los resultados que se muestran en la Figura 30 y en la Tabla 2 para las profundidades de los eventos según su lentitud aparente.



**Figura 30.** Representación gráfica de las profundidades obtenidas para diferentes lentitudes aparentes suponiendo que los terremotos se producen bajo el volcán.

<b>Lentitud Aparente (s/km)</b>	<b>Profundidad (km)</b>
0.10	4.801
0.15	2.953
0.20	1.819
0.25	0.954
0.29	0.143

**Tabla 2.** Valores resultantes de la profundidad para distintas lentitudes aparentes.

Observando los resultados y comparándolos con los picos máximos que se han obtenido durante el apartado anterior para las primeras fases de los eventos volcano-tectónicos y que se resumen en la Tabla 3, se puede comprobar que solo se puede hacer una estimación para la profundidad del pico máximo de los eventos de altas frecuencias medidos en la banda de 3-7 Hz.

<b>Banda de Frecuencia</b>	<b>Eventos</b>	<b>Lentitud Aparente (s/km)</b>
<b>1.5-3 Hz</b>	Altas frecuencias	0.30-0.45
<b>1.5-3 Hz</b>	Bajas frecuencias	0.40-0.45
<b>3-7 Hz</b>	Altas frecuencias	0.20-0.30
<b>3-7 Hz</b>	Bajas frecuencias	0.40-0.45

**Tabla 3.** Resumen de las lentitudes aparentes obtenidas para cada grupo de eventos volcano-tectónicos.

Las profundidades obtenidas para el pico máximo de la lentitud aparente de la primera fase de los eventos volcano-tectónicos de altas frecuencias medidos en la banda de 3-7 Hz se encuentran en el rango de 1.8 km de profundidad hasta la superficie, por lo que se pueden considerar como eventos superficiales.

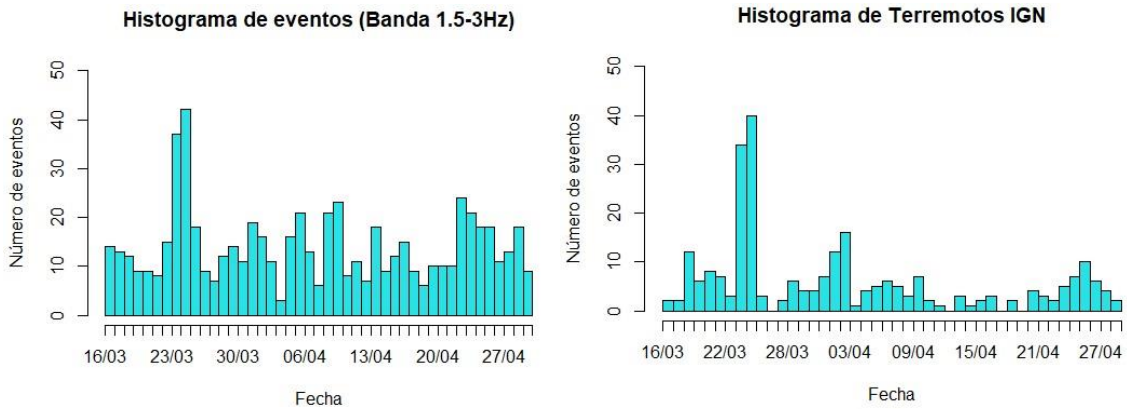
El hecho de que no se hayan podido obtener valores para el resto de eventos, puede deberse en gran medida a la falta de un modelo de velocidades preciso, ya que se ha hecho uso de un modelo genérico y de un modelo tomográfico con una resolución insuficiente para realizar este tipo de estudios. Otra causa podría ser la que se ha comentado durante el estudio de las primeras llegadas de los eventos VT en la banda de 3-7 Hz donde, en algunos casos, se ha observado la existencia de dos fases en la primera llegada. Es posible que en aquellos eventos cuyas primeras fases tienen una lentitud aparente similar a la de la fase 1.1 no haya sido posible detectar la primera fase, para la que si se obtendría una solución en la localización.

Por otro lado, se han consultado los terremotos registrados por el Instituto Geográfico Nacional (Instituto Geográfico Nacional, s.f.) con el fin de comprobar si los resultados obtenidos en este estudio coinciden con los que ha registrado el IGN y de obtener información extra sobre los eventos registrados.

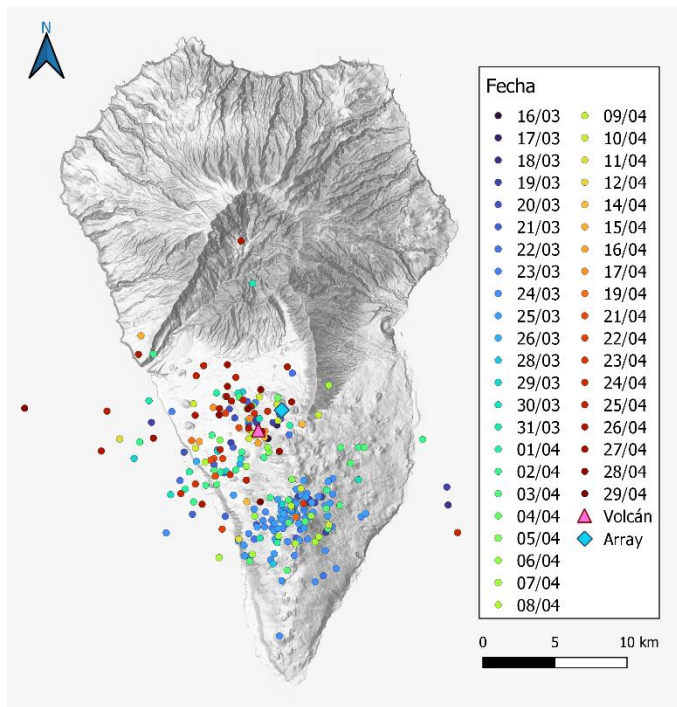
Durante el periodo de estudio el IGN ha registrado 256 eventos con una distribución temporal que se muestra en la Figura 31b. En esta figura se muestra una comparativa de la distribución temporal de los eventos registrados en este estudio y de los registrados por el IGN. En ella, se puede comprobar que el pico observado los días 24 y 25 de marzo relacionado con los terremotos que no provienen del volcán, es prácticamente idéntico en los dos casos, mientras que en el resto de los días se observa un número bastante inferior de eventos. Esto podría deberse a que estos terremotos no registrados por el IGN sean



eventos relacionados con el volcán de poca intensidad y en los que no se pueden observar la llegada de las ondas S, como se ha comprobado y, por lo tanto, no hayan podido ser localizado por el IGN, siendo esta una de las ventajas de la utilización de las técnicas de *array*, ya que, aunque no pueden localizar concretamente los eventos, sí se puede conocer la dirección de la que provienen y su lentitud aparente.



**Figura 31.** (Izquierda) Distribución temporal de los eventos para los que se han marcado fases en el estudio de la banda de frecuencias de 1.5-3 Hz. (Derecha) Distribución temporal de los eventos marcados por el IGN.

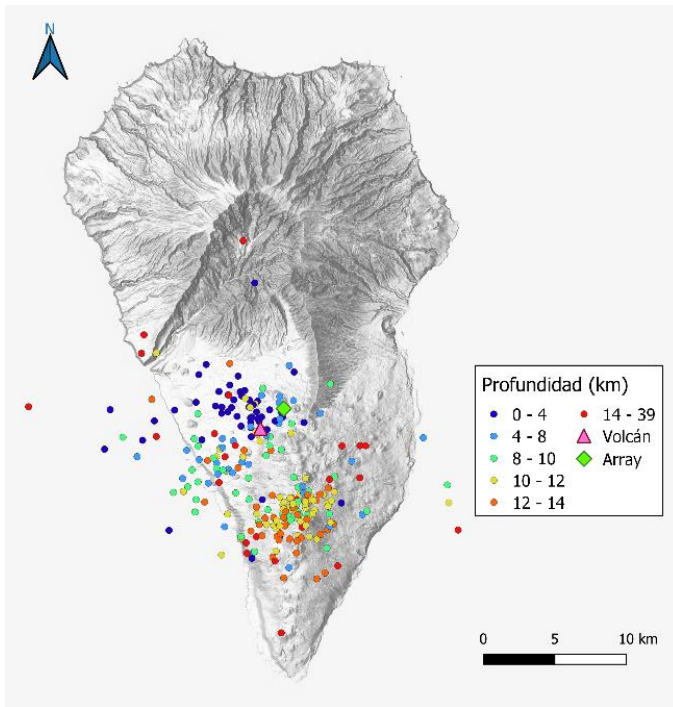


**Figura 32.** Localización de los eventos obtenida por el IGN. El color de cada evento marca la fecha en la se produjo, siendo los morados los más antiguos y los rojos los más recientes.

NV provienen de una distancia mayor que los eventos VT, de alrededor de unos 7 km de distancia.

La localización de los eventos realizada por el IGN (Figura 32) revela que existen dos zonas sísmicas. Una primera, que se encuentra en torno al volcán, donde los terremotos se distribuyen homogéneamente durante el periodo de estudio y una segunda zona más al sur, a unos 7 km de distancia del volcán, donde se concentran una gran cantidad de terremotos. Éstos se corresponden en su gran mayoría con los registrados durante los días 24 y 25 de marzo, es decir, con los eventos NV, que son consistentes con los *back-azimuths* obtenidos.

Por lo tanto, y como ya se había deducido por la diferencia de lentitudes aparentes, los eventos



**Figura 33.** Localización de los eventos obtenida por el IGN. El color marca la profundidad de cada evento, siendo los azules los más superficiales y los rojos los más profundos.

obtenido profundidades generalmente mayores a los 10 km, lo que vuelve a ser coherente con las lentitudes aparentes para este tipo de eventos.



**Figura 34.** (Arriba) Emisión de gases en el cráter del volcán. (Abajo) Lava caliente bajo la superficie en las cercanías del cráter. Ambas imágenes fueron tomadas en marzo de 2022. Fotos: Javier Almendros.

Por otro lado, para los eventos volcano-tectónicos se observa una distribución mucho más extensa, aunque el número de estos eventos registrados por IGN es mucho menor y, probablemente, los que no han sido detectados son los que se encuentran relacionados con la zona más próxima al volcán.

También se han consultado los resultados que han obtenido para la profundidad de los eventos (Figura 33), donde se ha observado que los eventos que se producen cerca del volcán tienen en su mayoría profundidades inferiores a 4 km, lo que es consecuente con los resultados obtenidos del trazado inverso de rayos. Para los eventos que no provienen del volcán, se han

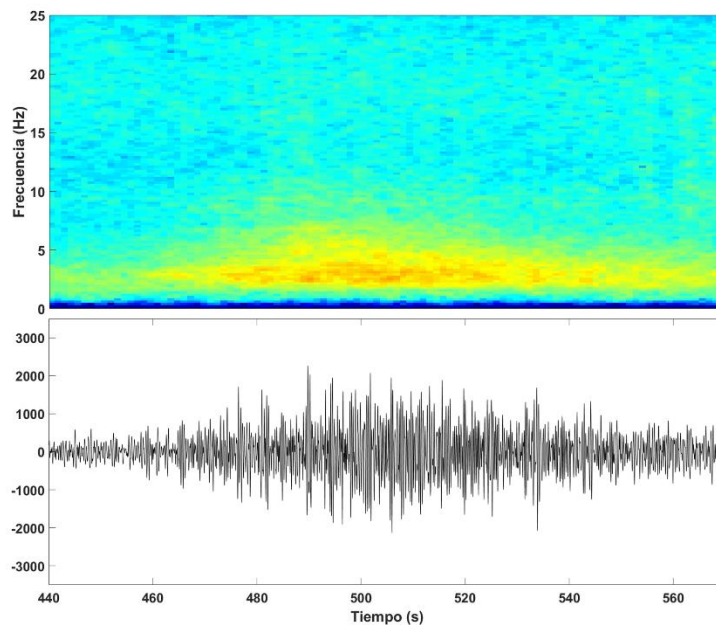
Como se ha discutido a lo largo del estudio, se ha observado un grado elevado de actividad sísmica relacionada con el volcán, a pesar de que la erupción finalizó tres meses antes del periodo de estudio. Sin embargo, esta actividad es coherente con las observaciones en la zona de estudio durante esos meses, donde se han podido observar derrumbes, emisión de gases, fumarolas y zonas con lava todavía caliente cerca del edificio del volcán (Figura 34), por lo que la hipótesis de que los eventos se producen bajo el volcán es una buena suposición en ausencia de más datos que faciliten la localización.

## 4.2. Sismicidad de Largo Periodo y Señales Continuas

Este grupo abarca tanto los eventos de largo periodo (LP) como las señales continuas que se han observado en el periodo de estudio.

### 4.2.1. Eventos LP

Durante el análisis de los registros se han identificado un total de 75 eventos LP, que se caracterizan por presentar un inicio emergente y una banda estrecha de frecuencias en bajas frecuencias (0-5 Hz) (Figura 35).



*Figura 35. Ejemplo de evento LP.*

Dado que estos eventos se encuentran en el rango de bajas frecuencias, se ha utilizado la banda de análisis de 1.5-3 Hz. Sin embargo, no se han obtenido resultados satisfactorios para los eventos LP estudiados, ya que, según los criterios establecidos en la sección anterior, la correlación es demasiado baja y no se observa estabilidad ni en la lentitud aparente ni en el *back-azimuth*. Esta falta de correlación en este tipo de señales puede deberse a su naturaleza emergente, la cual dificulta la detección de la onda P y, por tanto, la identificación precisa de estos eventos mediante el uso del *array*. Otra posible explicación para la falta de soluciones es que los eventos de este tipo que se han detectado sean muy cercanos, lo que impide aplicar la aproximación de frente de ondas plano asumida al utilizar el método de correlación cruzada promedio máxima.

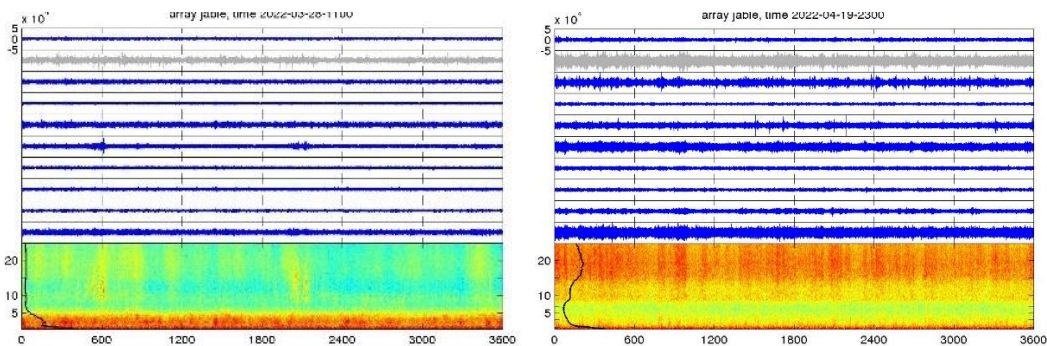
### 4.2.2. Señales continuas

Durante el análisis de los datos se han identificado tres señales continuas distintas. Las dos primeras señales (26-29 de marzo y 3-5 de abril) muestran un comportamiento



similar, en el que comienzan a producirse pequeños eventos LP y, con el paso del tiempo, aumenta el número de eventos progresivamente hasta que se vuelven indistinguibles unos de otros. Como resultado, se observa una contribución de energía prácticamente continua que se distribuye, principalmente, en la banda de frecuencia de 0-5 Hz, aunque en algunos momentos del episodio también se observan frecuencias más altas (Figura 36).

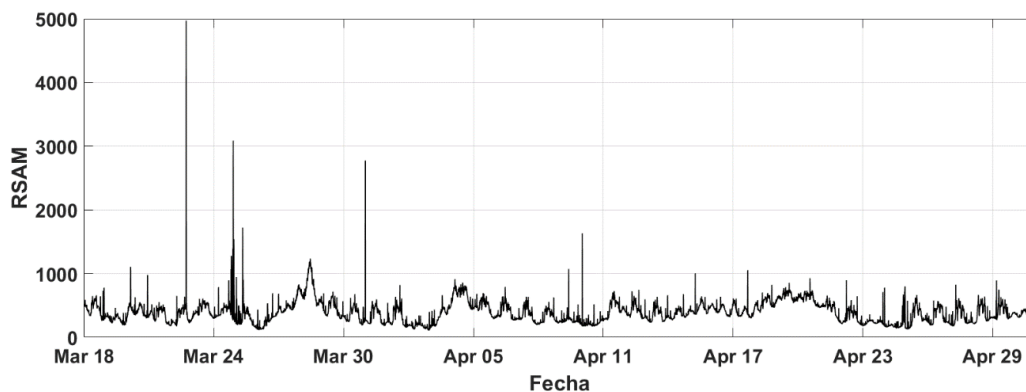
La tercera señal, que se produce entre los días 18 y 21 de abril, es totalmente diferente a las dos observadas anteriormente. Da comienzo con un pequeño aumento de la intensidad en bajas frecuencias, pero se caracteriza principalmente por un aumento significativo de intensidad en altas frecuencias, especialmente en frecuencias superiores a 15 Hz, que se mantiene de manera prácticamente constante hasta el día 21 (Figura 36).



**Figura 36.** Ejemplo de registro de los de los dos tipos de señales continuas. (Izquierda) Señal continua de bajas frecuencias. (Derecha) Señal continua de altas frecuencias.

Para el estudio de las señales continuas se ha utilizado el método RSAM (*Real-time Seismic Amplitude Measurement*), que significa medida de amplitud sísmica en tiempo real. Consiste en calcular el promedio de la amplitud sísmica en ventanas largas (de 1 a 10 minutos) en función del tiempo (Endo y Murray, 1991). Este método ha sido de gran ayuda para la predicción de las erupciones, por ejemplo, en el Pinatubo, St. Helens, Redout, etc. (Endo et al., 1996). Proporciona una manera rápida y automática de cuantificar la actividad sísmica en los volcanes y el ruido sísmico. Este método no se centra en identificar eventos, sino que su objetivo es el estudio de las señales continuas que se producen, por lo que es una herramienta ideal para caracterizar episodios de temblor.

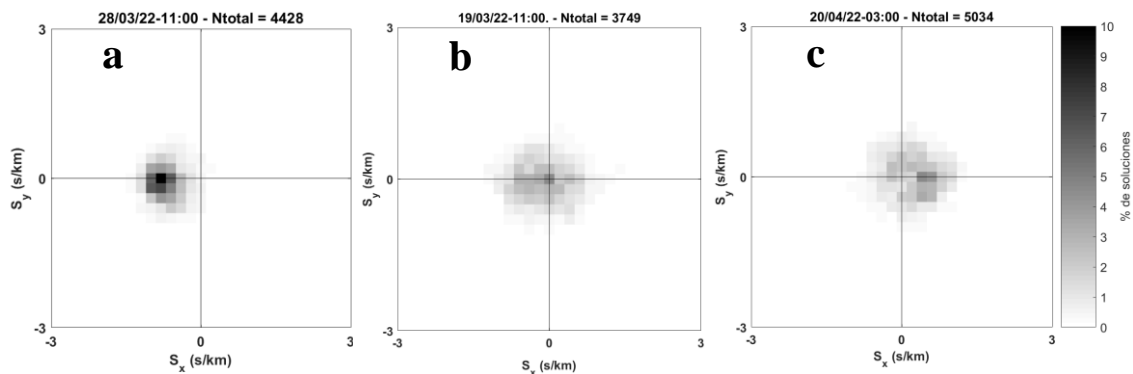
Para obtener el RSAM se han utilizado ventanas de 10 minutos, a las que se les ha calculado el promedio de la amplitud sísmica (Figura 37).



**Figura 37.** RSAM obtenido para el periodo estudiado.

Los resultados del RSAM muestran los momentos en los que el promedio de la amplitud de la señal es más alto. Los picos espontáneos pueden deberse a que se produzcan terremotos de gran amplitud o incluso más de uno durante esa ventana, lo que provoca que el pico en el RSAM no se extienda en el tiempo. Sin embargo, lo que es de interés en esta parte del estudio son los periodos en los que se observa un RSAM elevado durante un tiempo prolongado. Teniendo esto en cuenta, se han considerado tres picos en el RSAM: el primero, más claro y de mayor amplitud se produce durante los días 26, 27 y 28 de marzo; a continuación, se observa el siguiente pico durante los días 3, 4 y 5 de abril y, por último, se observa un pico más extendido en el tiempo, pero de menor amplitud entre los días 18 y 21 de abril.

Para averiguar el origen de estos picos en el RSAM y saber si están relacionados con el volcán o no, es fundamental conocer la dirección de donde provienen estos episodios de señales continuas. Para ello, se ha calculado el histograma en dos dimensiones de los vectores lentitud aparente de todas las soluciones obtenidas para cada hora de registro con una correlación superior a 0.6. Observando los gráficos resultantes, se aprecia que durante los dos primeros episodios la mayoría de las soluciones se encuentran con una dirección de  $270^{\circ}\text{N}$  y una lentitud aparente de aproximadamente  $1\text{ s/km}$  (Figura 38a); mientras que, cuando no se produce una señal continua, se observa que las soluciones se distribuyen de una manera mucho más homogénea y más centradas en el origen (Figura 38b). Por otro lado, para el tercer pico, se ha observado que las soluciones obtenidas para los vectores lentitud aparente parecen provenir en su mayoría de la dirección  $90\text{-}100^{\circ}\text{N}$  (Figura 38c).



**Figura 38.** Histogramas en dos dimensiones de las soluciones obtenidas para los vectores lentitud aparente con una correlación superior a 0.6. a) Durante una señal continua de bajas frecuencias. b) En ausencia de señales continuas. c) Durante la señal continua de altas frecuencias.  $N$  indica el número total de soluciones y la escala el porcentaje de esas soluciones que se encuentran en una posición determinada.

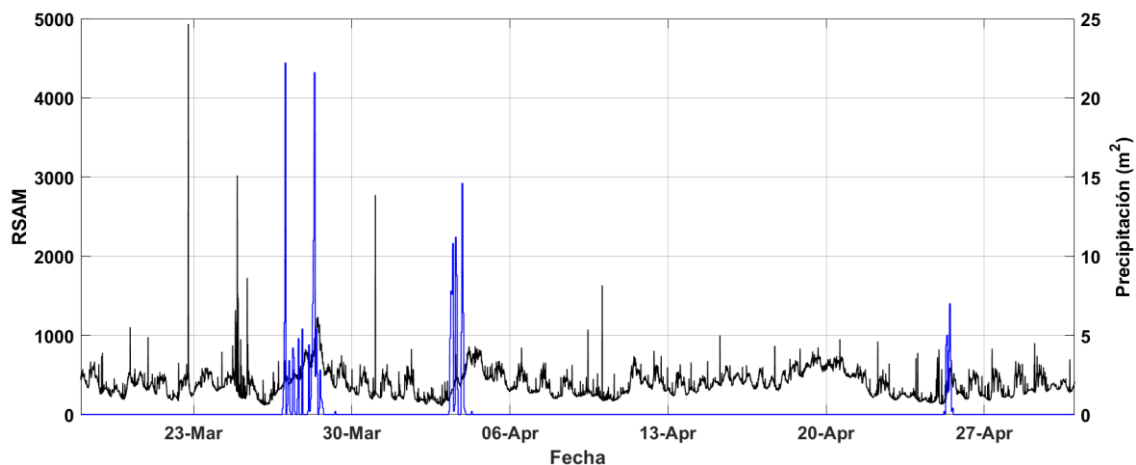
Aunque la dirección obtenida durante los dos primeros episodios no se corresponde exactamente con la del cráter del volcán ( $230^{\circ}\text{N}$ ), no se puede descartar que estos episodios tengan relación con el volcán, ya que esta dirección es en la que se encuentran las coladas de lava.

Suponiendo que estos episodios puedan estar relacionados con las coladas de lava y que, durante los meses posteriores a la erupción se difundieron numerosos vídeos que mostraban como emergían grandes cantidades de vapor de agua de las coladas del volcán durante los días en los que se producían lluvias sobre éstas, se ha decidido comprobar si las precipitaciones han podido tener algún tipo de relación con estos picos en el RSAM. Algunos estudios relacionan episodios de precipitaciones con un aumento de la actividad

sísmica, como Jiménez y García-Fernández (2000) o Hainzl et al. (2006) y otros directamente con la actividad volcánica como Rivet et al. (2015) o Schick (1988).

Con el fin de estudiar esta posible relación, se han obtenido los registros de las precipitaciones de una página web (*EL PASO-C.F. observación meteorológica*, s.f.) que obtiene los datos de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). En concreto, se han utilizado los registros de la estación meteorológica “El Paso-C.F.”, que presenta datos horarios de las precipitaciones en  $l/m^2$ .

Los datos obtenidos para las precipitaciones se han superpuesto a los registros del RSAM en la Figura 39 para comprobar si existe alguna relación.



**Figura 39.** Comparativa de la serie temporal del RSAM en negro y la serie temporal de precipitaciones en azul.

En la gráfica se puede apreciar que los dos primeros picos observados en el RSAM (26-28 de marzo y 3-5 de abril) coinciden con los episodios de precipitaciones, por lo que estas señales podrían estar relacionadas con las precipitaciones. Sin embargo, para el tercer pico no se encuentra ningún tipo de correlación con la lluvia.

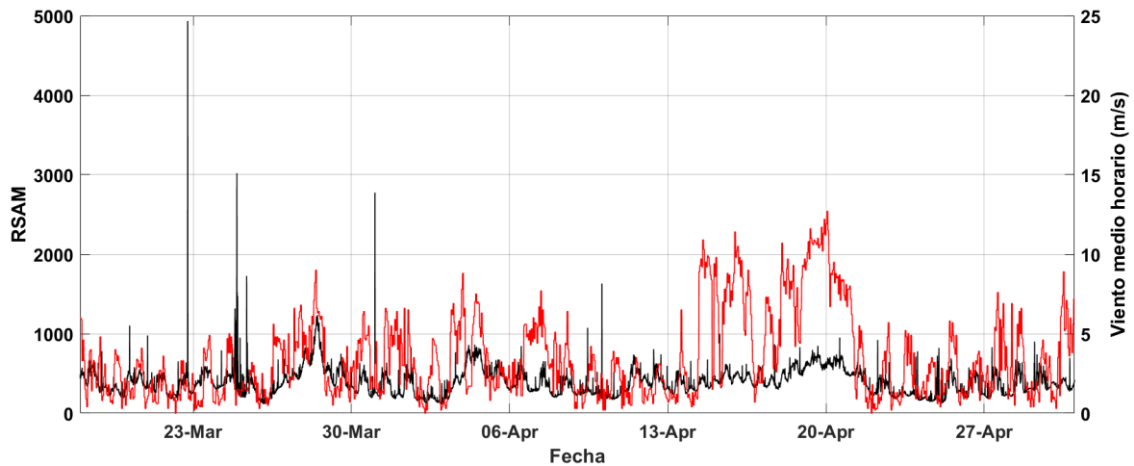
Una posible explicación para los casos en los que sí existe relación puede ser que la filtración del agua de lluvia hasta las zonas calientes superficiales en las coladas de lava y su interacción con éstas podría provocar el aumento observado en el ruido sísmico.

Al ser estas señales continuas de frecuencias bajas y tener relación con el volcán, podemos considerarlas como episodios de tremor.

Por otro lado, para el tercer pico del RSAM, se ha observado que las soluciones obtenidas para los vectores lentitud aparente parecen provenir en su mayoría de la dirección  $90-100^\circ N$ . Este hecho parece indicar que esta señal no tiene relación con el volcán. Para intentar buscar el origen de esta señal se ha estudiado si existe relación entre este pico del RSAM y la intensidad del viento.

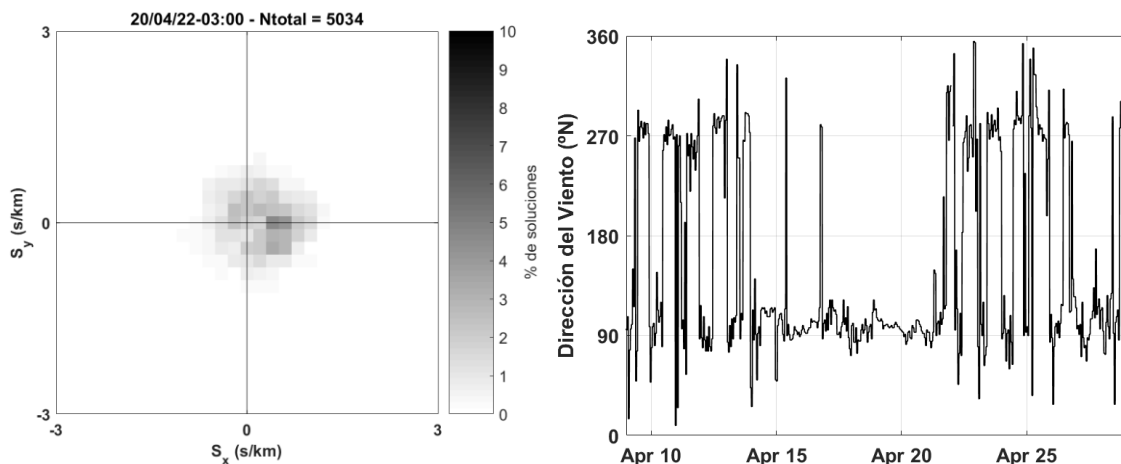
Los datos de viento se han obtenido de la misma fuente y para la misma estación que los datos de las precipitaciones (*EL PASO-C.F. observación meteorológica*, s.f.). Se han tomado los datos del viento medio de cada hora. Los resultados obtenidos de la comparación de la serie temporal del RSAM y del viento medio horario se muestran en la Figura 40.





**Figura 40.** Comparativa de la serie temporal del RSAM en negro y la serie temporal del viento medio en rojo.

Comparando las dos series, se puede comprobar que el pico para el que no se había encontrado ninguna relación con la lluvia coincide perfectamente con los vientos más fuertes registrados durante el periodo de estudio (18-21 de abril), lo que lleva a pensar que el viento podría ser la causa de esta señal continua. Para comprobar si realmente esta hipótesis puede ser cierta, se ha estudiado si la dirección de donde proviene la señal coincide con la dirección del viento registrada. Para ello, se ha comparado el histograma en dos dimensiones de las soluciones obtenidas para los vectores lentitud aparente con la dirección del viento registrada (Figura 41).



**Figura 41.** (Izquierda) Histogramas en dos dimensiones de las soluciones obtenidas para los vectores lentitud aparente con una correlación superior a 0.6 durante el tercer episodio de RSAM elevado. (Derecha) Serie temporal de la dirección del viento.

Se observa que la dirección del viento, es decir, de donde viene, se estabiliza claramente alrededor de los 90-100°N durante las fechas en las que se ha observado el aumento del RSAM. Esta dirección coincide exactamente con la dirección de la que proviene la señal registrada.

La coincidencia tanto en el tiempo como en la dirección de la señal parece indicar que el aumento del RSAM observado durante este periodo podría deberse a los fuertes vientos anormalmente altos registrados durante estos días.

## 5. Conclusiones

En este estudio se ha llegado a las siguientes conclusiones:

1. La aplicación del método de la correlación cruzada de retraso cero y el posterior marcado de las fases han permitido separar claramente los terremotos registrados en dos grupos: eventos volcano-tectónicos (VT), con un *back-azimuth* de 200-300°N y eventos que no provienen del volcán (NV), con un *back-azimuth* fuera del rango anterior. Los eventos VT muestran características consistentes con un origen volcánico, mientras que los eventos NV presentan diferencias significativas en términos de *back-azimuth* y lentitud aparente, indicando un origen distinto al de la zona de eruptiva.
2. El análisis en las distintas bandas de frecuencia ha proporcionado los siguientes resultados:
  - En la banda de frecuencia de 1.5-3 Hz, para los eventos VT se han podido marcar tres fases diferentes en la lentitud aparente que presentan valores en los rangos de 0.40-0.45 s/km, 0.95-1.00 s/km y 1.25-1.30 s/km. El *back-azimuth* obtenido ha sido de 250°N, lo que coincide aproximadamente con la dirección del volcán. También se ha observado que aquellos eventos que superan los 15 Hz se propagan en un rango de lentitudes aparentes más bajo que los eventos que no llegan a los 15 Hz. Para los eventos NV solo se ha registrado una fase en la lentitud aparente con un promedio de 0.22 s/km, siendo muy inferior al obtenido para la primera fase de los eventos VT. El *back-azimuth* resultante ha sido de 150°N. Este tipo de eventos se han producido en su gran mayoría durante los días 24 y 25 de mayo.
  - En el estudio de la banda de frecuencia de 3-7 Hz, los terremotos VT muestran un *back-azimuth* promedio cercano a 240°N, coincidiendo con la dirección del volcán. Las lentitudes aparentes de las primeras fases mostraron una amplia variabilidad, con dos picos distintos en 0.25-0.30 s/km y en 0.40-0.45 s/km. La segunda fase se detectó en casos específicos, y la tercera fase se observó en casos aislados. En algunos casos, se ha marcado una nueva fase de la primera llegada, con una lentitud aparente con un promedio de  $0.4 \pm 0.1$  s/km, que coincide con el segundo pico observado en las primeras fases. Al igual que en la banda anterior, se ha encontrado que los eventos con bandas de frecuencias altas (por encima de 15 Hz) presentan lentitudes aparentes más bajas, alrededor de 0.25 s/km mientras que para los eventos con bajas frecuencias la lentitud aparente se encuentra en torno a 0.40-0.45 s/km. Lo que indica que los eventos que tienen altas frecuencias son más profundos o se producen a distancias mayores. En cuanto a los eventos NV, los *back-azimuths* obtenidos indican que estos eventos provienen del sureste del array (140°N). Las lentitudes aparentes de las primeras fases se encuentran en torno a 0.15 s/km, por lo que son considerablemente más bajas que las de los eventos volcano-tectónicos, lo que sugiere una mayor distancia o profundidad en su origen.

3. Mediante el trazado inverso de los rayos y un modelo de velocidad adaptado se han podido obtener resultados para las profundidades de los eventos VT de altas frecuencias suponiendo que estos eventos se producen bajo el cráter del volcán, encontrándose que producen en el rango de 1.8 km de profundidad hasta la superficie coincidiendo con las profundidades estimadas por el IGN para los eventos que se producen cerca del volcán.
4. En el análisis de la sismicidad de largo periodo (LP) no se han obtenido resultados satisfactorios en su identificación y caracterización debido a la baja correlación y la falta de estabilidad. En cuanto a las señales continuas, se han identificado tres periodos distintos. Dos de ellos muestran un aumento progresivo en el número de eventos LP y una contribución continua de energía en la banda de frecuencia de 0-5 Hz. La tercera señal se caracteriza por un aumento significativo de intensidad en altas frecuencias. Se ha encontrado una correlación entre los picos del RSAM y los episodios de precipitaciones para los dos primeros picos y con los vientos más fuertes registrados para el tercer pico. Las dos señales continuas de bajas frecuencias para las que se ha encontrado relación pueden considerarse como episodios de temblor relacionados con el volcán.

En general, se ha observado mucha actividad sísmica relacionada con el volcán durante este periodo, coincidiendo con las observaciones en la zona de estudio durante esos meses, donde se han podido observar derrumbes, emisión de gases, fumarolas y zonas con lava todavía caliente cerca del edificio del volcán.

Este trabajo debería ampliarse para los meses posteriores, lo que resultaría de gran interés para caracterizar la distribución de la actividad sísmica registrada.

Para conseguir mejores resultados, sería interesante contar con un segundo *array*, lo que permitiría obtener una localización espacial para los eventos registrados. También se podría mejorar la localización con un modelo de velocidades con mayor resolución para esta zona.

Otro punto en el que sería interesante seguir trabajando, es en el estudio de la posible relación entre los temblores y las precipitaciones, siendo necesarios más casos de estudio para poder determinar si realmente existe una relación entre ellos.

## Referencias

- Abril, M. A. (2007). *Evolución, diseño y desarrollo de antenas sísmicas. Las antenas del Gran Sasso, del Vesubio y las nuevas antenas sísmicas portátiles del Instituto Andaluz de Geofísica. Aplicación a zonas tectónicas y volcánicas*. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Almendros González, F. J. (1999). *Análisis de señales simo-volcánicas mediante técnicas de array*. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., & Del Pezzo, E. (1999b). Array analysis using circular-wave-front geometry: an application to locate the nearby seismo-volcanic source. *Geophysical Journal International*, 136(1), 159-170.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Alguacil, G., Morales, J., Del Pezzo, E., La Rocca, M., ... & Blanco, M. J. (2000). A double seismic antenna experiment at Teide volcano: existence of local seismicity and lack of evidences of volcanic tremor. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 439-462.
- Almendros, J., Ibáñez, J. M., Carmona, E., & Zandomenighi, D. (2007). Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160(3-4), 285-299.
- Almendros, J., Abella, R., Mora, M. M., & Lesage, P. (2014). Array analysis of the seismic wavefield of long-period events and volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5536-5559.
- Belart, J., & Pinel, V. (2022). Pléiades co-and post-eruption survey in Cumbre Vieja volcano, La Palma, Spain (version 1), [Data Set]. *Zenodo, Geneve, Switzerland*.
- Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., de La Nuez, J., & Torrado, F. P. (2001). Geology and volcanology of la Palma and el Hierro, western Canaries. *Estudios Geológicos-Madrid*, 57, 175-273.
- Carracedo, J. C., Day, S. J., Guillou, H., & Gravestock, P. (1999). Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *Geological Society of America Bulletin*, 111(5), 755-768.
- Chouet, B., Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., De Luca, G., Milana, G., & Scarpa, R. (1997). Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli Volcano, Italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15129-15150.
- Chouet, B. (2003). Volcano seismology. *Pure and applied geophysics*, 160, 739-788.
- D'Auria, L., Koulakov, I., Prudencio, J., Cabrera-Pérez, I., Ibáñez, J. M., Barrancos, J., ... & Pérez, N. M. (2022). Rapid magma ascent beneath La Palma revealed by seismic tomography. *Scientific Reports*, 12(1), 17654.

- Del Fresno, C., Cesca, S., Klügel, A., Domínguez Cerdeña, I., Díaz-Suárez, E. A., Dahm, T., ... & López, C. (2023). Magmatic plumbing and dynamic evolution of the 2021 La Palma eruption. *Nature Communications*, *14*(1), 358.
- Di Lieto, B., Saccorotti, G., Zuccarello, L., Rocca, M. L., & Scarpa, R. (2007). Continuous tracking of volcanic tremor at Mount Etna, Italy. *Geophysical Journal International*, *169*(2), 699-705.
- EL PASO-C.F. *observación meteorológica*. (s.f.). X-Y.es. Consultado el 1 de mayo de 2023 en <https://x-y.es/aemet/est-C126A-el-paso-c-f>
- Endo, E. T., & Murray, T. (1991). Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool. *Bulletin of Volcanology*, *53*, 533-545.
- Endo, E. T., Murray, T. L., & Power, J. A. (1996). A comparison of preeruption real-time seismic amplitude measurements for eruptions at Mount St. Helens, Redoubt Volcano, Mount Spurr, and Mount Pinatubo. *Fire and Mud*, 233-247.
- Frankel, A., Hough, S., Friberg, P., & Busby, R. (1991). Observations of Loma Prieta aftershocks from a dense array in Sunnyvale, California. *Bulletin of the seismological Society of America*, *81*(5), 1900-1922.
- Gobierno de Canarias. (s.f.). *PEVOLCA*. Consultado el 15 de abril de 2022 en <https://www.gobiernodecanarias.org/infovolcanlapalma/pevolca/>
- González Álvarez, I. N. (2016). *Study of wave propagation anomalies at deception island volcano by using numerical simulations and array techniques*. Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Granada.
- Hainzl, S., Kraft, T., Wassermann, J., Igel, H., & Schmedes, E. (2006). Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophysical Research Letters*, *33*(19).  
<https://x-y.es/aemet/est-C126A-el-paso-c-f>
- Ibáñez, J. M., Morales, J., Alguacil, G., Almendros, J., & Del Pezzo, E. (1997). Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica). *Geophysical Research Letters*, *24*(5), 531-534.
- Ibáñez, J. M., Pezzo, E. D., Almendros, J., La Rocca, M., Alguacil, G., Ortiz, R., & García, A. (2000). Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: Wave field analysis and source modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *105*(B6), 13905-13931.
- Instituto Geográfico Nacional. (s.f.). *Catálogo de terremotos*. Geoportal oficial del Instituto Geográfico Nacional de España. <https://doi.org/10.7419/162.03.2022>
- Inza, L. A., Métaixian, J. P., Mars, J. I., Bean, C. J., O'Brien, G. S., Macedo, O., & Zandomenighi, D. (2014). Analysis of dynamics of vulcanian activity of Ubinas volcano, using multicomponent seismic antennas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *270*, 35-52.

- Jiménez, M. J., & García-Fernández, M. (2000). Occurrence of shallow earthquakes following periods of intense rainfall in Tenerife, Canary Islands. *Journal of volcanology and geothermal research*, 103(1-4), 463-468.
- La Rocca, M., Saccorotti, G., Del Pezzo, E., & Ibanez, J. (2004). Probabilistic source location of explosion quakes at Stromboli volcano estimated with double array data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131(1-2), 123-142.
- Lesage, P., Heap, M. J., & Kushnir, A. (2018). A generic model for the shallow velocity structure of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 114-126.
- Martí, J., Becerril, L., & Rodríguez, A. (2022). How long-term hazard assessment may help to anticipate volcanic eruptions: The case of La Palma eruption 2021 (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 431, 107669.
- Matoza, R. S., & Roman, D. C. (2022). One hundred years of advances in volcano seismology and acoustics. *Bulletin of Volcanology*, 84(9), 86.
- Matsumoto, S., Shimizu, H., Matsushima, T., Uehira, K., Yamashita, Y., Nakamoto, M., ... & Chikura, H. (2013). Short-term spatial change in a volcanic tremor source during the 2011 Kirishima eruption. *Earth, Planets and Space*, 65, 323-329.
- McNutt, S. R. (2005). Volcanic seismology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 461-491.
- Palo, M., Ibáñez, J. M., Cisneros, M., Bretón, M., Del Pezzo, E., Ocaña, E., ... & Posadas, A. M. (2009). Analysis of the seismic wavefield properties of volcanic explosions at Volcan de Colima, Mexico: insights into the source mechanism. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1383-1398.
- Rivet, D., Brenguier, F., & Cappa, F. (2015). Improved detection of preeruptive seismic velocity drops at the Piton de La Fournaise volcano. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6332-6339.
- Romero, M. C. (1990). *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Tesis doctoral, Universidad de La Laguna.
- Scarpa, R., Tilling, R. I., & Chouet, B. A. (1996). New methods and future trends in seismological volcano monitoring. *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 23-97.
- Schick, R. (1988). Volcanic tremor-source mechanisms and correlation with eruptive activity. *Natural Hazards*, 1, 125-144.
- Takagi, N., Kaneshima, S., Kawakatsu, H., Yamamoto, M., Sudo, Y., Ohkura, T., ... & Mori, T. (2006). Apparent migration of tremor source synchronized with the change in the tremor amplitude observed at Aso volcano, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 154(3-4), 181-200.
- Torres-González, P. A., Luengo-Oroz, N., Lamolda, H., D'Alessandro, W., Albert, H., Iribarren, I., ... & Soler, V. (2020). Unrest signals after 46 years of quiescence at cumbre vieja, La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106757.



Troll, V. R., & Carracedo, J. C. (2016). *The geology of the Canary Islands*. Elsevier.

Wassermann, J. (2012). Volcano seismology. In *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)* (pp. 1-77). Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ.