



Universidad de Granada

TRABAJO FIN DE MÁSTER

**DIFERENCIACIÓN DE MECANISMOS DE
FUENTE DE EVENTOS DE LARGO
PERIODO EN ENTORNOS VOLCÁNICOS
MEDIANTE SIMULACIONES
NUMÉRICAS**

SAMUEL JORDE VIAR

TUTOR: Francisco Javier Almendros González

MÁSTER EN GEOFÍSICA Y METEOROLOGÍA
FEBRERO - 2023

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la cercanía y el apoyo de mi director, Javier Almendros, al que quiero agradecer el interés que ha mostrado en todo momento. Mencionar también a aquellos que han estado ahí durante todo el proceso, desde mis padres hasta mi novia Paula, sin olvidarme de los compañeros del máster, especialmente Ángel, Aitor y Vicente. Quiero agradecer también el apoyo y ayuda prestado por mi amigo Manuel.

RESUMEN

A lo largo de los años se han ido proponiendo distintos modelos para tratar de explicar el origen de los eventos de largo periodo en entornos volcánicos. Hasta hace poco se pensaba que estos eventos estaban asociados exclusivamente a un efecto de fuente, fundamentalmente a migraciones de fluidos o fenómenos de resonancias. Estudios recientes muestran la posibilidad de generar eventos de largo periodo asociados a efectos de camino provocados por una zona superficial de baja velocidad. Esto abre de nuevo el debate sobre la génesis de este tipo de señales sísmicas. En este estudio tratamos de comprobar, en primer lugar, si es posible generar eventos de largo periodo en dos tipologías de mecanismos diferentes utilizando simulaciones numéricas. Estos mecanismos están basados en modelos teóricos sobre los que se ha demostrado que pueden registrarse estos eventos. La primera tipología consiste en un conducto enterrado relleno de magma en el que se produce una fuente de presión acústica y, la segunda, en una fuente sísmica con un mecanismo explosivo en una estructura cortical con una capa superficial de baja velocidad. En segundo lugar, se han analizado los sismogramas y espectros sintéticos generados en estos modelos y en otros parecidos en los cuales se modifican parámetros puntuales. El fin de estas variaciones es identificar características distintivas que nos permitan diferenciar ambas tipologías contando únicamente con registros en superficie. Los resultados obtenidos nos permiten diferenciar ambos mecanismos, siendo la resonancia en el conducto y el efecto generado por la capa superficial las dos características clave para poder identificarlos. La longitud del conducto, además, va a marcar en gran medida la dificultad de la diferenciación. La comparación de los resultados de este estudio con eventos reales nos permitiría comprobar la viabilidad de la diferenciación que planteamos y aumentaría nuestra comprensión de los mecanismos de fuente de eventos de largo periodo.

ABSTRACT

Over the years, different models have been proposed to try to explain the origin of long-period events in volcanic environments. Until recently, it was thought that these events were exclusively associated with a source effect, mainly fluid migrations or resonance phenomena. Recent studies show the possibility of generating long-period events associated with path effects caused by a low-velocity surface zone. This reopens the debate on the genesis of this type of seismic signals. In this study we first try to test whether it is possible to generate long-period events in two different types of mechanisms using numerical simulations. These mechanisms are based on theoretical models on which it has been demonstrated that these events can be recorded. The first typology consists of a buried magma-filled conduit in which an acoustic pressure source is produced, and the second of a seismic source with an explosive mechanism in a cortical structure with a low-velocity surface layer. Secondly, the seismograms and synthetic spectra generated in these and similar models in which point parameters are modified have been analysed. The purpose of these variations is to identify distinctive characteristics that allow us to differentiate between the two typologies using only surface recordings. The results obtained allow us to differentiate both mechanisms, with the resonance in the conduit and the effect generated by the surface layer being the two key characteristics to be able to identify them. The length of the conduit, moreover, will largely determine the difficulty of the differentiation. Comparing the results of this study with real events would allow us to verify the feasibility of the differentiation we propose and would increase our understanding of the source mechanisms of long-period events.

ÍNDICE

1. <u>Introducción</u>	1
2. <u>Antecedentes</u>	4
3. <u>Objetivos</u>	6
4. <u>Metodología</u>	7
5. <u>Características de los modelos y la fuente</u>	9
6. <u>Resultados</u>	11
6.1. Modelo de conducto	12
6.1.1. Características del campo de ondas	12
6.1.2. Variación de la frecuencia dominante de la fuente	17
6.1.3. Variación de la profundidad del conducto	20
6.1.4. Variación de la longitud del conducto	23
6.2. Modelo de capas	26
6.2.1. Características del campo de ondas	26
6.2.2. Influencia de la capa superficial	32
6.2.3. Variación de la profundidad de la fuente	34
6.2.4. Variación de la frecuencia dominante de la fuente	38
6.3. Diferenciación de mecanismos de fuente	40
7. <u>Conclusiones</u>	43
8. <u>Referencias</u>	45
9. <u>Anexos</u>	47

1. INTRODUCCIÓN

La sismología volcánica es una disciplina con una importancia de primer orden en la monitorización de volcanes activos, el estudio de la estructura interna de las áreas volcánicas y en la predicción de erupciones. Desde el punto de vista de la sismología volcánica la idea fundamental en la predicción de erupciones es encontrar posibles señales precursoras, sin embargo, los ambientes volcánicos pueden tener dinámicas complejas (fracturación de rocas, movimientos de gas y líquido, interferencias entre distintos tipos de ondas en campo cercano, topografías abruptas, resonancias o, incluso, efectos de sitio). Como consecuencia se pueden generar una amplia gama de señales sísmicas. Por este motivo es importante conocer los procesos físicos que hay detrás de los distintos tipos de señales, porque entendiendo la relación entre ellos puede conocerse el estado actual del volcán y su evolución en el tiempo. De manera general, se pueden distinguir dos tipos principales de señales sísmicas volcánicas: los eventos volcano-tectónicos y los de largo periodo. Los eventos volcano-tectónicos tienen una gran relación con los terremotos tectónicos ya que están causados por un mecanismo de doble par (fractura frágil). Los eventos de largo periodo incluyen también al tremor volcánico y su origen aún no está claro, siendo objeto de debate desde su descubrimiento. Podrían incluirse tres tipos de eventos más: los eventos de muy largo periodo, que son eventos con un periodo superior a los 10 segundos; los híbridos, que se producen cuando ocurren de manera simultánea un evento volcano-tectónico y uno de largo periodo y, por último, los eventos producidos por agentes externos en una zona volcánica (flujos piroclásticos, avalanchas, lahares...). Estos últimos eventos presentan una larga duración (del orden de minutos), abarcan energía en una banda ancha de frecuencias y están compuestos mayoritariamente por ondas superficiales.

Los eventos volcano-tectónicos (Figura 1a) tienen un mecanismo de doble par (rotura frágil) similar a lo que ocurre en los terremotos tectónicos, pero no alcanzan magnitudes tan grandes como estos últimos. Pueden diferenciarse de los demás tipos de señales volcánicas porque en estos eventos se distingue la llegada de las ondas P y S (*Carmona et al. 2014*), sin embargo, en los demás tipos de señales no es posible distinguirlas. Los eventos volcano-tectónicos también son reconocibles por presentar un decaimiento exponencial de la amplitud con el tiempo en la forma de onda. Otra característica es que presentan su energía distribuida a lo largo de todo el ancho espectral (Figura 1a), a diferencia de los eventos de largo periodo y tremor. El espectro de estos eventos es plano a frecuencias bajas hasta que llega a lo que se denomina la frecuencia de esquina, a partir de la cual la amplitud decae con el aumento de la frecuencia. Además, esta frecuencia de esquina disminuye conforme aumenta la magnitud de los eventos, con lo que presentan un mayor nivel espectral pero con una menor frecuencia de esquina (Figura 1b). Esto explica porque los terremotos tectónicos de mayor magnitud presentan un registro frecuencial más bajo que terremotos más pequeños. Este tipo de eventos se produce por una fracturación del medio que puede generarse por un aumento de la presión interna, movimientos de magma o desestabilización del sistema de esfuerzos dentro de la propia cámara magmática. Suelen aparecer formando enjambres que permiten delimitar el área con comportamiento frágil.

En la sismicidad de largo periodo (Figura 2a) no son distinguibles las diferentes llegadas de las ondas P y S. Son de mayor periodo (menor frecuencia) que los volcano-tectónicos y muestran una banda energética concentrada en frecuencias bajas (por debajo de los 5 Hz). Su espectro está formado por una serie de picos de espaciado irregular (Figura 2b) que le otorga un aspecto monocromático. Algo característico de este tipo de

eventos es que en entornos volcánicos (al igual que los volcano-tectónicos), suelen producirse en enjambres donde todos los eventos de largo periodo tienen formas de onda muy similares, lo que sugiere que están producidos por una fuente no destructiva. En los últimos años se han planteado diversos modelos para tratar de explicar la generación de estos eventos (Aki et al., 1977; Chouet, 1985; Chouet 1988; Bean et al. 2014).

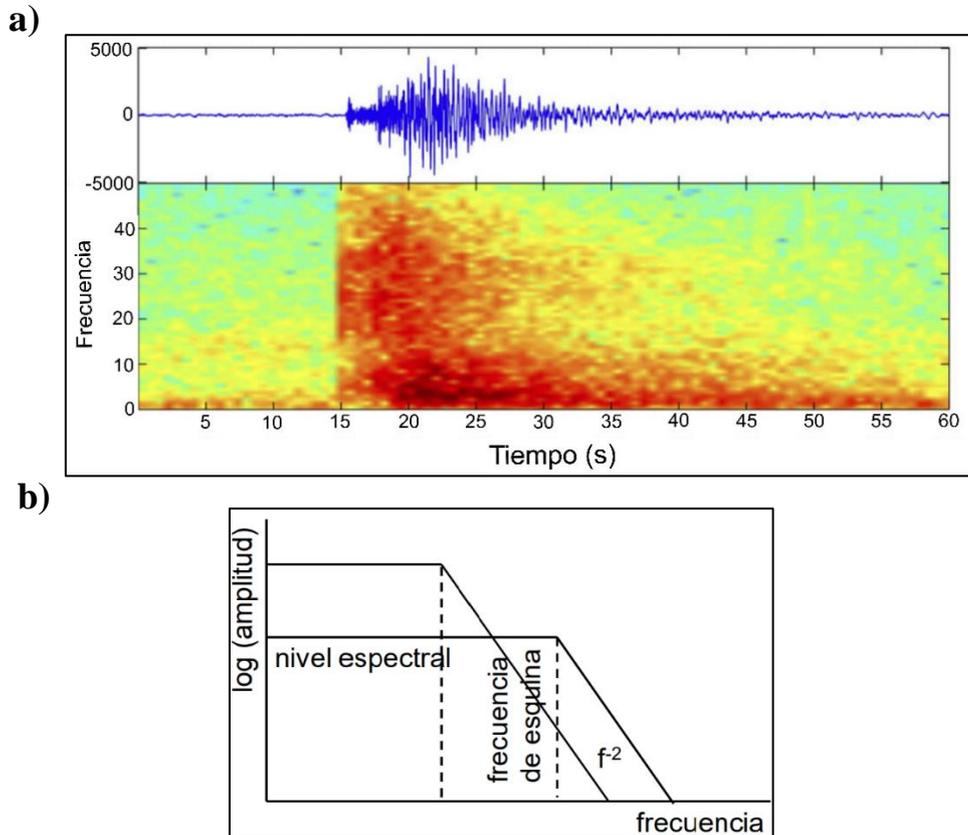


Figura 1. a) Ejemplo del registro de la componente vertical del sismograma y espectrograma de un evento volcano-tectónico. Fuente: Modificado de Carmona et al., 2014. b) Esquema que muestra los espectros idealizados de dos eventos volcano-tectónicos.

El tremor volcánico (Figura 3) es un tipo de evento que comparte las mismas características que uno de largo periodo con la excepción de su duración. Un evento de largo periodo puede durar entre unos pocos segundos hasta un minuto, mientras que el tremor puede durar horas o días. Por este motivo, un evento de largo periodo se interpreta como una excitación puntual del sistema y el tremor volcánico, por el contrario, como una excitación continua, de aquí que se incluya al tremor como una señal de largo periodo. Cuando distintos eventos de largo periodo se producen en un intervalo muy corto de tiempo, su separación es muy pequeña y casi se solapan unos con otros haciéndose imposibles de diferenciar y dando un aspecto de excitación continua, generando el tremor volcánico. En algunas ocasiones este tremor volcánico puede aparecer seguidamente a un enjambre de eventos de largo periodo individuales.

En el caso de los eventos de largo periodo de frecuencias más bajas (en torno a 0,2-0,5 Hz) y los eventos de muy largo periodo, para poder detectarlos y registrarlos ha sido necesario el desarrollo de los sismómetros de banda ancha y su utilización en áreas volcánicas. Las longitudes de onda tan grandes tienen la particularidad de que no se van

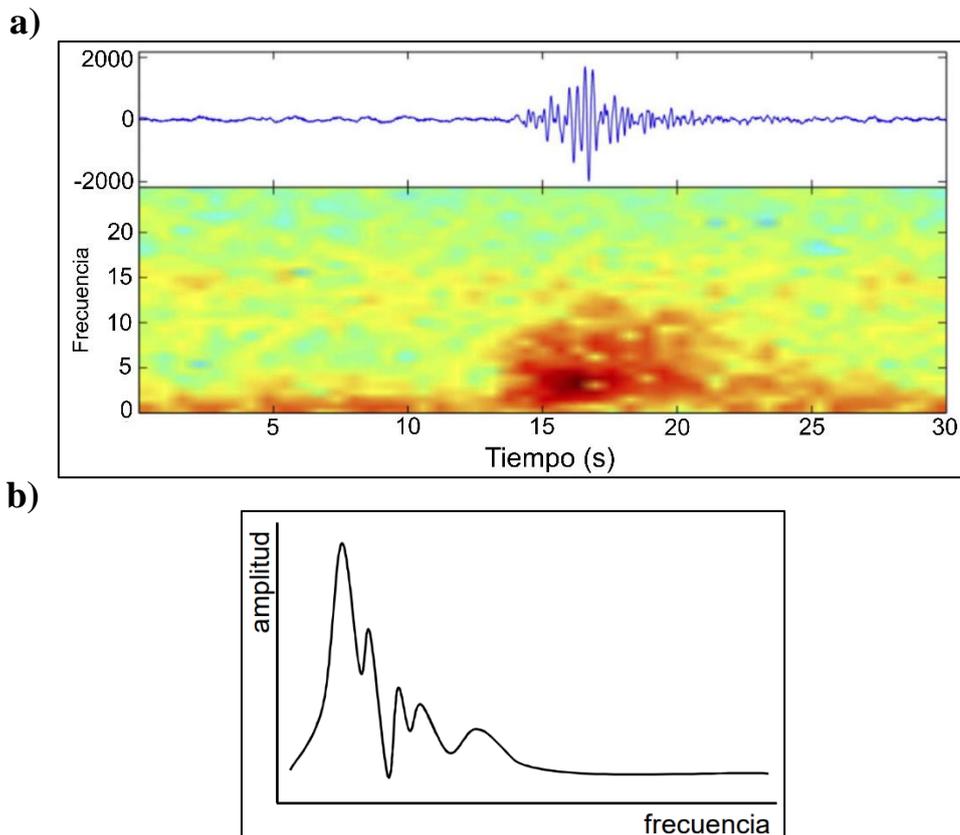


Figura 2. a) Ejemplo del registro de la componente vertical del sismograma y espectrograma de un evento de largo periodo. Fuente: Modificado de Carmona et al., 2014. b) Esquema que muestra un espectro idealizado de un evento de largo periodo.

a ver afectadas por las heterogeneidades del medio (especialmente importante para eventos de muy largo periodo), es decir, no se va a producir “scattering”. Recordando el fenómeno de “scattering” (dispersión de la energía), el hecho de que se produzca o no va a depender de la relación de tamaños entre la longitud de onda y la heterogeneidad; si el tamaño de la longitud de onda es considerablemente superior que la heterogeneidad esta se propagará sin sufrir ningún tipo de efecto, es decir, como si no existiera heterogeneidad alguna. Si el tamaño de la longitud de onda, por el contrario, es sustancialmente menor que la heterogeneidad, la onda asumirá la heterogeneidad como un medio de propagación diferente y se refractará con una nueva velocidad de propagación. Por último, si la relación entre la longitud de onda y la heterogeneidad es la adecuada se producirá el “scattering” y parte de la energía se redistribuirá en otras direcciones. El hecho de que la Tierra sea un medio heterogéneo favorece la generación de “scattering”, siendo la causa de que en los sismogramas no se observen solo las llegadas directas, sino también una coda que son todas esas llegadas de las fases que se dispersaron por el fenómeno de “scattering”. La topografía abrupta también es una fuente importante de “scattering”. Sin embargo, el “scattering” no es la única causa de la existencia de codas en los registros sísmicos. Por ejemplo, la existencia de resonancias en conductos o capas blandas conllevan una acumulación de energía y, como consecuencia, la generación también de una coda larga en los registros.

En sismología volcánica, uno de los objetivos fundamentales es ser capaces de separar en los sismogramas que se registran las contribuciones de la fuente y del camino con el fin de estudiar los procesos volcánicos, aunque debido al grado tan alto de heterogeneidad encontrado en los volcanes puede llegar a ser una tarea complicada.

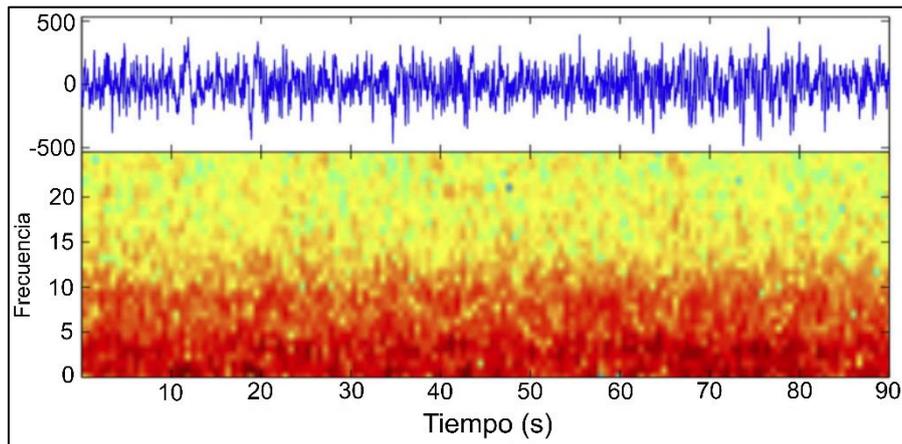


Figura 3. Ejemplo del registro de la componente vertical del sismograma y espectrograma de un tremor volcánico. Fuente: Modificado de Carmona et al., 2014.

En el caso de que existan estructuras en el edificio que no se estén considerando, se puede llegar a obtener una inversión de la fuente errónea (funciones temporales de la fuente excesivamente largas, fuerzas unitarias falsas, malas orientaciones de los conductos o grietas o una incorrecta estimación de las magnitudes momento [Bean et al., 2008]), de aquí la importancia de tener un buen conocimiento de la estructura. Por ejemplo, en los últimos años se ha puesto el foco sobre las estructuras de baja velocidad que se encuentran en zonas superficiales de la gran mayoría de edificios volcánicos (formadas por material poco consolidado), y de cómo estas afectan a los registros en superficie. Mediante el cálculo de núcleos de sensibilidad puede saberse que regiones del modelo de velocidad afectan al campo de ondas en la ventana temporal considerada (Montesinos et al., 2021). La conclusión a la que se llega es que la estructura controla en gran medida la forma de los sismogramas registrados en superficie.

2. ANTECEDENTES

La existencia y registro de los eventos de largo periodo se produjo por primera vez en el volcán Bezymianny en Kamchatka en 1959 (Gorshkov, 1959). El autor comenta que eran terremotos de fases pre-eruptivas y aparecían en enjambres que no eran sentidos, solo registrados por los sismogramas. En este trabajo se vio como seguidamente a los eventos de largo periodo se produjo una erupción, lo que les permitió plantear que este tipo de señales podrían utilizarse como precursores de erupciones.

A partir de ese momento se siguieron registrando este tipo de eventos de largo periodo en distintos volcanes del mundo: Hawaii (Koyanagi, 1968), Nueva Zelanda (Dibble, 1974), Japón (Minakami, 1974), Sicilia (Guerra, 1976)... Pero no se puso el foco en ellos de manera más exhaustiva hasta 1981/1982, a raíz de los estudios que se hicieron posteriormente a la erupción del Mount St. Helens en 1980 (Fehler y Chouet, 1982). Mediante la instalación de arrays en zonas cercanas al cráter pudieron registrar y darles el nombre de eventos de largo periodo por ese contenido frecuencial tan bajo. Ya se conocía que su pico espectral se concentra a frecuencias bajas (en torno a 2 Hz), pero descubrieron que este pico frecuencial es independiente de la amplitud de la señal. Esto quiere decir que la frecuencia es independiente de la cantidad de energía que se libera en la fuente y dedujeron que, como en todas las estaciones del array el pico en la frecuencia

se daba siempre en el mismo punto, la forma de onda de este tipo de eventos no se debía a un efecto de camino, sino a un efecto de fuente. Como estos eventos no fueron sentidos y tampoco veían cambios visibles en el interior del cráter atribuyeron el origen a perturbaciones en el interior del volcán.

A lo largo de los años han ido proponiéndose distintos modelos para tratar de dar un origen a la generación de este tipo de señales a través de resonancias. Sin embargo, la bibliografía antes de la década de los 80 no hace referencia a los eventos de largo periodo como tal, sino que únicamente analizan tremor volcánico tanto armónico como no armónico. Igualmente, viendo los eventos de largo periodo como la parte más elemental del tremor volcánico (*Chouet, 1985*), podemos extrapolar algunos de estos modelos a los eventos de largo periodo. En estos primeros modelos que surgieron para explicar la generación del tremor (vibraciones) (*Aki et al., 1977*) lo asociaban a movimientos de magma a través de la conexión de grietas mediante canales estrechos, donde un exceso en la presión del fluido lo fuerza a moverse a través de los conductos. La resistencia de la fractura, al ser menor que la fuerza inducida por el aumento de presión en el fluido, generaba una serie de ondas sísmicas por extensiones de grietas irregulares. Una vez definido el mecanismo de fuente, calculaban la radiación en campo cercano y lejano de estas grietas vibrantes. Los autores utilizaron este modelo de generación de tremor aplicado a la erupción del Kilauea de 1963. El principal problema son los tamaños de las grietas, su modelo constaba de 15 grietas de 1 km de longitud cada una y un área de conductos de 10^3 m^2 con un exceso de presión de 20 bares y extensiones de las grietas cada 15 segundos. Más tarde *Chouet (1981)* profundizó aún más en esta tipología de modelo analizando los efectos de la profundidad de las grietas, las características del fluido y la estructura del medio en la respuesta del suelo en campo cercano con respecto a la grieta.

Unos años después se propuso un modelo de generación de tremor volcánico en base a la excitación de un tubo enterrado relleno de magma (*Chouet, 1985*), al que se le denominó como el modelo de tubos de órgano. En este modelo la resonancia se produce por una excitación acústica de una “tubería” volcánica por un exceso en la presión de gas. Este modelo consta de tres partes fundamentales: un disparador, un resonador y un radiador. En el ejemplo más sencillo utilizan un disparador hemisférico, un resonador cilíndrico (la “tubería” volcánica) y un radiador circular en una configuración vertical con la fuente enterrada y rodeada por un semiespacio homogéneo. Una vez definida la fuente calculan la representación de la respuesta del suelo en campo cercano y lejano, observando que el movimiento atribuido a la tubería domina el campo cercano, mientras que el del disco radiador domina los campos intermedios y lejanos. Teniendo en cuenta las relaciones directas entre las pérdidas (tanto por la atenuación viscosa en el fluido como por la radiación elástica) y la geometría del depósito de magma, les permite llegar a la conclusión de que, comparando el campo cercano y lejano, se puede determinar la geometría de la fuente, la viscosidad del magma y la pérdida por radiación. En este tipo de modelo puede calcularse la frecuencia fundamental de resonancia y los armónicos tanto en un conducto cerrado: $f_n = nv/2L$ con $n = 1,2,3 \dots$ (1), como en uno abierto: $f_n = nv/4L$ con $n = 1,3,5 \dots$ (2) mediante relaciones sencillas. Donde n es el modo que se esté considerando (para el modo fundamental $n = 1$ y para los armónicos $n = 2,3,4 \dots$), v es la velocidad acústica del magma y L es la longitud del conducto.

El principal problema que tiene este modelo es que es necesario conductos muy largos para poder generar frecuencias bajas (p.ej. para generar una frecuencia de 1,0 Hz con una $v = 2 \text{ km s}^{-1}$ es necesario un tubo de una longitud de 1 km).

Tres años más tarde, *Chouet (1988)* propuso un nuevo modelo para la generación de eventos de largo periodo y tremor armónico en base a resonancias en una grieta tridimensional rellena de fluido. El modelo de fuente consiste en una excitación puntual de un área estrecha mediante una presión transitoria en la superficie de la grieta. Esta excitación producirá una onda bidimensional que se propagará por la interfase fluido-sólido denominada “onda de grieta” que tiene la característica de que es inversamente dispersiva, es decir, su velocidad de propagación disminuye conforme aumenta la longitud de onda. La resonancia sostenida genera un patrón de ondas estacionarias en la superficie de la grieta que puede observarse claramente en campo cercano. Esta dependencia del espectro de campo cercano puede usarse para localizar la fuente y estimar sus dimensiones. El parámetro que controla la vibración de la grieta e imprime la firma espectral de la fuente (espaciado entre picos espectrales, ancho de banda y frecuencias de resonancia) es la rigidez de la grieta: $C = bL/\mu d$ (3), donde b es el módulo de compresibilidad, L es la longitud de la grieta, μ es la rigidez y d es el espesor de la grieta. Cuanto mayor sea la rigidez de la grieta, menor serán los anchos de banda y las frecuencias resonantes. El espectro de la fuente muestra distintos picos (similar a lo que ocurría en el modelo anterior) que muestra todos los modos individuales de vibración de la grieta. Al ser una grieta tridimensional entran en juego las interferencias entre resonancias de los modos lateral y longitudinal, dando una forma espectral compleja. Este modelo permite generar frecuencias resonantes sin necesidad de requerir un contenedor de magma de dimensiones tan elevadas como el modelo anterior.

Un modelo más reciente propuesto por *Bean et al. (2014)* cambia radicalmente el punto de vista de la generación de eventos de largo periodo, ya que dejan de asociarlo únicamente a resonancias o a migraciones de fluidos. Explican que mediante modelos numéricos han sido capaces de reproducir todas las características de estos eventos mediante el fallo por rotura lenta de materiales volcánicos poco consolidados. Con esto lo que proponen es que los eventos de largo periodo no se asocien exclusivamente a la presencia y migración de fluidos sino, en este caso, también a marcadores de deformación en zonas superficiales del edificio volcánico. En este caso asocian por primera vez la generación de eventos de largo periodo a un efecto de camino y no necesariamente a un efecto de fuente. Esto complica aún más la previsión de una erupción volcánica al no poder asociar a ciencia cierta que la presencia de eventos de largo periodo en zonas superficiales se deba a la presencia de fluidos en movimiento cerca de la superficie. Llegan a esta conclusión al darse cuenta de que los sismogramas en zonas muy cercanas a la fuente y en zonas más alejadas son distintos, lo cual significa que esta zona superficial poco consolidada juega un papel fundamental en el modelado de las formas de onda. Si efectivamente se formaran únicamente por un efecto de fuente las formas de onda de los sismogramas no variarían con la distancia epicentral.

3. OBJETIVOS

En este trabajo se han generado sismogramas y espectros sintéticos de eventos de largo periodo mediante simulaciones numéricas en una zona volcánica bajo dos mecanismos diferentes: por un lado, una excitación dinámica en el interior de un conducto volcánico

y, por otro lado, una fuente sísmica con un mecanismo explosivo en una estructura con una capa superficial de baja velocidad, dos entornos realistas que podrían encontrarse en un área volcánica. Ambos mecanismos están basados en modelos teóricos en los que se ha demostrado que es posible generar eventos de largo periodo: el modelo de conducto se puede considerar una aproximación bidimensional del modelo de tubos de órgano de *Chouet, 1985*, en el que además se tiene en cuenta otra serie de características como, por ejemplo, la topografía o una pérdida de energía hacia el medio sólido. El modelo de capas se puede considerar una aproximación del modelo de *Bean et al, 2014* en el que se consideran igualmente una topografía y una interfase no plana, así como una fuente con un mecanismo y una frecuencia diferentes. Por tanto, en este estudio los eventos de largo periodo se pretenden generar a través de dos mecanismos diferentes: el confinamiento de las ondas estacionarias (en el modelo de conducto) y a través del efecto que provoca la capa de baja velocidad (en el modelo de capas).

Los objetivos de este trabajo son: por un lado, comprobar que bajo estas condiciones es posible generar eventos de largo periodo y, por otro lado, analizar los sismogramas y espectros sintéticos generados en estos modelos aplicando distintas variaciones en parámetros puntuales. Estas variaciones en parámetros puntuales nos servirán para identificar características distintivas que nos permitan estudiar la viabilidad de diferenciar ambos mecanismos contando únicamente con los registros superficiales. Mencionar que los dos ambientes están generados bajo una misma topografía, dimensiones y distribución de estaciones. De esta forma se eliminan todas las contribuciones que puedan generar variaciones en los sismogramas y los espectros sintéticos (sobre todo en cuanto a efectos de camino y “scattering” topográfico), de forma que las diferencias se deban exclusivamente a los parámetros que se modifican.

En el modelo de conducto se estudiarán los efectos en la forma de onda y la densidad espectral inducidos por variaciones en la frecuencia dominante de la fuente y la profundidad y longitud del conducto. En el modelo de capas se estudiarán igualmente los efectos producidos por variaciones en la profundidad de la fuente y su frecuencia dominante y, además, se analizará en que influye la existencia de la capa superficial en los registros mediante la comparación con un modelo homogéneo.

4. METODOLOGIA

En este trabajo se van a utilizar simulaciones numéricas para estudiar la propagación de ondas en condiciones controladas. De todos los modelos y variantes distintas generadas en este estudio, se utilizarán solo los más característicos para analizar las diferencias encontradas. Para ello es necesaria una herramienta que nos permita diseñar los modelos, controlar los distintos parámetros, desarrollar la propagación una vez definidos y generar los sismogramas sintéticos que se registrarían en superficie. Por ello se ha utilizado el software “Specfem2D” (*Tromp et al., 2008*).

El “Specfem2D” es un código basado en el método de elementos espectrales que permite estudiar la propagación de ondas elásticas en un medio bidimensional. Este programa permite estudiar los efectos inducidos tanto por la propia estructura (efectos de camino) como por la fuente en los registros superficiales.

El método de elementos espectrales es actualmente la aproximación numérica más utilizada en el estudio de propagación de ondas. Lo que hace que este método tenga tanto

éxito es el hecho de que utiliza una serie de funciones de interpolación dentro de los propios elementos (funciones de Lagrange), que a su vez se combinan con un esquema de integración basado en la cuadratura de Gauss, definida en puntos de colocación de Gauss-Lobatto-Legendre (GLL) para la ecuación de onda elástica (Komatitsch y Vilotte, 1998). El método pseudoespectral fue el primer método en aplicar la convergencia espectral de la interpolación de funciones. Estos puntos GLL permiten que la matriz que necesita ser invertida del método de elementos finitos se convierta en una matriz diagonal para mallas rectangulares (2D) o hexaédricas (3D), lo que hace que el esquema pueda ser extrapolado sin tener que resolver grandes sistemas de ecuaciones lineales. Esto combinado con las propiedades de interpolación de los polinomios de Lagrange hacen que el algoritmo sea muy eficiente con el único requisito de generar una malla computacional que sea numéricamente estable. Además, por ejemplo, este método de elementos espectrales soluciona los problemas del método de diferencia finita al poder implementar con precisión las condiciones de superficie libre cuando se diseña una topografía realista. Posteriormente, se implementó este método de elementos espectrales a una propagación de ondas global usando el concepto de esfera cúbica (Ronchi et al., 1996), lo que permitió una primera simulación de campo de onda completo en una Tierra esférica heterogénea tridimensional, dando lugar al desarrollo del código “Specfem3D” (Komatitsch y Tromp, 2002a; Komatitsch y Tromp, 2002b).

En el “Specfem2D”, a través de la ejecución del binario “xmeshfem” se genera la malla de puntos GLL y se determinan los parámetros del modelo y, con la ejecución del binario “xspecfem” se resuelve la propagación de ondas a través de la estructura. El programa lee una serie de cuatro archivos en los cuales se definen todos los parámetros que queremos que tenga nuestro modelo. Estos archivos están divididos en: interfases, archivo de parámetros, fuente y estaciones (Anexos). El nombre de cada uno permite ya hacerse una idea de lo que contienen, en el archivo de interfases se definen todos los límites horizontales que aparecerán en nuestro modelo (límite inferior, todas las capas que se quieran añadir y la topografía) todas ellas con la morfología que se le quiera dar. En nuestro caso, por ejemplo, para la topografía se utilizaron un total de 41 puntos de control para definirla. En este archivo también se definen la cantidad de elementos espectrales a lo largo de z. El archivo de parámetros es el más largo y complejo de los cuatro, en él se definen todas las propiedades físicas de todos los materiales involucrados en el modelo (densidad, velocidad de onda P, velocidad de onda S...), así como la cantidad y distribución de los elementos espectrales a lo largo de x, el lapso de tiempo entre cada captura del movimiento del suelo (DT), características de los sismogramas, propiedades de visualización, límites absorbentes, atenuación... El archivo de fuente recoge todos los parámetros relacionados con la fuente: posición en x y en z, número de fuentes, tensor momento del mecanismo, frecuencia dominante, función temporal de la fuente, factor de amplificación, fuente móvil... Por último, el archivo de estaciones define el número de estaciones que se quieren colocar en el modelo y la posición en x y en z de cada una de ellas, ya que pueden colocarse también estaciones en profundidad. Todos los parámetros utilizados en los modelos serán definidos y explicados posteriormente.

Una de las cosas más importantes a la hora de definir las características de un modelo bidimensional es la distribución de los elementos espectrales a lo largo de los dos ejes, ya que con este parámetro se generará la malla de puntos GLL. Como se ha comentado previamente, para convertir la matriz en diagonal en un modelo de dos dimensiones, es necesario que la morfología de los elementos espectrales de la malla sea rectangular. Algo a tener muy en cuenta es que el tamaño de cada elemento espectral no sea superior a la

quinta parte de la menor longitud de onda para un grado polinómico de $N = 8$ (Komatitsch y Vilotte, 1998), esto permite una resolución óptima en la propagación. En nuestro caso, la menor velocidad de propagación que se va a encontrar es de 1200 m s^{-1} y la mayor frecuencia que se va a utilizar es $4,0 \text{ Hz}$, con lo que se obtiene que la menor longitud de onda posible en todos nuestros modelos será de $\lambda = 300 \text{ m}$. Por tanto, el tamaño máximo aceptable para cada elemento espectral será de 60 m . Este requisito se cumple perfectamente ya que se han utilizado, en el modelo de capas, 200 elementos espectrales en x y en el modelo de conducto, 800. Teniendo en cuenta que el modelo tiene 10 km de ancho, cada elemento espectral tendrá 50 m y $12,5 \text{ m}$ en x , respectivamente. Este cálculo es muy sencillo porque los elementos espectrales en este eje son regulares, pero a lo largo del eje z no lo son. Esto ocurre porque la topografía “alarga” los elementos en zonas topográficamente más elevadas (crestas) y los “comprime” en zonas topográficamente más deprimidas (valles). Además, la distinta distribución que se les quiera dar para tener más resolución en unas zonas concretas del modelo cambia el tamaño de los elementos espectrales dentro del mismo eje. En todo caso, se ha calculado que los elementos espectrales de mayor tamaño en el eje z abarcan 48 m , con lo que se cumple la condición.

5. CARACTERÍSTICAS DE LOS MODELOS Y LA FUENTE

Para el estudio de la propagación de ondas en el edificio volcánico mediante la metodología y el programa anteriormente mencionados, se utilizaron una serie de modelos diferentes. Todos estos modelos comparten cuatro características fundamentales: las dimensiones, la topografía, los límites absorbentes y las estaciones.

Las dimensiones de todos los modelos utilizados (Figura 4) son de 10 km de ancho y 5 km de alto en la cumbre del edificio, con aproximadamente 4 km de alto en la zona de topografía más plana, es decir, con un edificio de más o menos 1 km de altura. La topografía trata de representar un edificio volcánico con pendientes homogéneas y suaves simulando las laderas del volcán. En este estudio se situará el edificio en un extremo del modelo ya que sus laderas son simétricas y de esta manera es posible estudiar la propagación en zonas más alejadas de la fuente (asumiendo una propagación simétrica hacia ambos lados del edificio). Las laderas se extienden hasta aproximadamente $3,5 \text{ km}$ de la cresta y la zona que no forma parte del edificio volcánico está formada por una topografía más o menos plana. La idea del diseño de esta topografía es hacerla lo menos abrupta posible para que el efecto topográfico y el “scattering” no influyan en la propagación pero, a la vez, manteniendo la esencia de una topografía típica de un entorno volcánico. En todos los modelos se utilizaron límites absorbentes o “Perfect Matched Layer” (PML) en ambos laterales y en la parte baja del modelo, dejando la superficie como contacto libre. El objetivo de estos límites es absorber la energía de los frentes de onda emitidos por la fuente con el fin de eliminar las reflexiones en los bordes del modelo. Estas reflexiones contaminarían los registros y no permitirían hacer un estudio realista de la propagación. Por tanto, estos límites PML evitan una devolución de energía al modelo. Por último, se situaron un total de 13 estaciones a lo largo de la superficie separadas entre sí 750 m (Figura 4). La estación 2 comenzando por la izquierda se situó justo encima de la fuente, en el punto topográfico de mayor altitud. Desde la estación 2 a la 13 se van alejando progresivamente de la fuente. La estación 1 está colocada en la misma posición pero en la ladera opuesta a la estación 3 con la intención de compararlas entre sí y demostrar la existencia de una propagación simétrica.

Se han utilizado dos tipologías de mecanismos diferentes. En primer lugar, un modelo en el cual se produce un cambio de presión en un conducto relleno de magma (Figura 5a). El modelo que se ha escogido está formado por una capa cortical con una densidad de 2570 kg m^{-3} , una velocidad de onda P de 3500 m s^{-1} y una velocidad de onda S de 2000 m s^{-1} . También cuenta con un conducto de 50 m de diámetro y 2 km de longitud ubicado a una profundidad de 1 km relleno de magma con una densidad de 2472 kg m^{-3} y una velocidad acústica de 2254 m s^{-1} (las propiedades del conducto y el magma están basadas en las utilizadas por *Cadena y Sánchez, 2022*). El diámetro y la longitud del conducto fueron elegidos en función del tamaño medio estimado para el conducto del volcán Galeras, aunque variaciones que oscilen entre $30\text{-}90 \text{ m}$ de diámetro no inducen diferencias significativas en los resultados (*Sturton y Neuberg, 2003*). En esta tipología de modelo también se hicieron una serie de comparaciones modificando la profundidad y longitud del conducto así como la frecuencia dominante de la fuente con el fin de estudiar las variaciones que inducen en los registros superficiales.

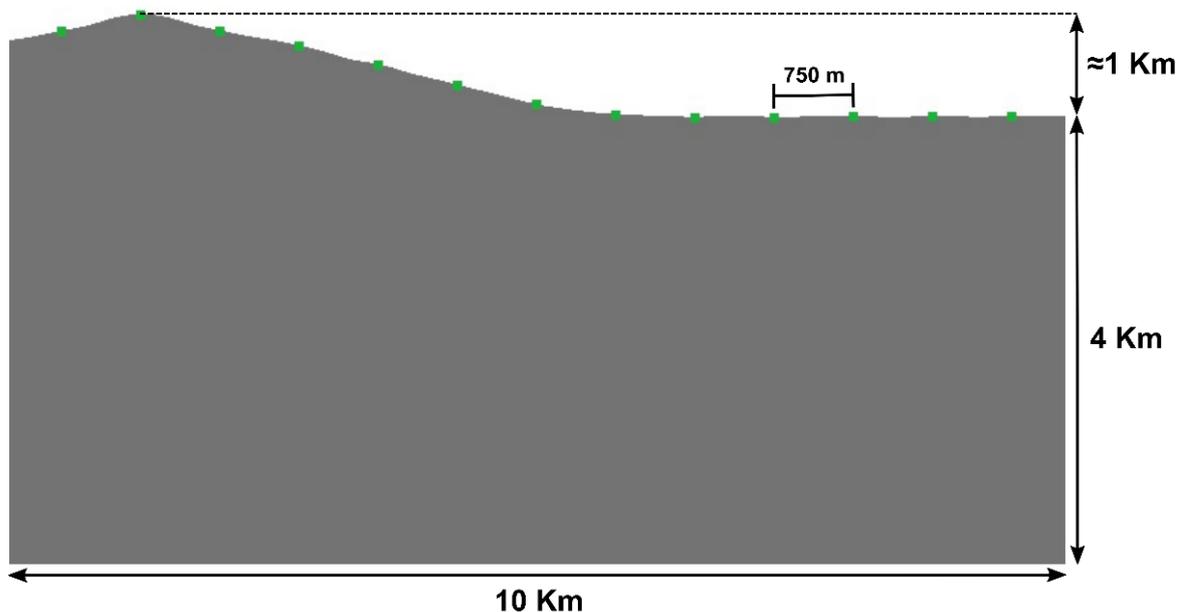


Figura 4. Esquema que muestra las dimensiones generales de los modelos, la topografía y la distribución y separación de las estaciones (cuadrados verdes).

En segundo lugar, la otra tipología consiste en un modelo heterogéneo (Figura 5b) compuesto por dos capas: una primera capa cortical con una densidad de 2570 kg m^{-3} , una velocidad de onda P de 3500 m s^{-1} y una velocidad de onda S de 2000 m s^{-1} (igual que el modelo anterior). La segunda capa se sitúa en los primeros 400 m de profundidad y está compuesta por una densidad de 2470 kg m^{-3} , una velocidad de onda P de 2000 m s^{-1} y una velocidad de onda S de 1200 m s^{-1} . Esta estructura de velocidades está basada en la encontrada en el Monte Etna (*Bean et al, 2008*) y las densidades son derivadas de *Corsaro y Pompilio, 2004*. Este modelo se comparó con un modelo homogéneo compuesto únicamente por la capa cortical para estudiar cómo afecta la existencia de esta capa de baja velocidad a los registros en superficie. Así mismo, nos permitirá demostrar la importancia de conocer los efectos de camino a la hora de interpretar los sismogramas. Este modelo se comparó con otros modelos idénticos en los cuales se modificaron parámetros puntuales tales como la frecuencia fundamental y la profundidad de la fuente, para estudiar cómo afecta la variación de cada uno de ellos a los registros.

En cuanto a las características de la fuente, en todos los casos se usa la misma función temporal, una onda de Ricker con una frecuencia dominante de 2,0 Hz (Figura 6). En uno de los modelos de cada tipología, esta frecuencia dominante fue modificada a un valor de 4,0 Hz, lo que permitirá estudiar cómo influye la frecuencia de la fuente en la forma de onda y el espectro de los registros. La fuente ha sido colocada en todas las simulaciones debajo del punto topográfico de mayor altitud (estación 2) a diferentes profundidades.

Todos los modelos contaron con el mismo factor de amplificación de la función temporal para comparar eventos de magnitudes iguales. Entrando más en detalle, para el modelo de conducto se utilizó una fuente de presión acústica en la zona intermedia dentro del propio conducto. Para el modelo de capas, por el contrario, se utilizó una fuente puntual con un mecanismo explosivo de grieta orientada en dirección x a profundidades de 120, 600 y 1250 m de profundidad.

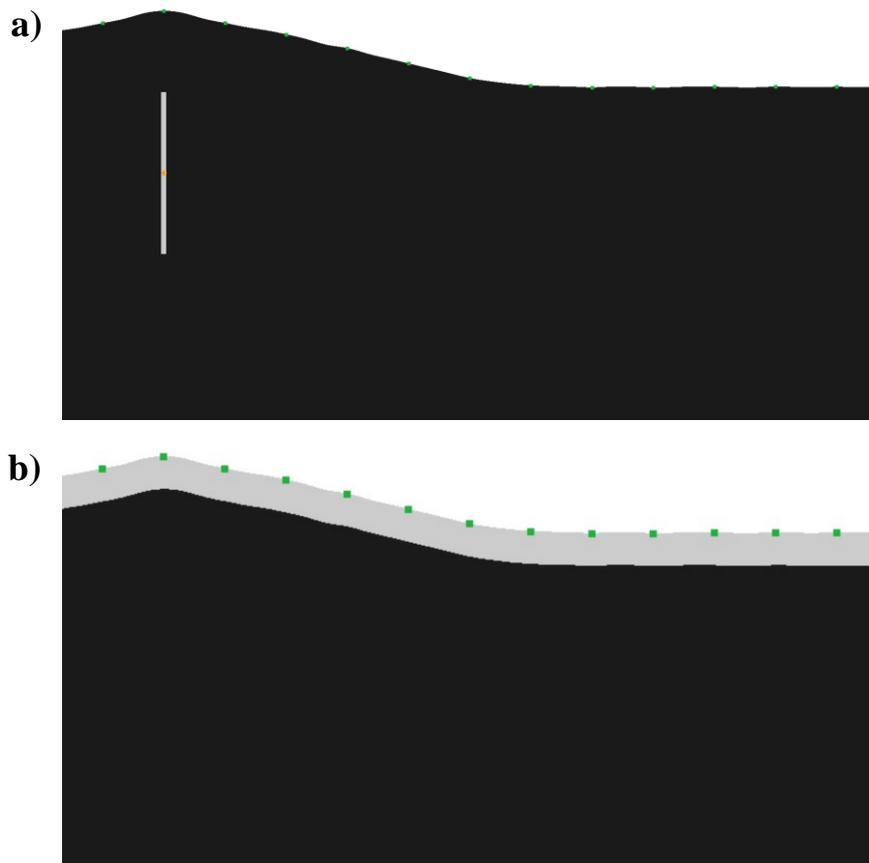


Figura 5. a) Modelo de conducto general utilizado para las simulaciones. b) Modelo de capas general utilizado para las simulaciones.

6. RESULTADOS

Una vez definidos los objetivos, las características generales de los modelos y la fuente y la metodología empleada para la realización del estudio, en este apartado se analizarán las características y diferencias entre los modelos de cada tipología. Esto será posible a través del análisis de las comparaciones de campo cercano y lejano (estaciones 3 y 13, respectivamente, separadas aproximadamente 8 km entre sí), las formas de onda completas de todas las estaciones y la distribución de la densidad espectral. Finalmente,

también se compararán ambas tipologías para tratar de encontrar características que permitan distinguir el tipo de mecanismo con el cual se generaron.

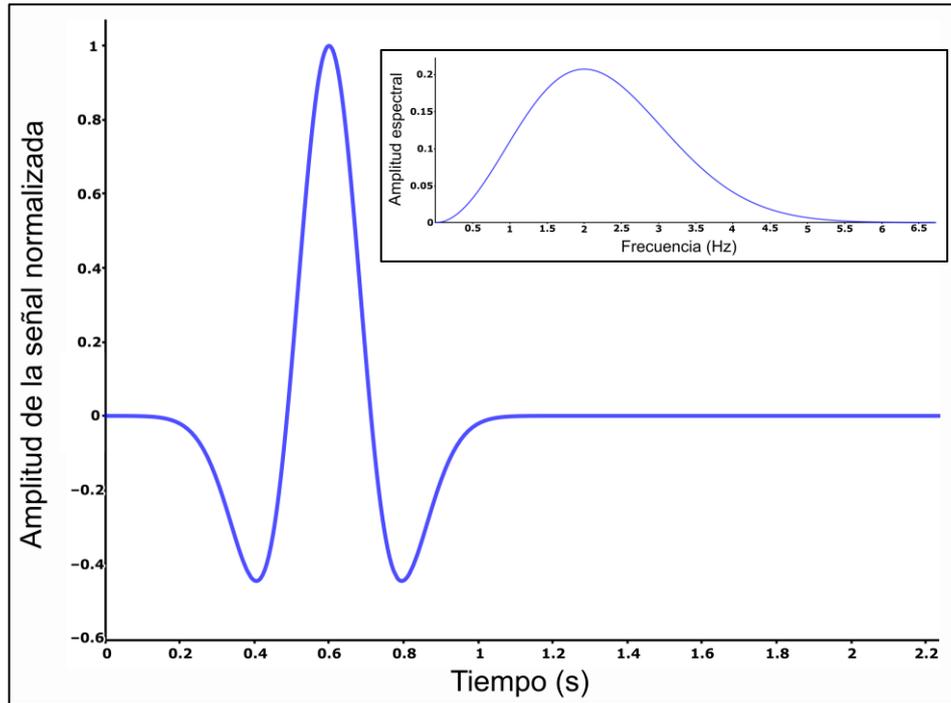


Figura 6. Función temporal de la fuente normalizada y su espectro utilizados en todas las simulaciones (onda de Ricker con una frecuencia dominante de 2,0 Hz).

6.1 Modelo de conducto

Primero se comentarán las características del campo de ondas y, posteriormente, se analizarán las diferencias encontradas al modificar parámetros como la frecuencia dominante de la fuente y la profundidad y longitud del conducto.

6.1.1 Características del campo de ondas

Al comparar el campo cercano y lejano en este modelo (Figura 7), lo primero que llama la atención es que en campo cercano pueden distinguirse perfectamente una serie de pulsos o “ecos”. Estos pulsos están producidos por las llegadas de energía a las zonas superior e inferior del conducto, produciendo frentes de onda más energéticos (Figura 8). Esto es debido a que la energía se transmite desde la zona fuente a través de la columna de magma, liberando la mayor parte de la energía en los límites del conducto. En los sismogramas este efecto se observa mediante la llegada de paquetes de energía de una considerable mayor amplitud a intervalos regulares. El lapso de tiempo entre pulsos corresponde al tiempo que tardan en viajar las ondas desde el límite superior del conducto al límite inferior y vuelta. Por tanto, estudiando el lapso de tiempo entre pulsos y conociendo la velocidad acústica del magma se puede estimar la longitud del conducto: $L_c = ct/2$ (4), donde L_c es la longitud del conducto, c es la velocidad acústica en el magma y t es el tiempo entre pulsos.

Aplicado a nuestro caso, por ejemplo, el lapso de tiempo entre la generación del tercer y cuarto pulso es de 1,8 s (entre 4,0 s y 5,8 s), teniendo en cuenta que la velocidad acústica del magma en nuestro modelo es de 2254 m s^{-1} , da como resultado una longitud de 2028 m de conducto, próximo a la medida real de 2 km. Evidentemente, la determinación a mano del inicio de un pulso y el siguiente está induciendo un error. Para hacer un estudio

de este tipo harían falta muchas medidas de pulsos de eventos diferentes en el mismo conducto y la realización de medias, desviaciones estándar y errores promedio (Cadena y Sánchez, 2022).

Otra característica notable es que el primer pulso es más largo que los siguientes, esto se debe a que está superpuesto con el pulso inicial de la fuente (llegada directa). De esta forma, en primer lugar llega a la estación la onda directa (0,7 s después de que se origine), y apenas 0,5 s después llega el frente de ondas más energético producido por la primera llegada de la energía a la zona superficial del conducto (primer pulso).

Con cada uno de los pulsos que se van produciendo va disminuyendo la amplitud máxima de cada uno, esto se debe fundamentalmente a la pérdida progresiva de energía tanto por la atenuación viscosa del magma como por la radiación elástica hacia el medio sólido. Esta reducción en la energía es bastante regular, disminuyendo la amplitud desde los $49,5 \mu\text{m s}^{-1}$ en el primer pulso, a los $17,8 \mu\text{m s}^{-1}$ en el quinto pulso (el último claramente distinguible). A partir de los 8,5 s dejan de ser perceptibles los distintos pulsos y da lugar a una coda de baja amplitud oscilando entre los $7,5$ y $8,0 \mu\text{m s}^{-1}$ de amplitud máxima. Esta coda se prolonga más allá de los 18,0 s (las amplitudes máximas se corresponden con picos de otros pulsos camuflados por el ruido sísmico).

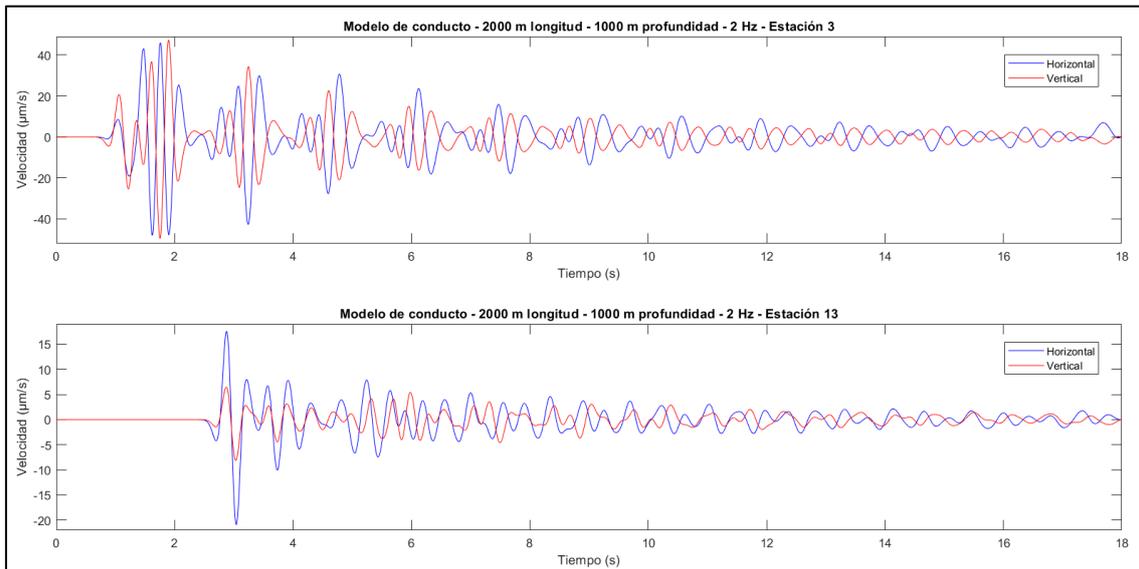


Figura 7. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) del modelo de conducto. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En campo lejano (Figura 7), sin embargo, la situación es muy diferente. No es posible identificar ningún pulso ni tampoco ninguna amplitud máxima regular que pueda asociarse a los propios pulsos. Lo único que se observa es una llegada energética inicial a los 2,5 s del origen correspondiente a la onda directa, con una amplitud máxima de $20,9 \mu\text{m s}^{-1}$, seguida de una coda con amplitudes máximas entre $7,5$ y $7,8 \mu\text{m s}^{-1}$, que va disminuyendo progresivamente hasta máximos de $1,7 \mu\text{m s}^{-1}$ a los 17,0 s del origen. Lo que más llama la atención es como en campo cercano la amplitud máxima de la llegada directa es fácilmente superado por la mayor parte de los pulsos pero, en campo lejano, la amplitud claramente predominante es la de la llegada directa. Aunque esta última haya perdido parte de su velocidad por motivos fundamentalmente geométricos ($\varepsilon = E_0/2\pi r^2$ (5), donde ε es la energía del frente de onda, E_0 es la energía total emitida y r es el radio

de la esfera del frente de ondas) y por la atenuación anelástica del medio, sigue teniendo una amplitud similar. Por el contrario, los pulsos ya no se registran en el sismograma, incluso teniendo amplitudes muy superiores.

También cambia la componente predominante en la llegada directa, en campo cercano alcanza mayores amplitudes la componente vertical, mientras que en campo lejano la componente horizontal tiene más del doble de amplitud que la vertical, algo coherente si se tiene en cuenta la dirección de incidencia de los frentes de onda en cada una de las estaciones.

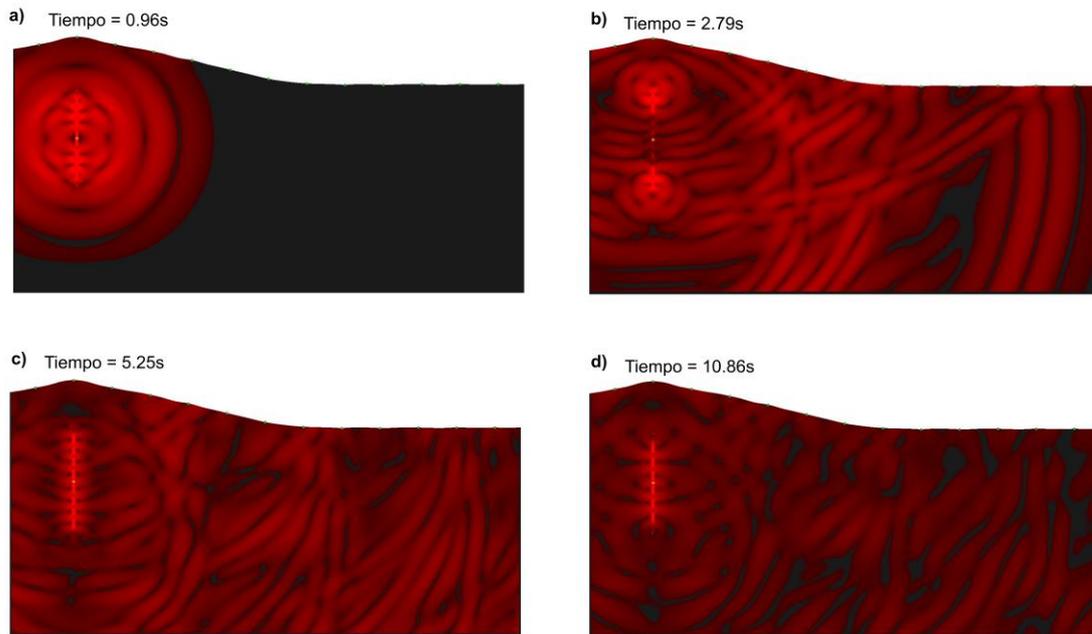


Figura 8. Capturas del movimiento del suelo en distintos intervalos temporales con respecto al origen de la sismicidad. Este movimiento se representa mediante el módulo de la velocidad. a) Se distingue fundamentalmente el pulso inicial de la fuente. b) Frentes de ondas energéticos en los límites superior e inferior del conducto (pulso). c) Transición entre pulsos con la energía concentrada a lo largo del conducto. d) Atenuación de la energía en la capa cortical pero aún con energía residual en el conducto.

Analizando la forma de onda completa de todas las estaciones en ambas componentes (Figura 9), se puede ver como los pulsos dejan de aparecer de manera aislada relativamente pronto. En la componente horizontal desaparecen entre las estaciones 4 y 5, es decir, entre 1500 y 2250 m del epicentro dejan de apreciarse en los sismogramas los pulsos producidos en el conducto. En la componente vertical se dejan de apreciar antes, en las estaciones 4 y 5 ya no son distinguibles los pulsos, sin embargo, en estaciones más alejadas (estaciones 6, 7, 8 y 9) se pueden apreciar máximos en la amplitud a espaciados regulares que pueden asociarse con los pulsos, lo que genera dudas sobre si de verdad desaparecen los pulsos o se produce algún efecto que impide que sean registrados.

A partir de las distintas capturas del movimiento del suelo, se ha llegado a la conclusión de que los frentes de onda de los pulsos sufren interferencias destructivas con algunos frentes de ondas generados por reflexiones en la superficie libre, impidiendo distinguirlos a distancias elevadas del epicentro. Por tanto, el hecho de no apreciarse los distintos paquetes de energía asociados a estos pulsos en campo intermedio-lejano se debe a una relación frecuencia de la fuente-profundidad del conducto concreta de este modelo. Esto producirá interferencias destructivas en los frentes de onda. En modelos posteriores se demostrará esta teoría.

Se han analizado también los espectros de los sismogramas con el fin de detectar la existencia de una firma espectral característica y para ver si esta se mantiene a medida que aumenta la distancia epicentral. Se ha observado un espectro compuesto por la convolución del espectro de la función fuente (Figura 6) con otro compuesto por distintos picos. Son un total de cinco picos estrechos en frecuencias determinadas por debajo de los 5 Hz (frecuencias típicas de los eventos de largo periodo), que alcanzan amplitudes espectrales muy superiores al resto de frecuencias. En campo cercano y lejano, la localización de estos picos es exactamente la misma para las dos componentes, con diferencias en la amplitud relativa. Las frecuencias en las que se sitúan estos picos son: 1,0 Hz, 1,6 Hz, 2,3 Hz, 2,9 Hz y 3,7 Hz. Se ha observado que la ubicación de estos picos espectrales se corresponde notablemente bien con las frecuencias de resonancia teóricas del conducto según la ecuación (1), lo que indicaría que se podría estar produciendo una resonancia. Todas las frecuencias se ajustan con armónicos teóricos con un margen de error inferior a 0.1 Hz. Posteriormente se comprobará si se trata de una resonancia.

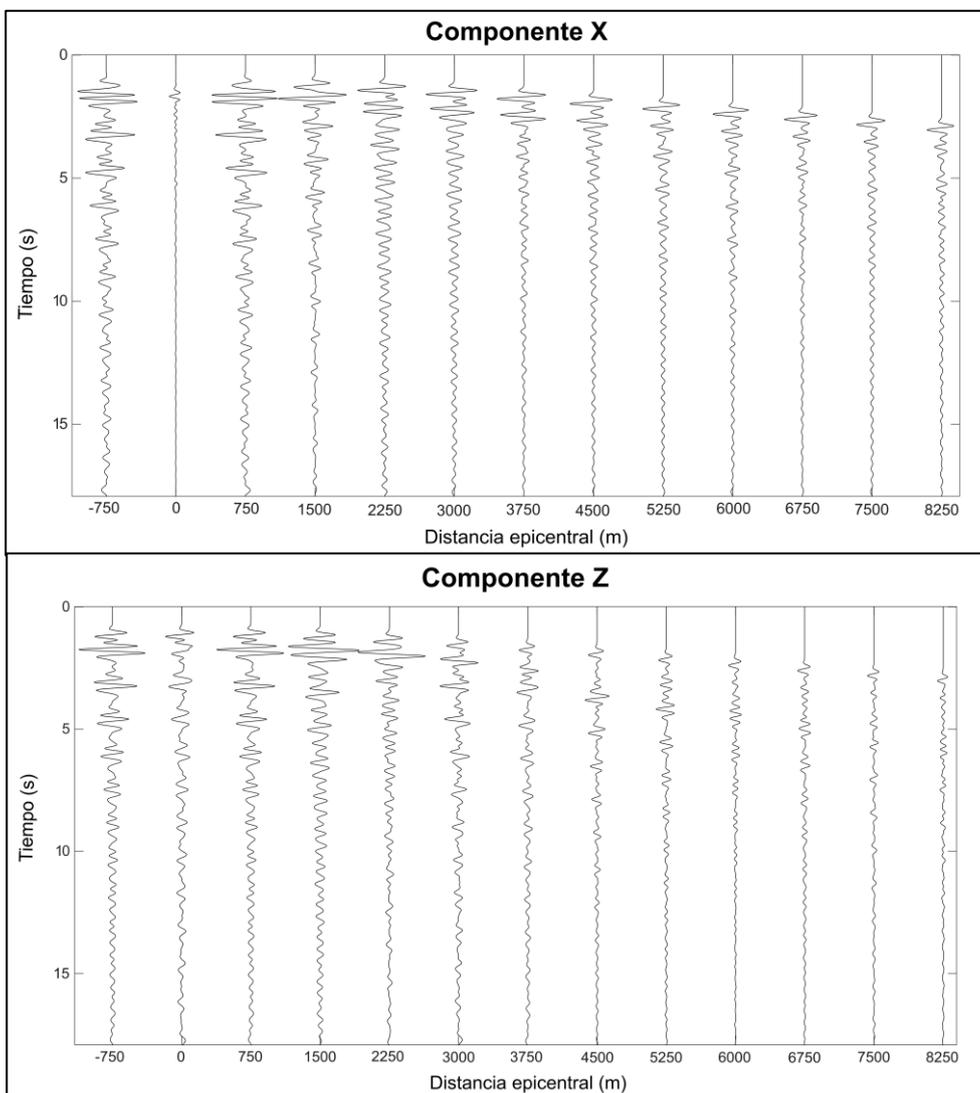


Figura 9. Sismogramas sintéticos del modelo de conducto obtenidos en cada una de las componentes para cada una de las estaciones ordenadas según su distancia epicentral.

Las componentes vertical y horizontal presentan una semejanza bastante grande en campo cercano (Figura 10), simplemente con diferencias en las amplitudes espectrales

relativas entre los distintos picos. A frecuencias de 1,6 Hz la componente horizontal tiene más del doble de amplitud espectral que la vertical y un 40% más a 2,9 Hz. Por el contrario, a 2,3 Hz la componente vertical tiene un 30% más de amplitud espectral que la horizontal. Ambas componentes tienen una misma amplitud espectral en 1,0 Hz y 3,7 Hz.

En campo lejano (Figura 11), esta similitud en la forma del espectro entre ambas componentes desaparece, además, la amplitud espectral general en ambas componentes disminuye debido a una pérdida de energía. La componente horizontal mantiene bastante bien la forma del espectro de campo cercano, mostrando los mismos cinco picos en las mismas frecuencias. Sin embargo, aparecen nuevos picos menores (asociados a un aumento de distancia epicentral) dándole un aspecto menos monocromático. La amplitud espectral relativa entre picos también es diferente. De los dos máximos espectrales, el localizado en 2,9 Hz se mantiene pero el de 1,6 Hz ha pasado a estar a 2,3 Hz. En la componente vertical aún pueden distinguirse claramente tres de los cinco picos espectrales (los de 1,0 Hz, 1,6 Hz y 2,9 Hz). Los demás están enmascarados entre los nuevos picos que se han generado. La amplitud espectral relativa también ha cambiado con respecto a campo cercano, igual que en la componente horizontal. El máximo en 2,9 Hz se mantiene pero el pico en 2,3 Hz ha pasado a estar a 1,6 Hz.

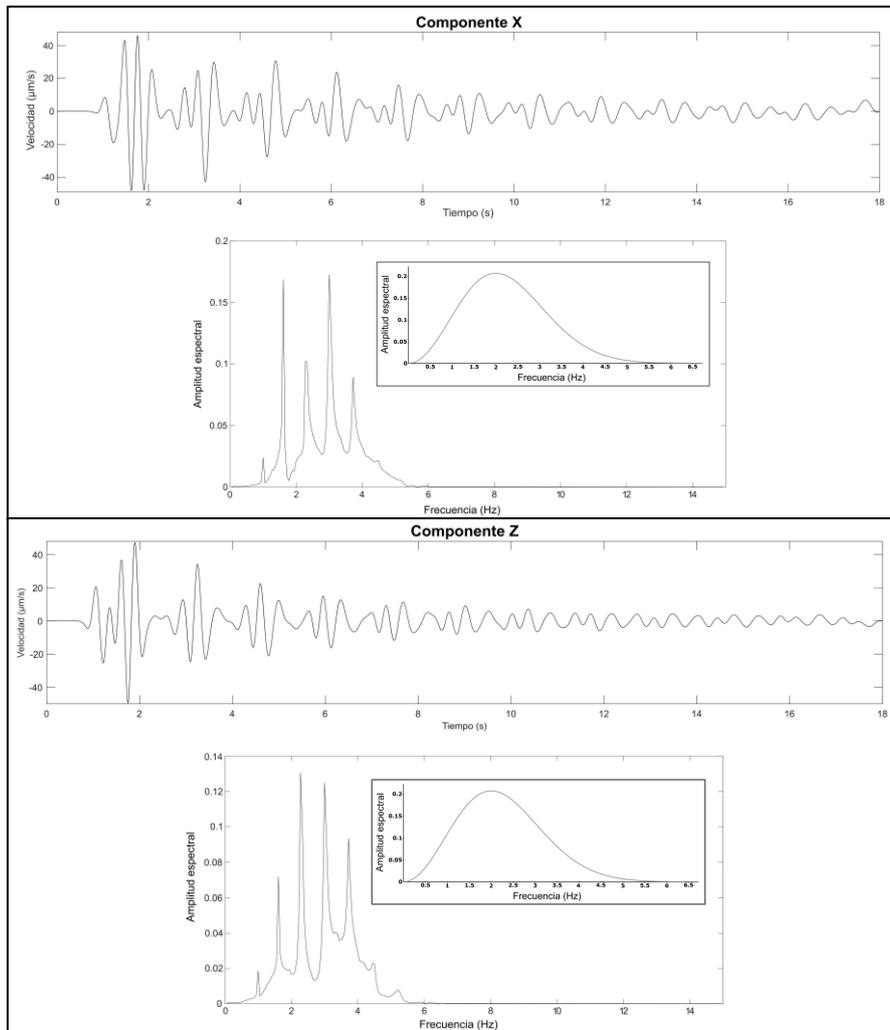


Figura 10. Sismogramas y espectros sintéticos para cada componente en campo cercano junto con el espectro de la función fuente para el modelo de conducto.

En resumen, los máximos de amplitud espectral a 2,9 Hz se mantienen en ambas componentes tanto en campo cercano como en lejano pero, el segundo máximo en la amplitud espectral parece invertirse en ambas componentes a medida que aumenta la distancia epicentral, con un máximo a 1,6 Hz en la componente horizontal y a 2,3 Hz en la componente vertical en campo cercano, para pasar a un máximo a 2,3 Hz en la componente horizontal y 1,6 Hz en la componente vertical en campo lejano.

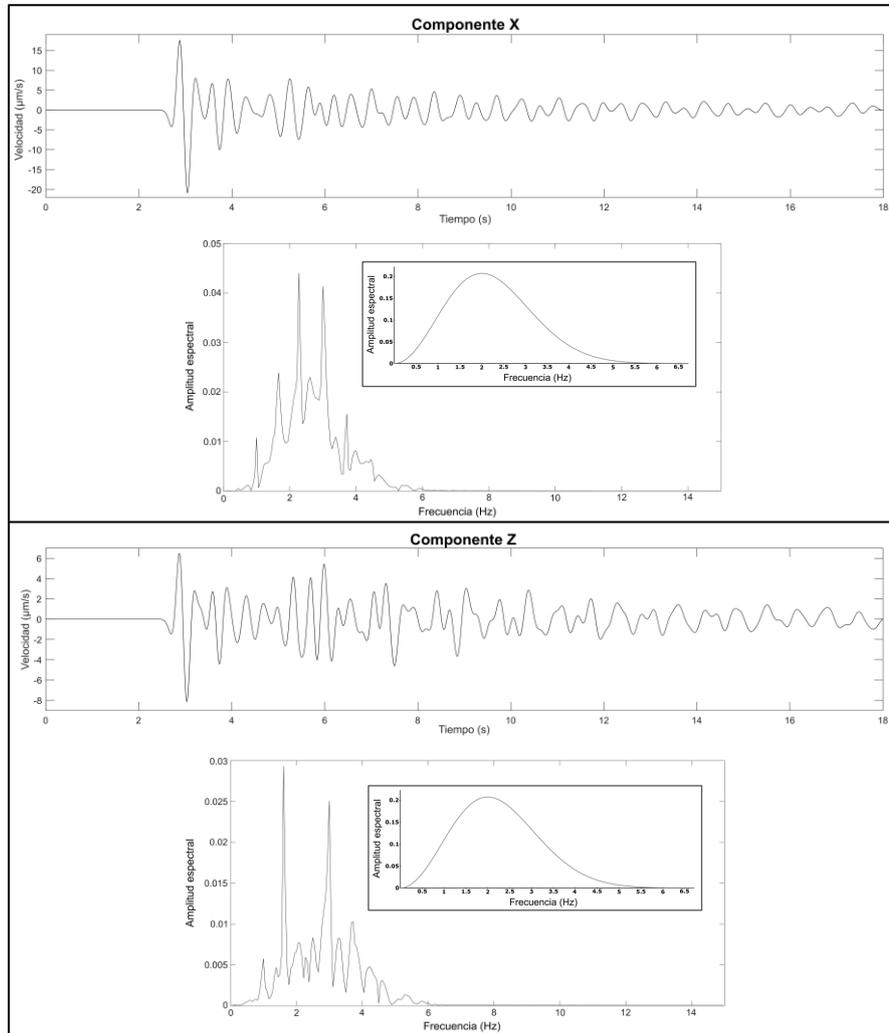


Figura 11. Sismogramas y espectros sintéticos para cada componente en campo lejano junto con el espectro de la función fuente para el modelo de conducto.

6.1.2 Variación de la frecuencia dominante de la fuente

En este apartado se modificará la frecuencia dominante de la fuente de 2,0 Hz a 4,0 Hz con el fin de comprobar si la morfología espectral en forma de picos está asociada o no a una resonancia. Si de verdad es una resonancia la que genera este espectro, los picos no deberían variar su posición independientemente de la frecuencia que excite la resonancia. Esta variación en la frecuencia también nos permitirá ver de qué manera afecta un cambio frecuencial a la forma de onda de los registros.

La forma de onda (Figura 12) en campo cercano es muy similar al modelo con 2,0 Hz de frecuencia dominante, con la excepción de un aumento en las amplitudes máximas registradas en los pulsos, pasando, por ejemplo, de los $49,5 \mu\text{m s}^{-1}$ registrados en el primer pulso, a $133,5 \mu\text{m s}^{-1}$. Este aumento en las amplitudes máximas separa los pulsos de

manera más nítida y los realiza significativamente sobre la coda, permitiendo distinguir hasta 7 pulsos. Sin embargo, puesto que el factor de amplificación no se ha variado y un aumento en la frecuencia no implica un aumento en la energía, posiblemente la función fuente en el programa tenga una normalización de la amplitud espectral, lo que implica que un aumento en la frecuencia lleve asociado un aumento en la energía. De cara a este estudio no influye puesto que no modifica la forma de onda y los pulsos resonantes y, sobre todo, no afecta a la generación y posición de los picos espectrales, pero es importante tenerlo en cuenta para otro tipo de estudios.

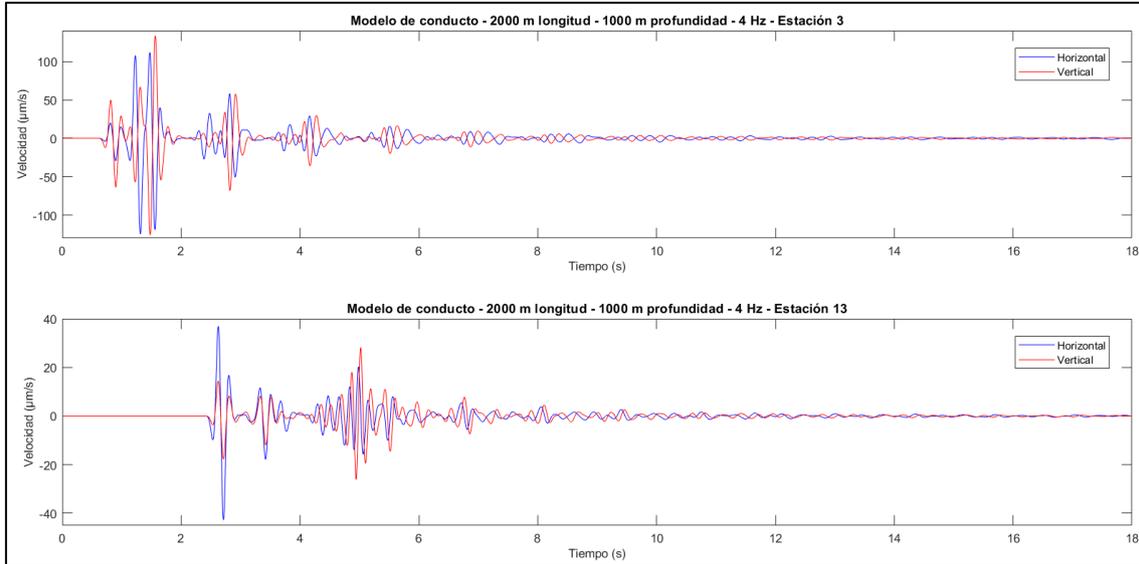


Figura 12. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) con una frecuencia dominante de la fuente de 4,0 Hz para el modelo de conducto. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En campo lejano (Figura 12), por el contrario, se observan algunas diferencias con respecto a 2,0 Hz. Sigue registrándose la llegada directa como la amplitud máxima en el registro, alcanzando valores de $42,4 \mu\text{m s}^{-1}$ y siendo la componente horizontal sustancialmente más energética que la vertical. Lo más llamativo es un paquete de energía que se registra entre los 4,2 s y los 5,6 s del origen. Analizando las capturas del movimiento del suelo se ha observado que en ese lapso de tiempo llega a la estación un frente de ondas formado por la interferencia constructiva de cuatro frentes de onda diferentes. Este fenómeno no ocurría a 2,0 Hz, en donde se registra un flujo de energía más o menos homogéneo. Justo antes y después de este paquete de energía se aprecian las llegadas de dos pulsos diferentes, lo cual confirma la teoría de que los pulsos no dejan de apreciarse en campo lejano y, apoya la hipótesis de la interferencia destructiva entre distintos frentes de onda en el modelo a 2,0 Hz. El hecho de que los pulsos sean más estrechos que con la fuente a 2,0 Hz también facilita el que puedan distinguirse más pulsos por no solaparse tanto unos con otros.

En el espectro de campo cercano (Figura 13) se observa como en ambas componentes se encuentra desplazado hacia frecuencias más elevadas, lo cual tiene sentido teniendo en cuenta que la fuente está inyectando energía a mayores frecuencias. Lo interesante en estos espectros es que la distribución de los picos es exactamente la misma, es decir, se encuentran en las mismas frecuencias independientemente de la frecuencia dominante de la fuente. En el espectro con una frecuencia de 4,0 Hz, aparecen una mayor cantidad de picos a frecuencias superiores a 5,0 Hz. Esto ocurre porque la fuente a 2,0 Hz no tiene

energía a frecuencias tan altas como para excitar la generación de esos picos, que se corresponderían con armónicos superiores asociados a la resonancia en el conducto (ecuación 1).

Los espectros de campo lejano (Figura 14) muestran un comportamiento similar a los de campo cercano. En ambas componentes se encuentran desplazados hacia frecuencias mayores y muestran la misma localización de los distintos picos. De esta manera, para frecuencias $< 3,0$ Hz tiene una mayor amplitud espectral la fuente a 2,0 Hz y, por encima de esta frecuencia, vuelve a tener mayor amplitud espectral la fuente a 4,0 Hz. Esto es debido a la distinta distribución de energía. Los picos registrados por encima de 5,0 Hz siguen teniendo una relación directa con armónicos superiores (ecuación 1).

La morfología espectral tanto en campo cercano como lejano se ve en ambos casos de la misma forma: una convolución entre el espectro propio de la fuente (Figura 6) en su respectiva frecuencia dominante (2,0 y 4,0 Hz) y un espectro en forma de picos los cuales se ha visto que coinciden de forma casi perfecta con frecuencias resonantes y, además, modificaciones frecuenciales no implican variaciones en la posición de estos picos. Esto permite demostrar que se está produciendo una resonancia, ya que independientemente de la frecuencia que la excite no se modifican las frecuencias resonantes, estas únicamente dependen de la velocidad acústica del magma y la longitud del conducto (ecuación 1). Jugar con la frecuencia de la fuente permite modificar la distribución de energía en las distintas frecuencias resonantes pero no las propias frecuencias resonantes.

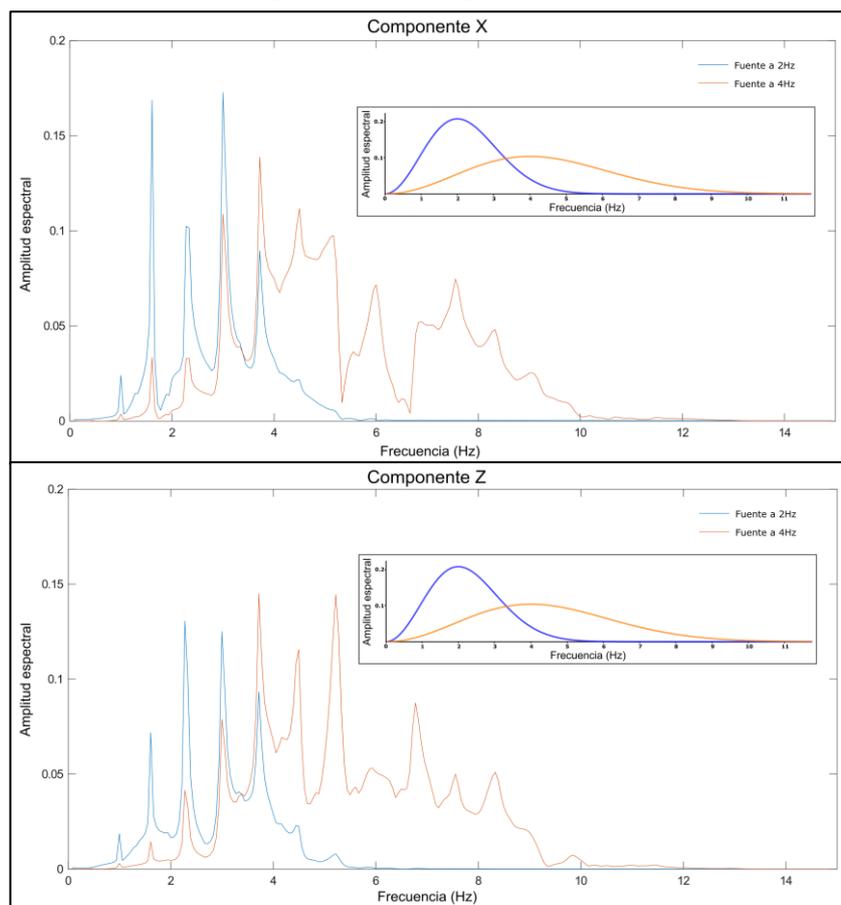


Figura 13. Espectros sintéticos de campo cercano comparando distintas frecuencias dominantes de la fuente: a 2,0 Hz (azul) y 4,0 Hz (naranja) junto con el espectro de la función fuente para cada frecuencia.

Gracias a la variación de la frecuencia de la fuente se ha podido confirmar que se está produciendo una resonancia en el conducto, responsable de estos picos en los espectros tan característicos. Recordemos que el modelo teórico de tubos de órgano (Chouet, 1985) ya demostraba la posibilidad de generar eventos de largo periodo a través de resonancias (ecuaciones 1 y 2). En nuestro caso, por el contrario, se ha utilizado un modelo bidimensional y una topografía, así como la posibilidad de una pérdida de energía por radiación hacia el medio sólido, es decir, un modelo basado en el teórico pero con diferencias importantes. En este caso puede verse como se produce igualmente la resonancia incluso manteniendo las frecuencias teóricas de resonancia del modelo unidimensional.

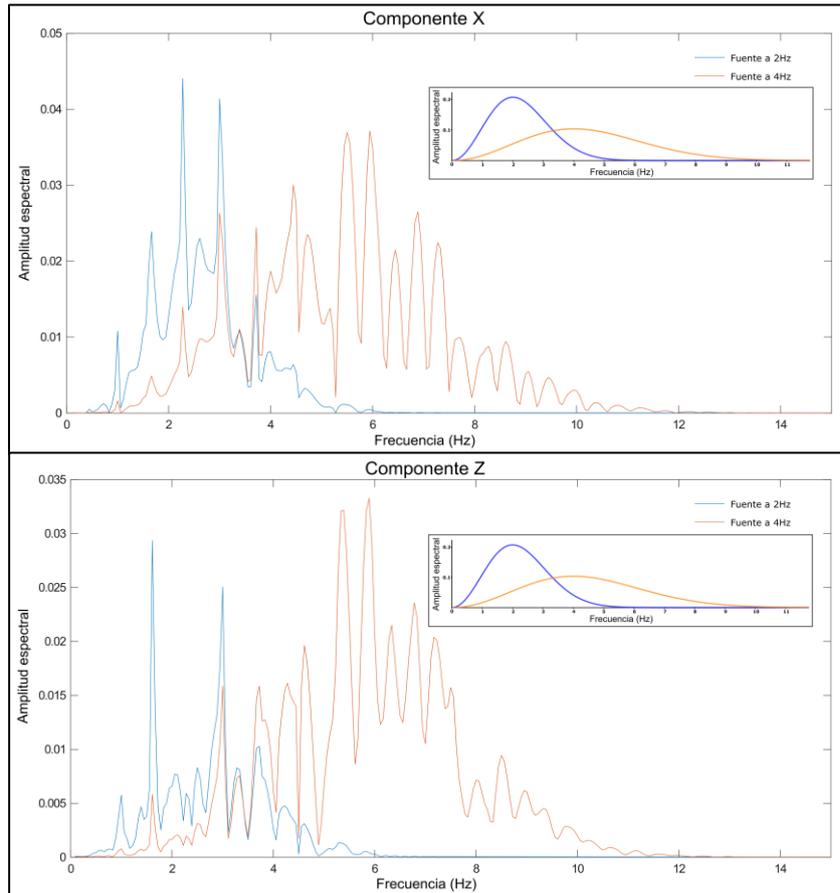


Figura 14. Espectros sintéticos de campo lejano comparando distintas frecuencias dominantes de la fuente: a 2,0 Hz (azul) y 4,0 Hz (naranja) junto con el espectro de la función fuente para cada frecuencia.

6.1.3 Variación de la profundidad del conducto

En este apartado se estudiará como influye la variación de la profundidad del conducto en los registros superficiales. Para ello se ha aumentado la profundidad hasta los 2 km, analizándose el efecto producido sobre las formas de onda y la morfología espectral.

La forma de onda en campo cercano a 2 km de profundidad (Figura 15), no muestra cambios importantes con respecto a 1 km de profundidad. La llegada directa de la fuente se registra 0,9 s después del origen, ligeramente más tarde, lo cual es lógico teniendo en cuenta que debe recorrer un mayor camino hasta la estación. Este mayor recorrido también implica una disminución en la amplitud del registro, pasando de amplitudes máximas registradas de $49,5 \mu\text{m s}^{-1}$ en el primer pulso, a $28,2 \mu\text{m s}^{-1}$ a esta nueva profundidad. Aumentando la profundidad del conducto 1 km casi se ha reducido la

amplitud del registro a la mitad. Una característica notable es que a esta nueva profundidad la llegada directa y el primer pulso se encuentran mejor diferenciados. La componente horizontal también presenta una mayor cantidad de energía con respecto a la vertical.

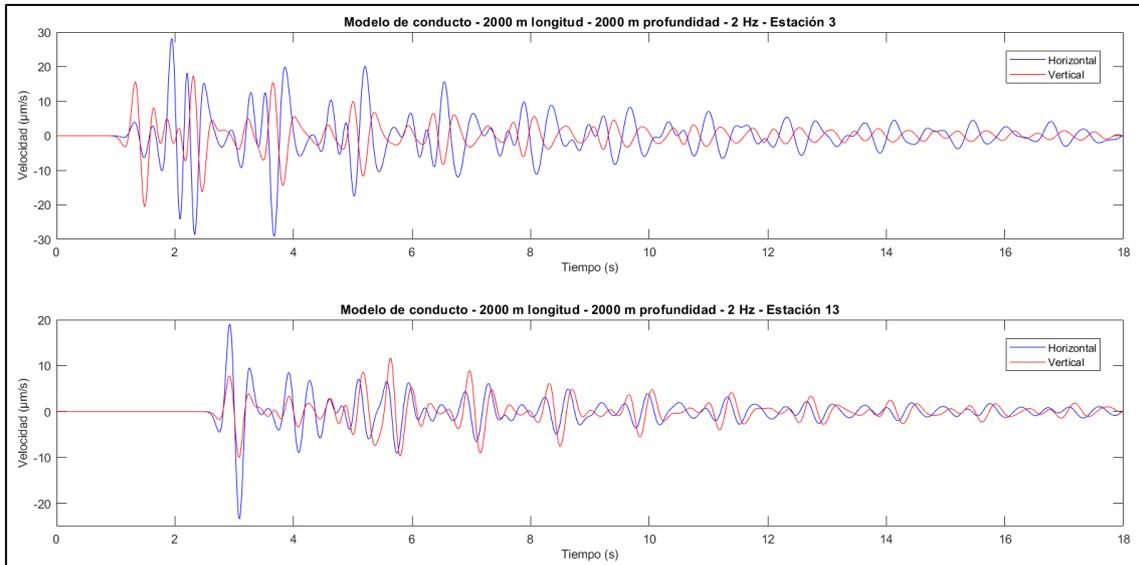


Figura 15. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) con una profundidad de conducto de 2 km. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En campo lejano (Figura 15) la forma de onda también es muy similar, sin embargo, las amplitudes máximas, en lugar de disminuir como en campo cercano, aumentan desde valores de $20,9 \mu\text{m s}^{-1}$ hasta los $23,4 \mu\text{m s}^{-1}$ de amplitud máxima en la llegada directa. Además, ahora en campo lejano también son claramente visibles los distintos paquetes de energía correspondientes a los pulsos producidos por la resonancia. A esta nueva profundidad los frentes de onda de los pulsos llegan más “limpios” a zonas más alejadas del epicentro (sin sufrir interferencias), permitiendo distinguir los pulsos de la resonancia. Estas interferencias destructivas en el modelo de conducto a 1 km de profundidad también provocan una disminución en las amplitudes registradas, lo que permite explicar que aumentando la profundidad del conducto también aumenten las amplitudes máximas en campo lejano.

Los espectros en campo cercano (Figura 16) son muy similares a los generados a 1 km de profundidad, con la excepción de una menor amplitud espectral generalizada. En ambas componentes esta reducción en la energía es más o menos regular a lo largo de todo el espectro (salvo el pico a 2,9 Hz en la componente horizontal, donde esta reducción es de más de la mitad). También se mantienen las amplitudes espectrales relativas entre los distintos picos.

El espectro de campo lejano (Figura 17) es algo más complejo. Hay ciertas frecuencias con mayores amplitudes espectrales y otras con menores. En la componente horizontal, por ejemplo, se observa un aumento de energía a 1,6 Hz, 2,3 Hz y 3,7 Hz y una disminución a 1,0 Hz y 2,9 Hz con respecto a 1 km de profundidad pero, en general, en esta componente son bastante similares. Lo que más llama la atención del espectro de campo lejano es la componente vertical, en donde se ve un aumento muy grande en dos de los picos generados por la resonancia: a 2,9 Hz se produce un aumento de casi el doble

en la amplitud espectral pero, a 2,3 Hz la amplitud espectral es diez veces superior a la registrada a 1 km de profundidad. Esto se traduce en una morfología espectral muy similar en la componente vertical entre campo cercano y lejano con una profundidad de conducto de 2 km, al contrario de lo que ocurría con 1 km de profundidad.

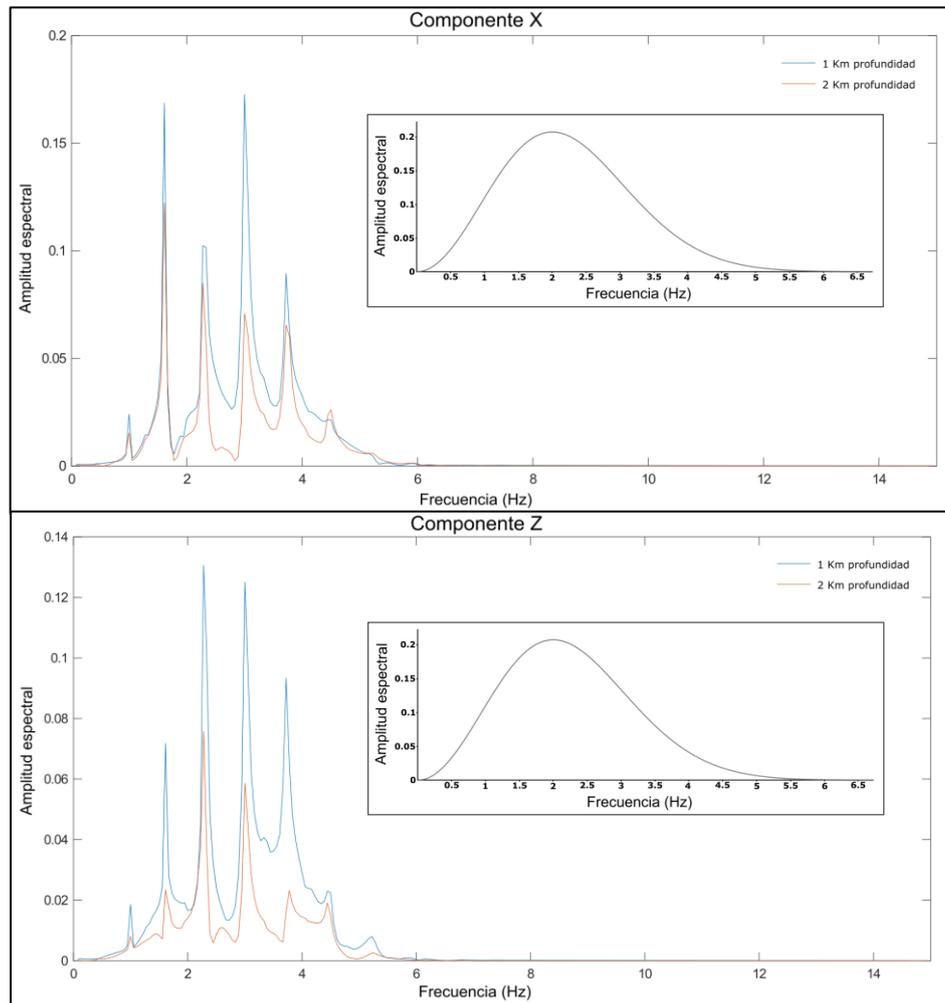


Figura 16. Espectros sintéticos de campo cercano comparando las profundidades de conducto a 1 km (azul) y 2 km (naranja) junto con el espectro de la función fuente para el modelo de conducto.

A través de la variación del parámetro de la profundidad del conducto se puede deducir que, cuanto mayor sea la profundidad del conducto, en campo cercano se registrará una morfología espectral similar con una menor amplitud espectral debido a un mayor recorrido del frente de ondas. En campo lejano se mantendrá mucho mejor conservada esta morfología espectral en ambas componentes con respecto a 1 km de profundidad (especialmente en la componente vertical), al no producirse interferencias destructivas. En la forma de onda también es posible distinguir los pulsos producidos por la resonancia a mayores distancias, lo que encaja con una mayor similitud del espectro en campo cercano y lejano. Todo esto confirma la teoría de que el hecho de no observar los pulsos a distancias elevadas del epicentro es algo puntual de nuestro modelo. Cuanto más claros sean los pulsos procedentes de la resonancia en la forma de onda, más se parecerá el espectro obtenido al espectro teórico de la resonancia, es decir, más claros serán los picos de las frecuencias resonantes.

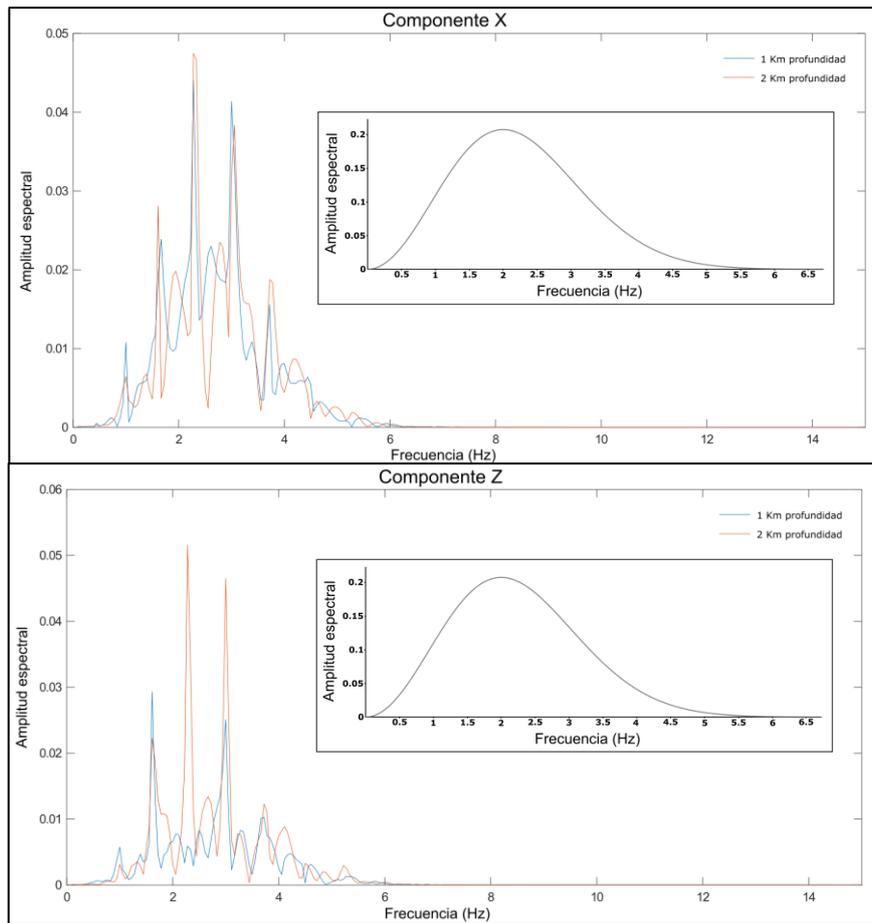


Figura 17. Espectros sintéticos de campo lejano comparando las profundidades de conducto a 1 km (azul) y 2 km (naranja) junto con el espectro de la función fuente para el modelo de conducto.

6.1.4 Variación de la longitud del conducto

En este apartado se estudiará el efecto que induce una diferente longitud del conducto en los registros superficiales. En nuestro modelo hemos utilizado una longitud de 2 km y, aunque hay volcanes que presentan conductos igual o más largos (Galeras con 3 km de conducto [Cadena y Sánchez, 2022]), lo normal es que no alcancen valores tan elevados, de aquí la importancia de estudiar los efectos producidos por longitudes de conducto más pequeñas. Se utilizarán unas longitudes de 1 km, 500 m y 300 m.

En la forma de onda de campo cercano del conducto con 1 km de longitud (Figura 18), se puede ver como los distintos paquetes de energía de los pulsos de la resonancia están mucho más juntos unos de otros que en el conducto estándar de 2 km. Al disminuirse la longitud, el recorrido de las ondas a través del conducto es menor y se transmite antes la energía en los límites. Igual que demostramos anteriormente, midiendo el tiempo entre pulsos y conociendo la velocidad acústica del magma puede calcularse esta nueva longitud del conducto (ecuación 4). También se alcanzan unas mayores amplitudes máximas de $105,1 \mu\text{m s}^{-1}$ por interferencias constructivas entre frentes de onda diferentes. En campo lejano (Figura 18), puesto que la relación profundidad del conducto-frecuencia de la fuente no varía, se observa un registro muy similar, es decir, se siguen sin ver los pulsos de la resonancia.

Con una longitud de 500 m la forma de onda (Figura 19) cambia notablemente, en campo cercano ahora se observa una señal homogénea y continua con una amplitud que decrece de manera casi exponencial con el tiempo. Esta señal es el resultado de una rápida

sucesión de pulsos resonantes, se dan de manera tan rápida que en el registro aparece una señal continua. Este es un ejemplo muy claro de un tipo de eventos de largo periodo denominados de tipo tornillo. En campo lejano la forma de onda no varía significativamente, sin embargo, la coda en este modelo prácticamente desaparece a partir de los 12,0 s. Esta rápida disminución de la energía se debe precisamente a la rápida generación de los pulsos, lo que provoca que la energía se libere más rápidamente, disminuyendo la duración de la coda. Esto también es aplicable en campo cercano, donde a partir de los 10,0 s desaparece la coda. La componente horizontal predomina en los primeros 2,0 s del registro en campo lejano y, a partir de los 2,0 s, será la componente vertical la predominante.

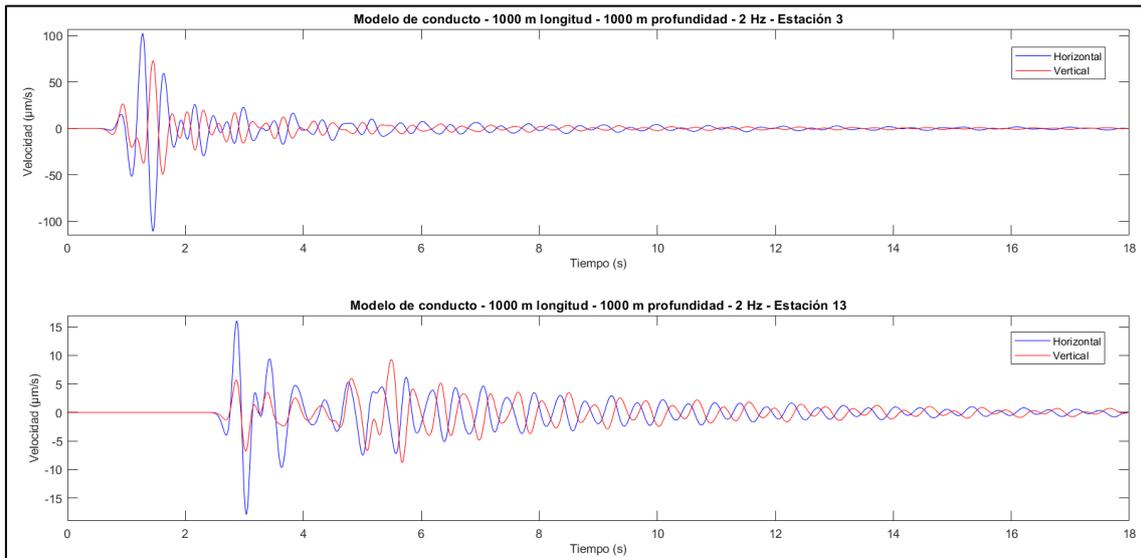


Figura 18. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) con una longitud del conducto de 1 km. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

Para una longitud de conducto de 300 m (Figura 20), la forma de onda indica un fin de los pulsos resonantes. Con esta longitud en campo cercano ya no se aprecian paquetes de energía diferenciados ni una única señal formada por una sucesión de pulsos simultáneos. Únicamente se observa un paquete de energía formado por la llegada directa y un único pulso en los límites del conducto que libera la mayor parte de la energía. En el interior del conducto aún queda almacenada una pequeña parte de la energía inicial que da lugar a la generación de una coda de baja amplitud entre los 2,0 s y 5,0 s del origen. En campo lejano aún es más evidente el cese de esta resonancia al registrarse un movimiento del suelo de apenas 4,0 s en total. El movimiento en estos 4,0 s está compuesto por la llegada directa y el frente de ondas generado en el único pulso energético que se produce en el conducto. Prácticamente no se registra nada en campo lejano de esa energía residual que queda en el conducto después de la generación del pulso.

Las formas de onda permiten hacerse una idea de que es lo que ocurre al modificar la longitud del conducto pero, en temas de resonancias, los espectros ofrecen una información muy valiosa puesto que cada longitud imprime una firma espectral característica.

Los espectros de campo cercano (Figura 21) muestran de manera muy visual las distintas firmas que imprimen cada una de las longitudes. Cuanto menor es la longitud

del conducto menos picos tiene su espectro. Recordando la ecuación de las frecuencias resonantes teóricas en un conducto cerrado (ecuación 1), se puede ver que es coherente, cuanto menor sea la longitud del conducto mayor es la frecuencia fundamental y también mayor es la distancia entre armónicos. Una característica a resaltar es la gran amplitud espectral que alcanza a 2,3 Hz el conducto de 500 m de longitud en ambas componentes. Esto es consistente con las características de un evento de tipo tornillo, los cuales presentan frecuencias homogéneas con alta energía (Narváez *et al.*, 1997). Con 300 m de conducto, en base a la ecuación (1), debería encontrarse un primer pico a 3,8 Hz que se corresponde a su frecuencia fundamental de resonancia pero, en lugar de eso, lo que se observa es un espectro sin picos y con baja amplitud espectral. Esto indica que no se está produciendo ninguna resonancia, no hay ninguna frecuencia que se esté amplificando por la existencia de una resonancia. Con lo que se puede concluir que para este tipo concreto de resonancia, longitudes de conducto inferiores a 500 m no van a producir resonancias ni a imprimir una firma espectral característica en forma de picos claros y estrechos.

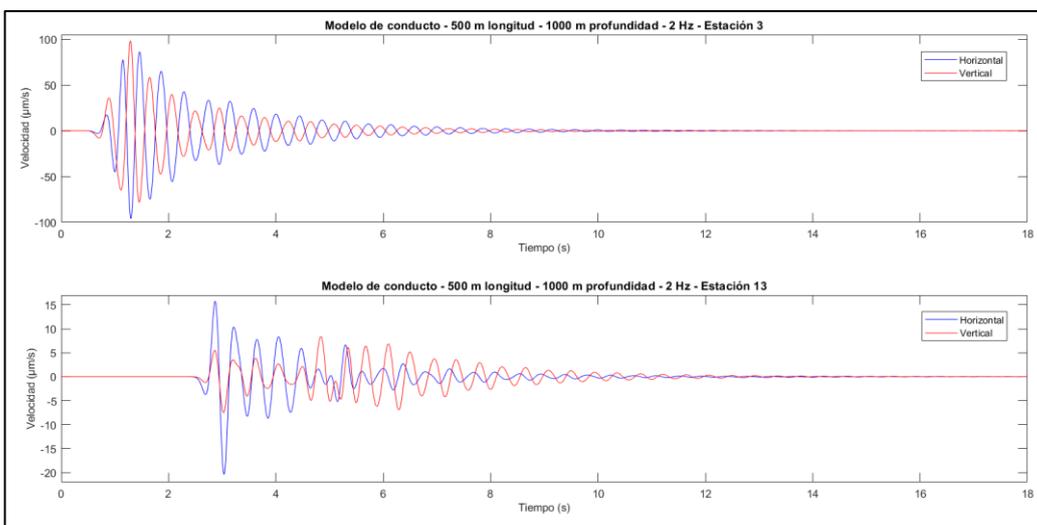


Figura 19. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) con una longitud del conducto de 500 m. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

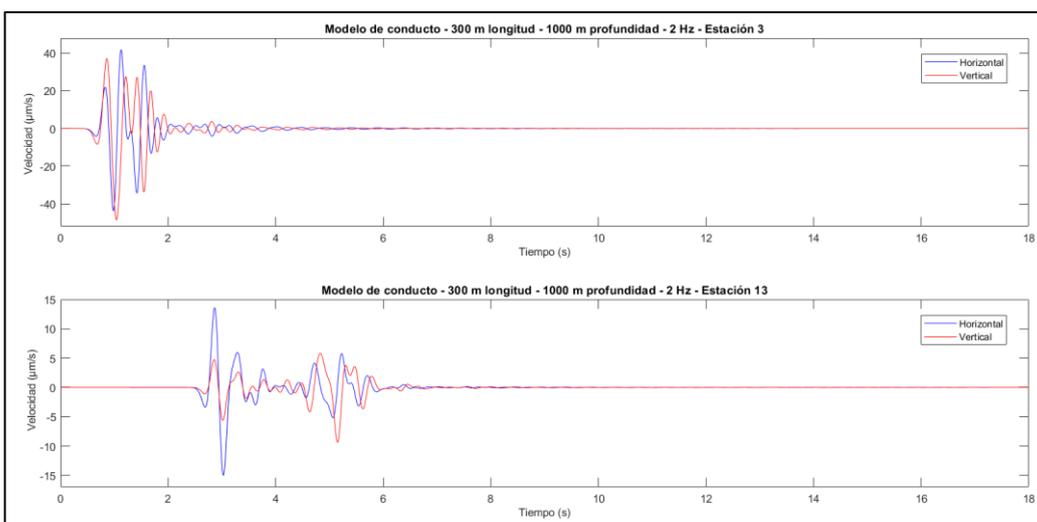


Figura 20. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) con una longitud del conducto de 300 m. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

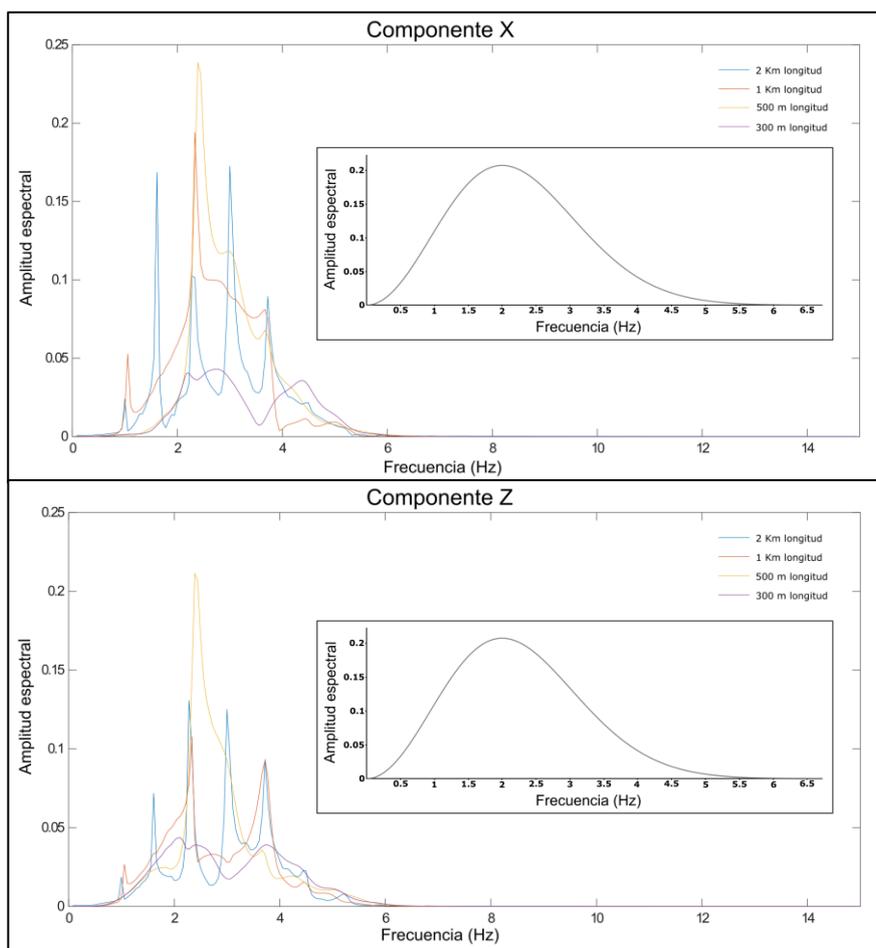


Figura 21. Espectros sintéticos de campo cercano comparando distintas longitudes de conducto: 2 km (azul), 1 km (naranja), 500 m (amarilla) y 300 m (morada) junto con el espectro de la función fuente.

6.2 Modelo de capas

Para estudiar esta tipología de mecanismo se seguirá un guion parecido al anterior. Primero se comentarán las características generales del campo de ondas y, después, se analizará la influencia de distintas variaciones de parámetros puntuales. En este caso se modificará la profundidad y la frecuencia dominante de la fuente para estudiar el efecto que induce en la forma de onda y la firma espectral. También se comprobará la influencia que tiene la capa de baja velocidad, para ello se comparará este modelo con otro homogéneo.

6.2.1 Características del campo de ondas

La elección de este modelo se ha basado en tratar de mantener una similitud con el modelo anterior y con el propuesto por *Bean et al. (2014)*, en donde la fuente se localiza dentro de la capa superficial de baja velocidad. En nuestro caso se ha ubicado la fuente a una profundidad de 120 m. Para este modelo se usará una fuente explosiva, en lugar de un mecanismo de doble par, para tratar de demostrar si con una fuente con mecanismo diferente al propuesto por *Bean et al. (2014)* también se generan eventos de largo periodo a través del efecto de camino asociado a la capa. Ellos también utilizaban una rotura lenta con el fin de inyectar energía a frecuencias bajas dentro de la capa, concretamente, una frecuencia de esquina de 0,7 Hz. En nuestro caso vamos a mantener una frecuencia dominante de la fuente de 2,0 Hz por dos razones: para estudiar si utilizando fuentes de

mayores frecuencias también se generan estos eventos y para que la comparación posterior con el modelo de conducto sea más coherente.

Analizando la forma de onda (Figura 22), en campo cercano se observa un registro aparentemente breve que comienza de manera muy energética seguido de una coda de mucha menos amplitud. Esta coda, sin embargo, tiene amplitudes de $30,0 \mu\text{m s}^{-1}$ de media entre los 2,0 s y los 4,0 s del origen y, aunque parece que termina rápido, a los 16,0 s del origen aún se registran amplitudes que superan los $2,0 \mu\text{m s}^{-1}$. Lo que ocurre es que este paquete energético inicial alcanza amplitudes de hasta $759,0 \mu\text{m s}^{-1}$, lo que impide prácticamente apreciar la coda. En modelos posteriores se investigará si estas grandes amplitudes registradas están asociadas únicamente a una fuente muy superficial o hay algún otro factor involucrado.

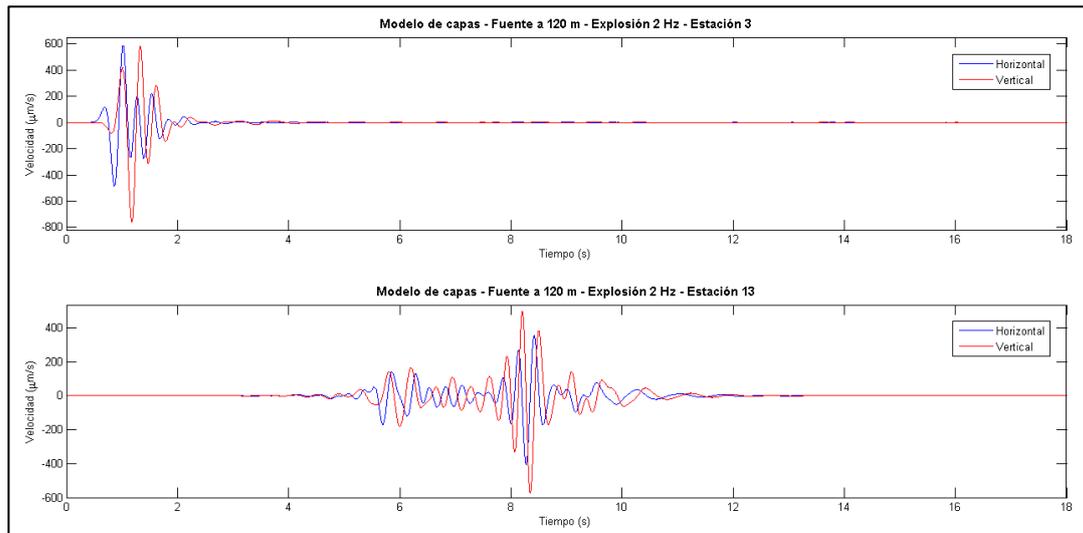


Figura 22. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) del modelo de capas. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En campo lejano (Figura 22) se registra una forma de onda compuesta por dos fases características: una primera que alcanza los $180,1 \mu\text{m s}^{-1}$ a los 6,0 s del origen y una segunda que alcanza amplitudes muy superiores de $571,4 \mu\text{m s}^{-1}$ a los 8,3 s del origen. Entre ambas fases y después de la segunda se puede distinguir una coda con amplitudes medias de $90,0 \mu\text{m s}^{-1}$. También se ve claramente como la duración del registro aumenta considerablemente con la distancia epicentral. Es importante señalar que esta primera fase que se comenta no es la primera llegada o la llegada directa, ya que aproximadamente a 3,1 s del origen se puede ver como el sismograma comienza a registrar movimiento.

Observando las distintas capturas del movimiento del suelo (Figura 23) se han podido identificar todas estas fases y darles una interpretación. En primer lugar, a 2,64 s (Figura 23b) se puede apreciar como el frente de ondas prácticamente ha llegado a la última estación, por lo que la apreciación de que la primera llegada se produce en torno a los 3,1 s es correcta. En los sismogramas se aprecia débilmente debido a las grandes amplitudes de las fases siguientes. Una apreciación importante es esa inclinación del frente de ondas que se ve en las capturas a 1,21 s y 2,64 s (Figura 23a y b) en la capa superficial. Esto se debe a que lo que estamos viendo es una refracción crítica, es decir, una vez el frente de ondas incide en la interfase entre ambas capas con lo que se denomina el ángulo crítico, este se propaga por la interfase con la velocidad de la capa de abajo (más rápida) y va radiando energía hacia la zona superficial.

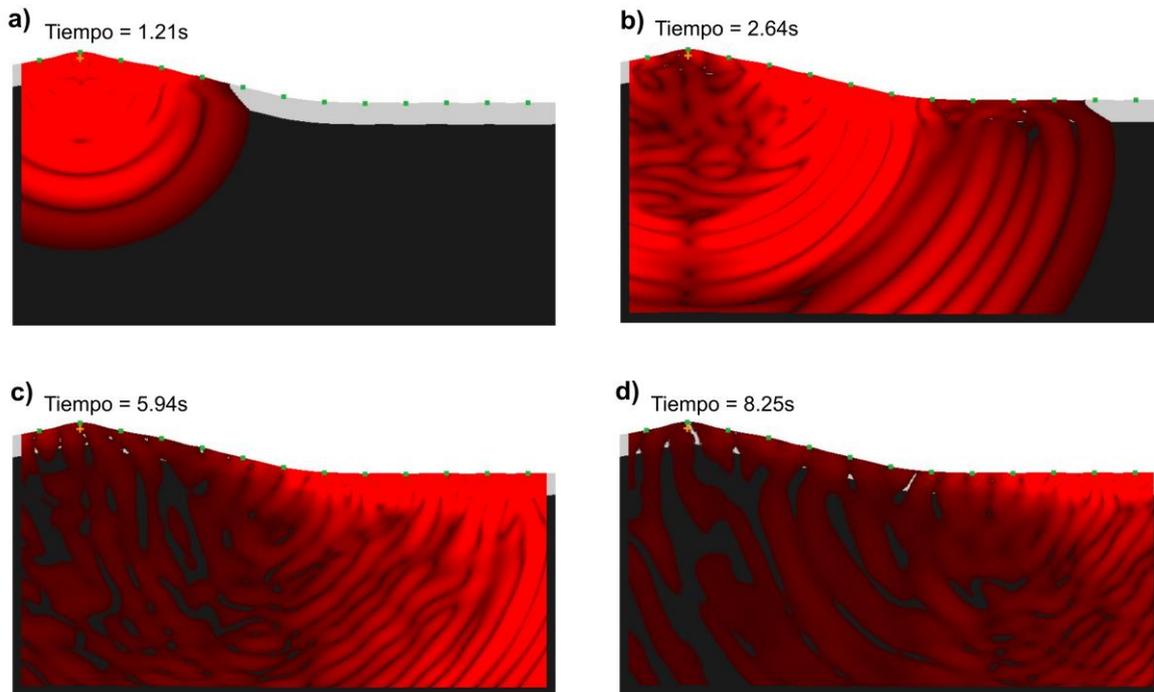


Figura 23. Capturas del movimiento del suelo en distintos intervalos temporales con respecto al origen de la sismicidad. Este movimiento se representa mediante el módulo de la velocidad. a) Pulso inicial de la fuente, inicio de la propagación y fases solapadas. b) Avance lateral a través de la capa del tren de ondas superficiales. c y d) Se aprecian los frentes de onda concéntricos a la acumulación de energía.

Las dos fases características que se mencionaban en los sismogramas (con amplitudes muy superiores a esta primera llegada) forman parte de un tren de ondas superficiales. Lo interesante es que ambas están generadas por diferentes motivos y más tarde se comprobará su independencia. La primera de ellas, registrada a 6,0 s del origen y con amplitudes máximas de $180,1 \mu\text{m s}^{-1}$ está provocada por un efecto de la superficie libre, favorecido en gran parte por una fuente muy superficial. Se la puede distinguir muy bien en la captura a 2,64 s (Figura 23b), ligeramente más tarde que la primera llegada con un rojo más intenso debido a esa mayor cantidad de energía. La otra fase, la registrada a 8,3 s del origen con amplitudes máximas de $571,4 \mu\text{m s}^{-1}$ es algo más compleja pero tiene una serie de características importantes. En primer lugar, esta fase se genera gracias a la existencia de la capa, está asociada a una acumulación de energía debido a una serie de reflexiones múltiples en la interfase. Esta acumulación de energía, al igual que la fase anterior, también se propaga, pero a una velocidad considerablemente más lenta. En la captura a 2,64 s (Figura 23b) prácticamente se ve a las dos fases solapadas, pero a medida que aumenta la distancia epicentral (Figura 23c y d) se puede ver como acaban desdoblándose debido a sus distintas velocidades. Otra característica importante de esta segunda fase es que parece comportarse como una fuente móvil, ya que va radiando energía y generando distintos frentes de ondas a medida que avanza. Esta fase incluso produce frentes de onda en dirección contraria a la propagación inicial (Figura 23c y d), lo que contribuye a aumentar la duración del registro. En campo cercano lo que ocurre es que estas dos fases y la primera llegada están solapadas entre sí, sufriendo una interferencia constructiva, pero como cada una tiene una velocidad distinta, a medida que aumenta la distancia epicentral se encuentran mejor diferenciadas.

Graficando la forma de onda completa para cada estación y componente en función de la distancia epicentral (Figura 24), se puede comprobar y estudiar el desdoblamiento de estas dos fases principales. Como sabemos el tiempo de llegada de cada una y la distancia

a la que se registran, es posible calcular aproximadamente la velocidad de propagación de cada una de las dos fases, determinando que esta acumulación de energía en la capa se desplaza a 1072 m s^{-1} , un 27% más lento que las ondas superficiales generadas por la interacción con la superficie libre (1470 m s^{-1}). En estas gráficas también se puede apreciar como a medida que aumenta la distancia epicentral también aumenta el tiempo de inicio y la duración de los registros.

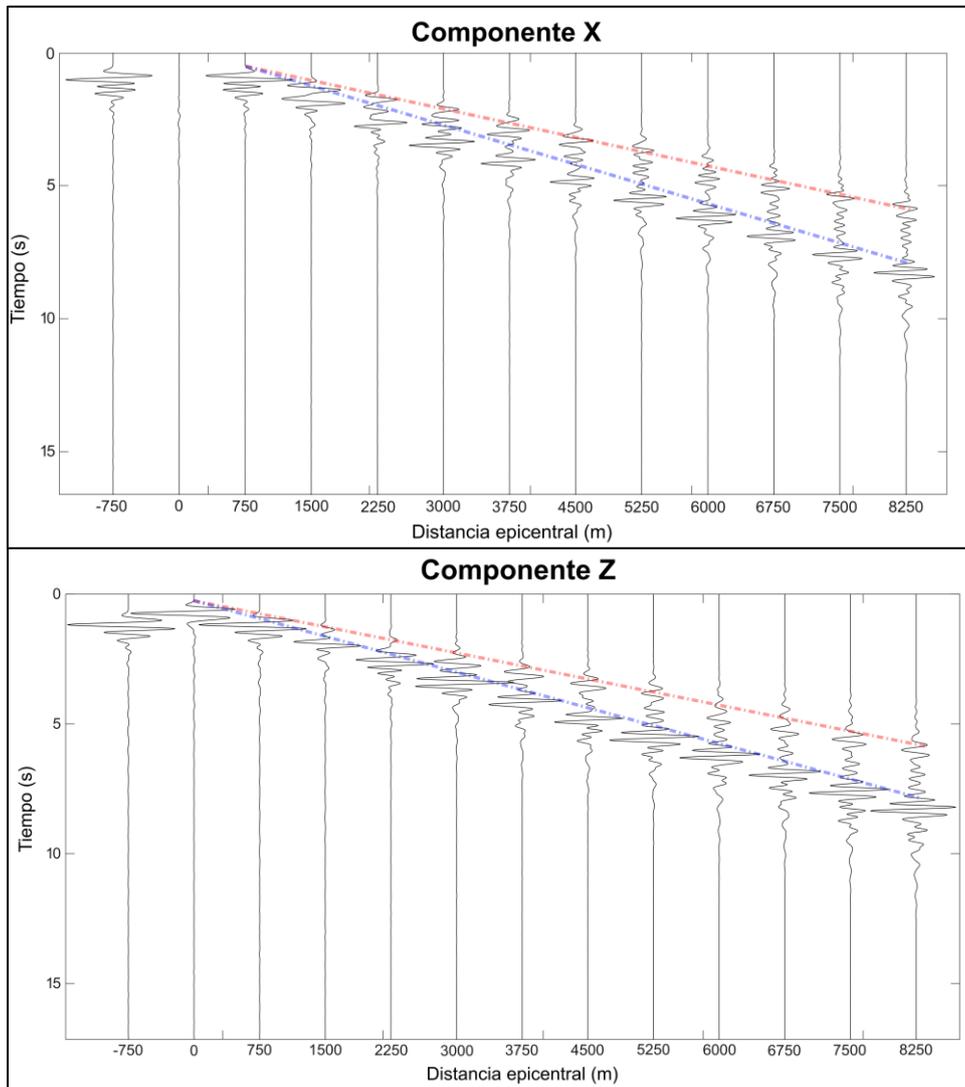


Figura 24. Sismogramas sintéticos del modelo de capas obtenidos en cada una de las componentes para cada una de las estaciones ordenadas según su distancia epicentral. Se marca el desdoblamiento entre las ondas generadas por la interacción con la superficie libre (línea discontinua roja) y el paquete de energía concentrada en la capa (línea discontinua azul).

Analizando los espectros en campo cercano (Figura 25), en ambas componentes se identifica una morfología espectral que recuerda al espectro de la función fuente. En la componente horizontal, además, se aprecian dos picos localizados a 2,3 Hz y a 3,7 Hz. En esta tipología de modelo se vuelven a apreciar picos en el espectro que también coinciden con armónicos teóricos de la capa ($f_0 = V_s/4H$ (6) y armónicos: $f_n = (2n + 1) \cdot f_0$ (7), donde f_0 es la frecuencia fundamental de resonancia, V_s es la velocidad de onda S en la capa de baja velocidad, H es el espesor de la capa y f_n son los distintos armónicos donde n es el modo a considerar), lo que podría sugerir que también se está produciendo una resonancia, sin embargo, son picos que resaltan mucho menos sobre el resto de

frecuencias. Estos picos son mucho menos estrechos que en el modelo de conducto. En la componente vertical, de hecho, se aprecia un único pico localizado a 3,1 Hz, por lo que ni siquiera coinciden los picos en ambas componentes como para sugerir que se está generando una resonancia clara. En campo lejano (Figura 26) la situación es similar, presentan una morfología espectral que sigue recordando al espectro de la función fuente. Se registran una serie de picos asociados a un aumento de la distancia epicentral, pero ninguno claro que destaque y se pueda asociar a frecuencias resonantes. Con esto se deduce que en este modelo, al contrario que en el modelo de conducto, el espectro es menos parecido a un modelo teórico de resonancias, aunque los picos que se distinguen puedan estar igualmente asociados a resonancias.

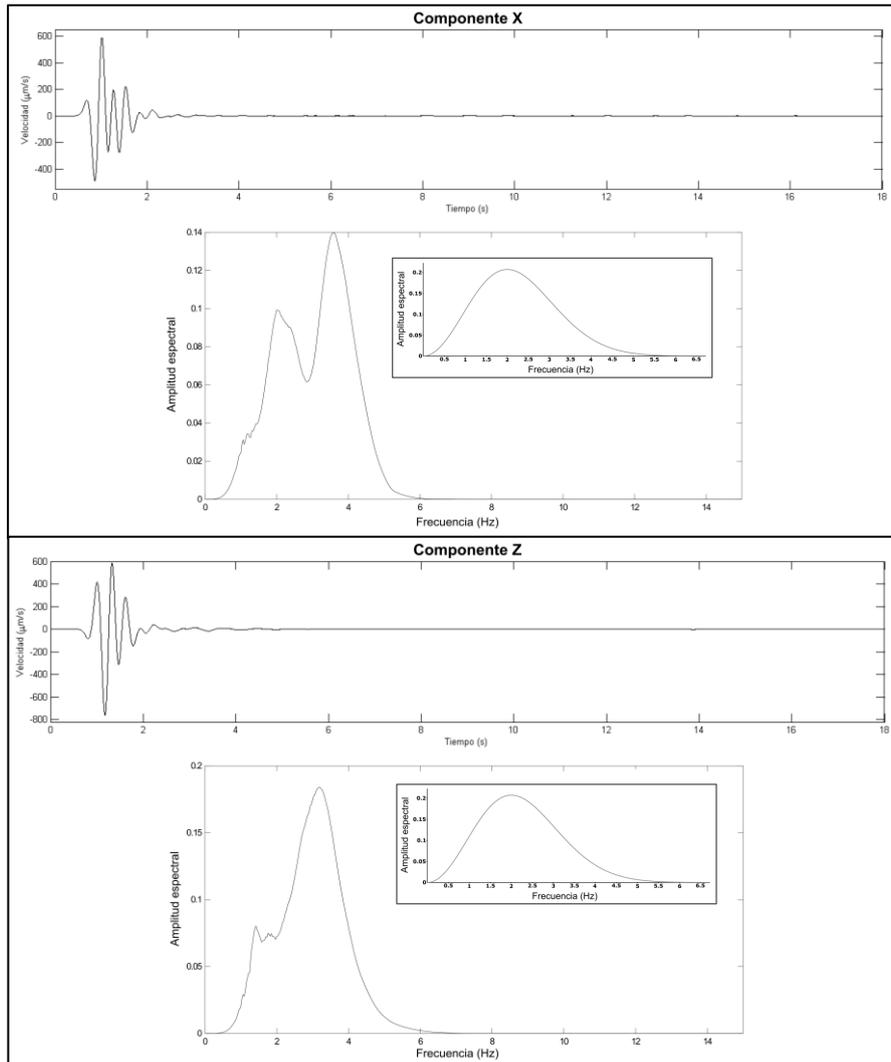


Figura 25. Sismogramas y espectros sintéticos de campo cercano (estación 3) en ambas componentes para el modelo de capas junto al espectro de la función fuente.

Es importante aclarar que aunque en nuestro modelo no se está produciendo una resonancia estricta esto no quiere decir que en modelos de capas ideales de este tipo no se puedan producir, de hecho se producen. El motivo por el que en nuestro caso no se produce una resonancia tan evidente puede venir influenciado por una serie de factores, por ejemplo: un contraste bajo de impedancias ($C = (V_{cor} \cdot \rho_{cor}) / (V_{sup} \cdot \rho_{sup})$) (8), donde V_{cor} es la velocidad de onda S en la capa cortical, ρ_{cor} es la densidad de la capa cortical, V_{sup} es la velocidad de onda S en la capa superficial y ρ_{sup} es la densidad de la capa

superficial), una morfología no plana de la interfase entre ambas capas, el ángulo de incidencia de los frentes de onda, la topografía o, incluso, por un valor elevado del amortiguamiento del material de la capa. Se ha comprobado la influencia del contraste de impedancia en las formas espectrales y se ha visto como un contraste más abrupto influye de manera directa en la amplitud espectral relativa y la anchura de los picos (cuanto mayor contraste de impedancia más estrechos y claros son los picos) pero un bajo contraste no es motivo suficiente para que no se produzca la resonancia.

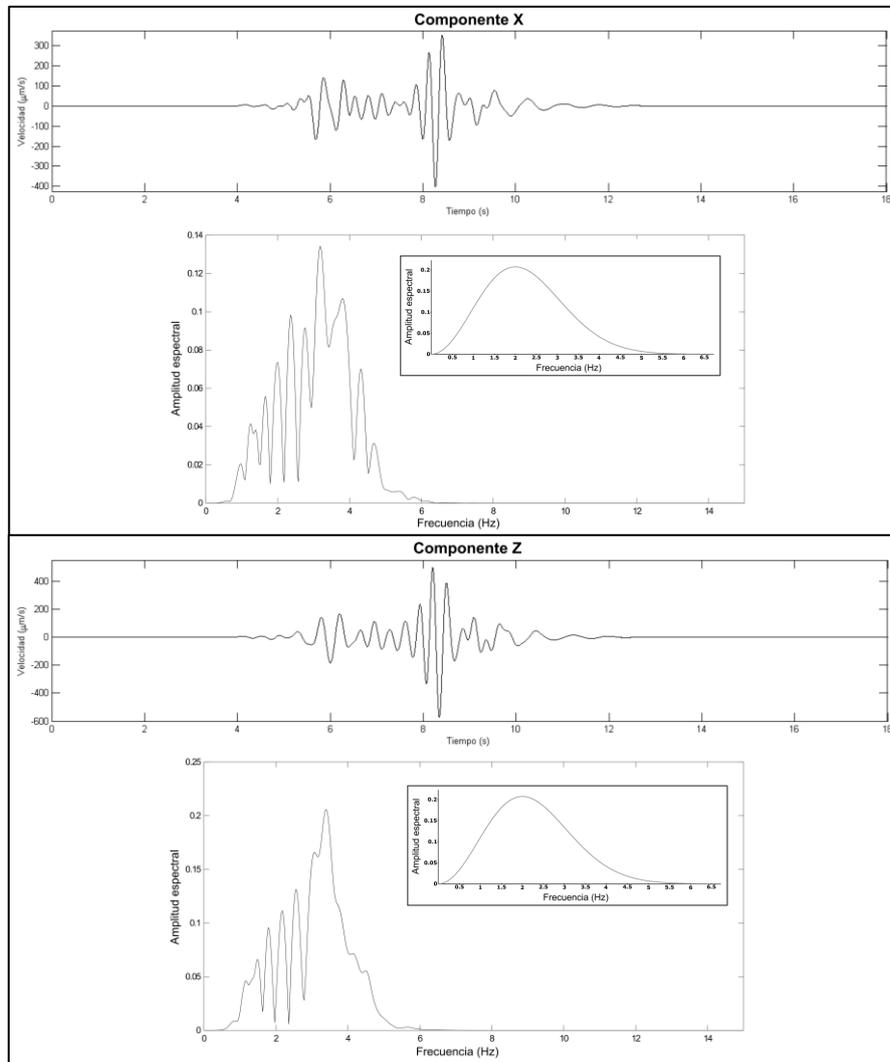


Figura 26. Sismogramas y espectros sintéticos de campo lejano en ambas componentes para el modelo de capas junto al espectro de la función fuente.

Se han estudiado también los efectos en el espectro de una topografía e interfase plana con una fuente profunda (para que el ángulo de incidencia de los frentes de onda sean lo más perpendiculares posible a la interfase de las capas), y además con un contraste de impedancias mayor, es decir, un modelo ideal (Figura 27). En este modelo ideal se observa una coincidencia perfecta de los distintos picos con las distintas frecuencias resonantes según las ecuaciones (6) y (7), generando un espectro muy similar al que encontrábamos en el modelo de conducto. Esto demuestra que este tipo de modelo (si las circunstancias son idóneas) también genera resonancias evidentes. Variando parámetros sobre este modelo se ha determinado que el factor que más influye en que haya o no resonancia es la relación entre interfase-posición de la fuente, o lo que es lo mismo, el

la primera llegada en ese punto también es la de la capa cortical, debido a que se propaga a través de una refracción crítica. Por tanto, ambas primeras llegadas deben de registrarse más o menos al mismo tiempo, en torno a los 3,0 s. Esto nos permite confirmar que la primera llegada en el modelo de capas se producía mucho antes que esas dos fases de mucha más amplitud. Lo que ocurre es que la diferencia entre las amplitudes relativas no deja que se aprecie tan claramente como en el modelo homogéneo, donde las amplitudes relativas son menores. En el modelo de capas la primera llegada se registra unas décimas de segundo más tarde que en el homogéneo, esto puede ser debido al tiempo de viaje a través de la capa, ya que viaja a menor velocidad. La segunda fase clara que se distingue en campo lejano se sitúa a los 5,1 s del origen y alcanza amplitudes máximas de $80,2 \mu\text{m s}^{-1}$. Observando las capturas del movimiento del suelo (Figura 29) se aprecia como esta fase está formada por un efecto de la superficie libre favorecida por una fuente superficial, generando una serie de ondas superficiales. Este efecto es exactamente el mismo que ocurría en el modelo de capas y que daba lugar a la fase localizada a 6,0 s del origen. Se registra casi 1,0 s más tarde en el modelo de capas porque estas ondas sí que se propagan a la velocidad de la capa superficial, es decir, sustancialmente más despacio que a través de la capa cortical como en el modelo homogéneo.

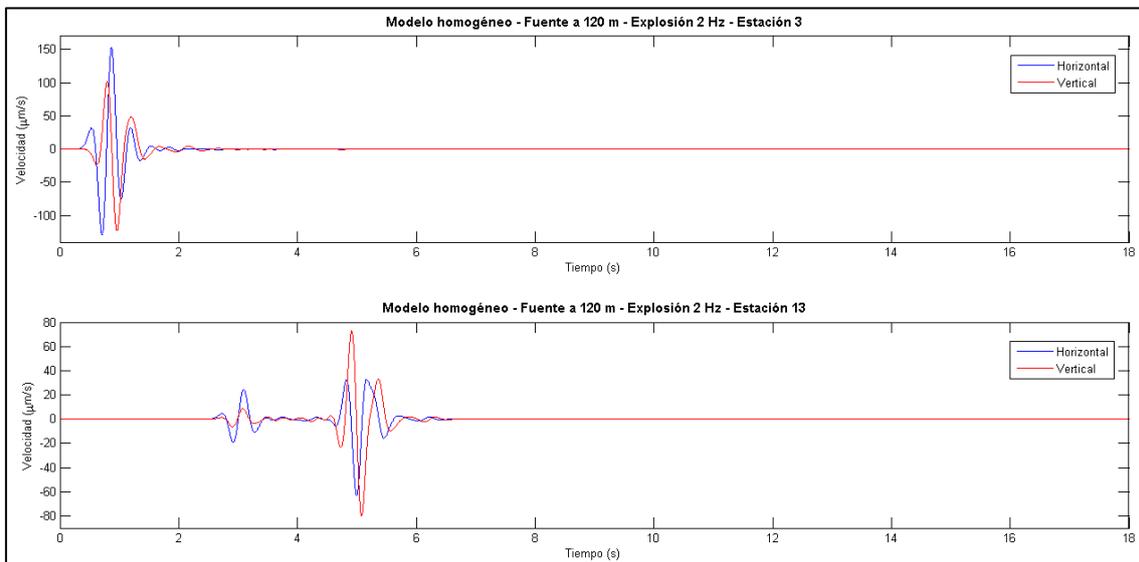


Figura 28. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) del modelo homogéneo. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En resumen, la capa lo que está produciendo es, en primer lugar, un aumento generalizado (tanto en campo cercano como lejano) de las amplitudes de los registros de casi cinco veces más, incluso teniendo un contraste de impedancias relativamente bajo (en torno a 1,7). También provoca un aumento en la duración de los registros mediante la generación de codas por la acumulación de energía dentro de la propia capa. Se ha visto que de las dos fases predominantes que aparecían en los sismogramas de campo lejano en el modelo de capas (Figura 22), la capa no es responsable de la generación de la primera fase registrada (la localizada a 6,0 s del origen). Esto se debe a que es un resultado de la interacción de la superficie libre con una fuente muy superficial, por lo que es independiente de la propia capa y de ahí que aparezca de nuevo en el modelo homogéneo. La segunda fase, la que tenía más amplitud y radiaba energía desde la propia capa (localizada a 8,3 s del origen), por el contrario, sí que está provocada por la capa en sí misma, ya que se produce por una acumulación de energía a través de reflexiones

múltiples en la interfase de ambas capas. Demostrándolo al no registrarse en el modelo homogéneo, puesto que no hay ninguna acumulación de energía.

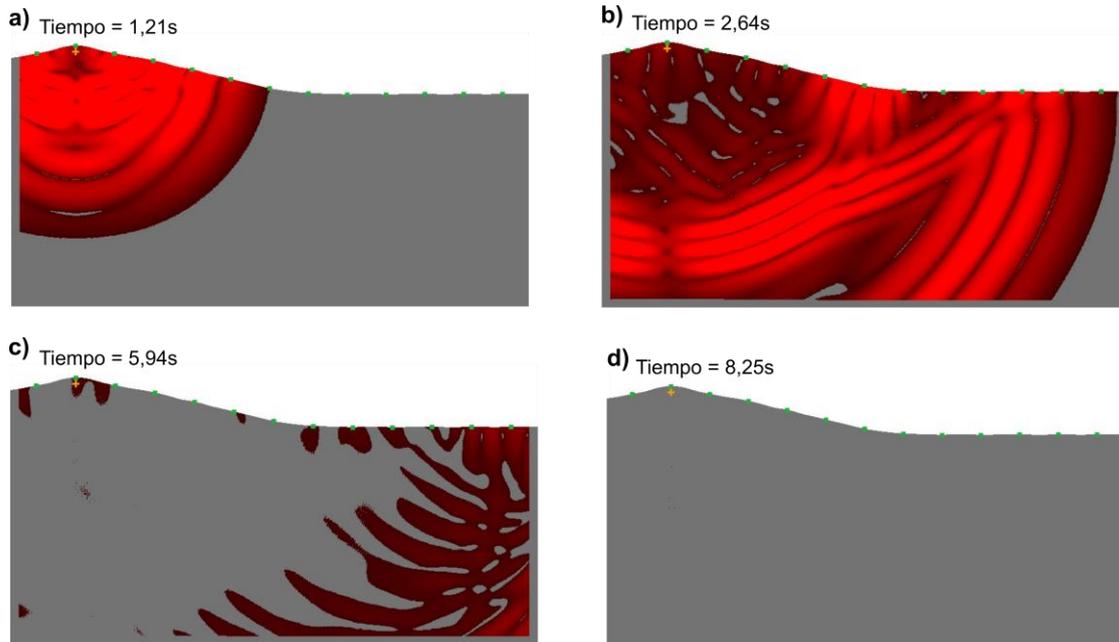


Figura 29. Capturas del movimiento del suelo en distintos intervalos temporales con respecto al origen de la sismicidad en el modelo homogéneo. Este movimiento se representa mediante el módulo de la velocidad. a) Pulso inicial de la fuente. b) Desdoblamiento de la primera llegada y las ondas superficiales. c) Energía residual en la capa cortical. d) Ausencia de energía en la capa.

Los espectros tanto de campo cercano como de campo lejano en el modelo homogéneo (Figura 30) muestran un espectro dominado únicamente por la propia función fuente. Presentan una morfología de campana de Gauss asimétrica, más extendida hacia frecuencias mayores. Comparando los espectros del modelo homogéneo con los del modelo de capas se puede ver como estos últimos tienen una considerable mayor amplitud espectral, lo cual es coherente con una acumulación de energía en la capa.

6.2.3 Variación de la profundidad de la fuente

Ahora se estudiará en que influye que la fuente se encuentre a distintas profundidades. Para el modelo estándar, como se ha comentado, utilizamos una fuente a 120 m, ahora aumentaremos la profundidad de la fuente a 600 m y a 1250 m (misma profundidad que el modelo de conducto). El interés principal de analizar distintas profundidades de la fuente radica, en primer lugar, en ver que influencia tiene en los registros el hecho de pasar de una fuente dentro de la capa superficial a otra ubicada fuera de la capa (por debajo). En segundo lugar, añadimos una variante más al modelo original planteado por *Bean et al., 2014*, para tratar de demostrar si ubicando la fuente fuera de la propia capa superficial también se generan eventos de largo periodo. Por último, aumentar la profundidad de la fuente nos permitirá ver de que manera influye en este tren de ondas superficiales que se vienen registrando en el modelo de capas y el homogéneo, por interacción con la superficie libre.

Los resultados obtenidos de la forma de onda con la fuente a 600 m de profundidad muestran muy bien los efectos de la capa, incluso mejor que en el modelo estándar. En campo cercano (Figura 31), la forma de onda es muy similar al modelo con la fuente a 120 m, formada por una única fase energética seguida de una coda que se prolonga hasta los 4,0 s del origen. La gran diferencia son las amplitudes máximas registradas, en este

modelo se alcanzan los $137,8 \mu\text{m s}^{-1}$, mientras que con la fuente a 120 m de profundidad se alcanzaban los $759,0 \mu\text{m s}^{-1}$. La diferencia es demasiado grande como para que la variación de profundidad sea la única responsable y, se sospecha que el hecho de colocar la fuente fuera de la capa tiene un efecto mayor en la reducción de las amplitudes registradas que el propio aumento de profundidad.

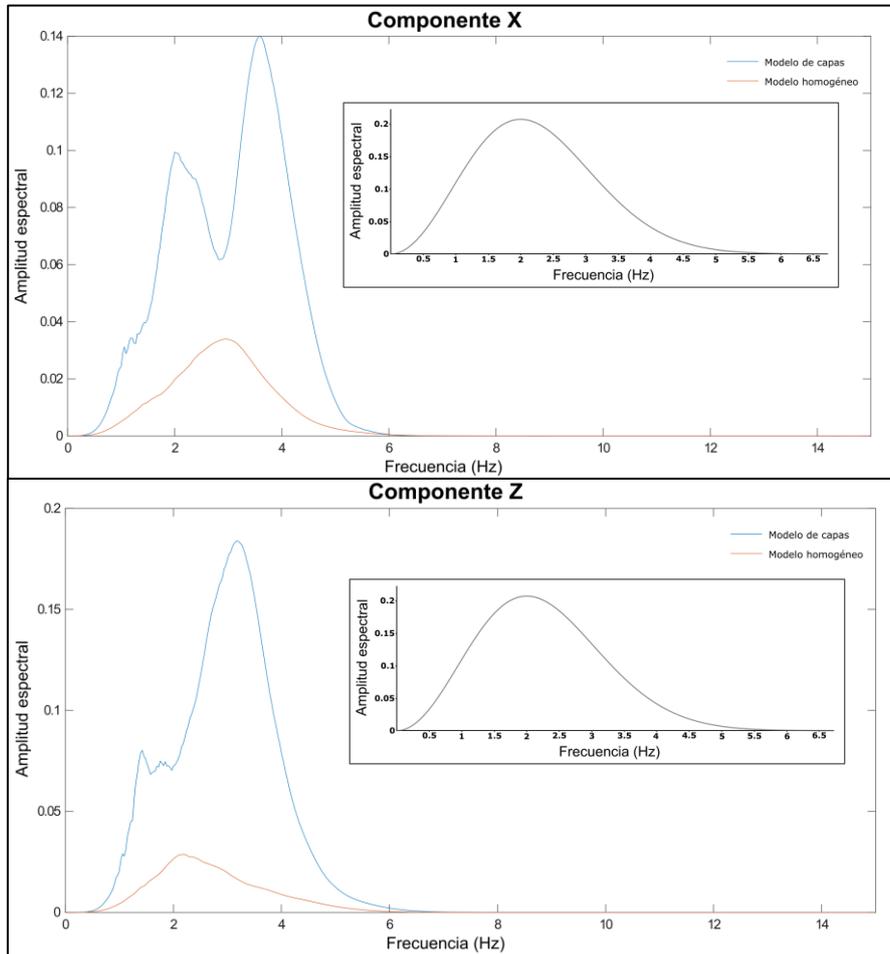


Figura 30. Espectros sintéticos de campo cercano en ambas componentes para el modelo de capas (azul) y el modelo homogéneo (naranja) junto con el espectro de la función fuente.

En campo lejano (Figura 31), por el contrario, se registra un sismograma fusiforme con amplitudes notablemente homogéneas, es decir, que no aparecen fases intercaladas más energéticas como aparecerían con la fuente a 120 m de profundidad. El tren de ondas superficiales originado por la interacción con la superficie libre ya no se registra, lo que pone de manifiesto que lo importante para su generación está vinculado a una fuente muy superficial, y no a la presencia de la capa. La gran acumulación de energía en la capa que producía una segunda fase energética en el modelo estándar también ha desaparecido. En este caso el motivo no es tanto la profundidad de la fuente como su localización. El hecho de tener una fuente dentro de la propia capa permite que toda la energía que se libera en la fuente quede ya concentrada dentro de la capa. Posteriormente se demostrará como esto tiene una importancia de primer orden en el aumento de las amplitudes de los registros. Precisamente al no producirse estas dos fases se puede ver de manera mucho más clara cuál es la forma típica de un evento de largo periodo. También se ve claramente como es el efecto que origina la capa en los registros a medida que aumenta la distancia epicentral, haciendo que tengan cada vez mayor duración (Figura 32).

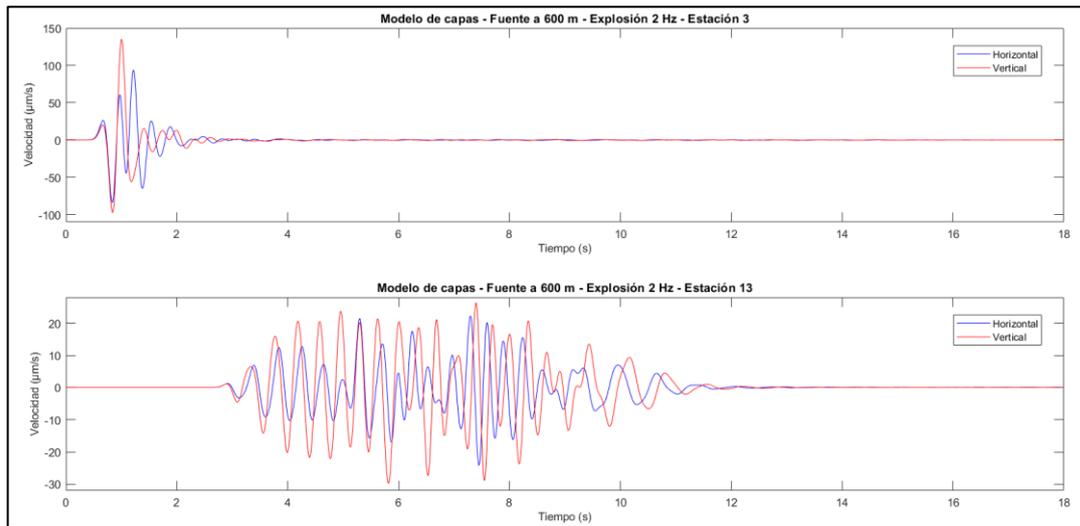


Figura 31. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) del modelo de capas con la fuente a 600 m de profundidad. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

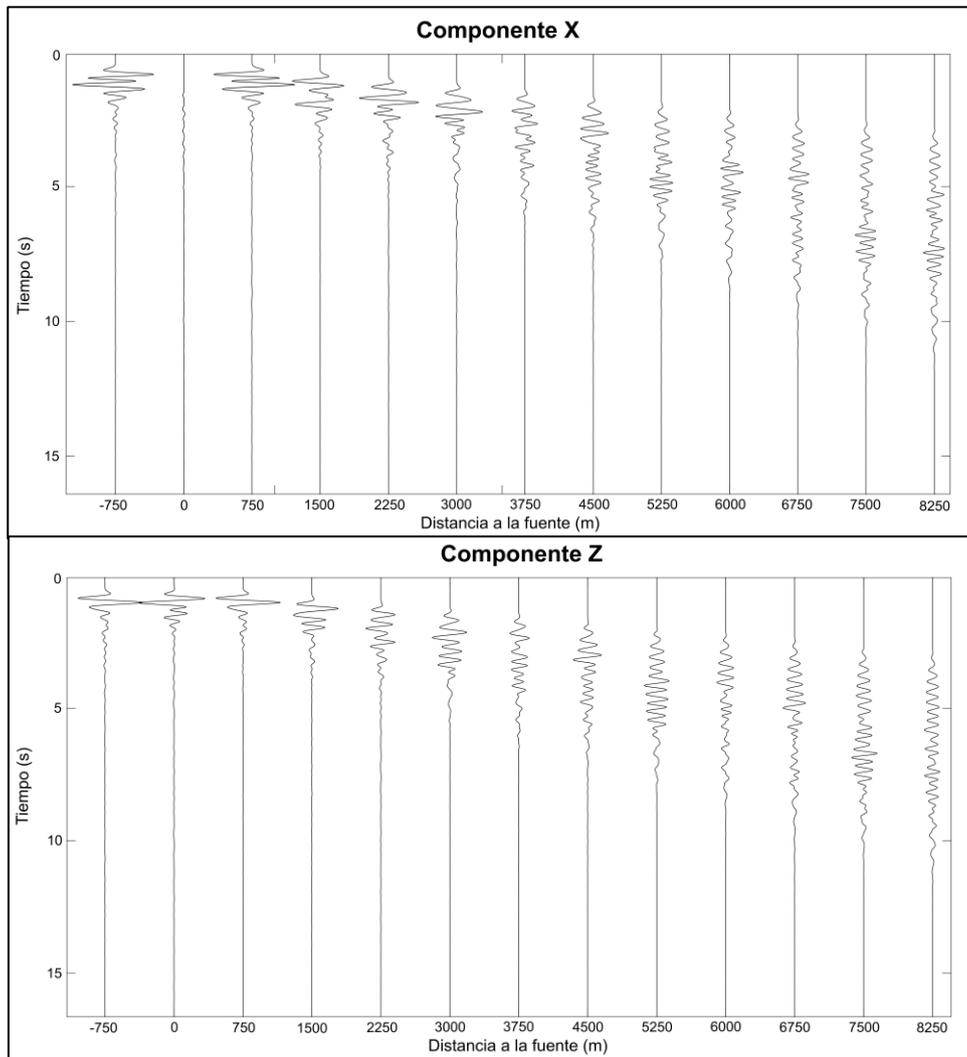


Figura 32. Sismogramas sintéticos del modelo de capas con fuente a 600 m de profundidad obtenidos en cada una de las componentes para cada una de las estaciones ordenadas según su distancia epicentral.

Con la fuente a 1250 m, la forma de onda y la duración del registro en campo cercano y lejano (Figura 33) son muy similares a la del resto de modelos. Lo que verdaderamente llama la atención es la reducción de las amplitudes máximas. Aunque se produce una reducción general y lógica de la amplitud entre 600 m y 1250 m al estar utilizando una fuente situada a más del doble de profundidad, esta reducción es mucho menor que la que se produce entre 120 y 600 m de profundidad. Incluso aunque la variación en la profundidad sea mayor. Esto confirma que la reducción de más del 82% en la amplitud máxima entre 120 y 600 m es debida, en parte, a evidentemente una mayor profundidad pero, en mayor medida, al efecto conjunto de colocar la fuente fuera de la capa y la interferencia constructiva de las ondas superficiales.

Analizando distintos modelos se ha determinado que, de ese 82% de reducción de amplitud entre 120 y 600 m, un 46%, es decir, más de la mitad, es debido al hecho de sacar la fuente de la capa. Como se mencionó anteriormente, esto se produce porque toda la energía liberada en la fuente a 120 m de profundidad ya se encuentra confinada dentro de la propia capa. Por el contrario, con la fuente a 600 m o a 1250 m, la energía debe entrar en la capa y se pierde buena parte por reflexiones en la interfase. Puede calcularse la cantidad de energía reflejada mediante el coeficiente de reflexión para incidencias normales o a través de las ecuaciones de Zoepritz si se tienen en cuenta ángulos de incidencia.

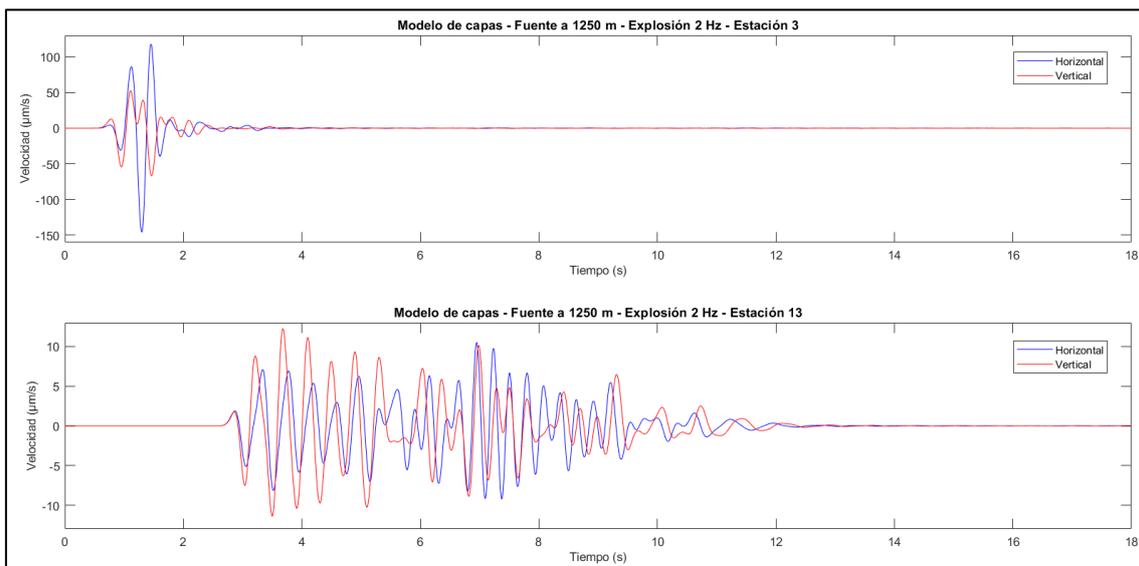


Figura 33. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) del modelo con la fuente a 1250 m de profundidad. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En el caso de los espectros (Figura 34) se puede ver como a medida que aumenta la profundidad los espectros son cada vez más simples. A 120 m de profundidad se parte de un espectro compuesto por dos picos. Esta forma espectral se mantiene con la profundidad ya que a 600 m aún se puede distinguir esta morfología en forma de picos (la apariencia de ser picos poco estrechos se debe a la comparación de amplitudes espectrales tan diferentes). Sin embargo, a 1250 m se dejan de apreciar estos picos para pasar a una morfología espectral similar a la función fuente. A través de distintos modelos se ha determinado que el cambio en el espectro ocurre de manera aproximada a profundidades superiores a 1 km. Esto se interpreta como un descenso claro de la influencia de la capa en la firma espectral, es decir, a medida que aumenta la profundidad disminuyen los

efectos que induce la capa superficial en los espectros. Además, en los propios espectros se distingue muy bien la gran diferencia energética que se venía comentando entre 120 m y las otras dos profundidades.

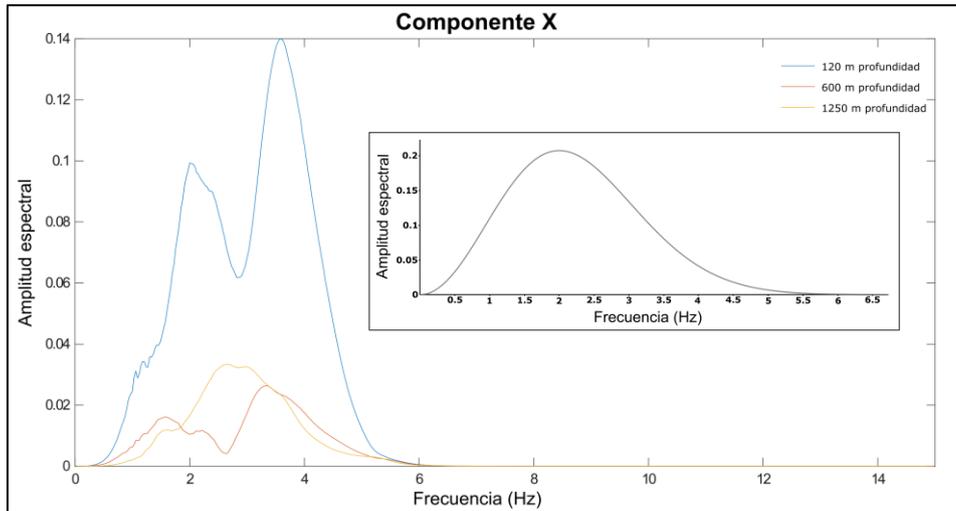


Figura 34. Espectro sintético de campo cercano en la componente horizontal para profundidades de 120 m (azul), 600 m (naranja) y 1250 m (amarilla) junto al espectro de la función fuente.

6.2.4 Variación de la frecuencia dominante de la fuente

Al igual que en el modelo de conducto, en este apartado se modificará la frecuencia dominante de la fuente de 2,0 a 4,0 Hz. El objetivo es analizar de qué manera afecta un cambio frecuencial a las distintas fases energéticas que se registran y si influye de alguna manera en el espectro.

La forma de onda de campo cercano (Figura 35), al igual que en el modelo de conducto, no varía mucho con respecto a 2,0 Hz. Registramos un aumento generalizado de las amplitudes por la normalización del espectro de la función fuente en el programa, y se mantienen unas mayores amplitudes de la componente vertical. El registro también es más breve acorde con el aumento en la frecuencia. Lo interesante es el campo lejano (Figura 35) donde en esencia también se aprecia una forma de onda similar pero hay una diferencia importante. En este caso no se produce esa fase energética en torno a los 6,0 s correspondiente al tren de ondas superficiales generado por el efecto de la superficie libre. Sin embargo, sí que se registra (con amplitudes relativas prácticamente iguales) esa segunda fase energética en torno a los 8,0 s producida por una acumulación de energía mediante reflexiones múltiples en la interfase. Por tanto, la forma de onda a 4,0 Hz nos permite confirmar que una fuente muy superficial no es la única razón para que se produzca esta interacción con la superficie libre. También hay que tener en cuenta la relación de esta profundidad con la frecuencia a la que se libera la energía. Lo que sí parece ser independiente de la frecuencia de la fuente es esa segunda fase generada por reflexiones múltiples, ya que solo depende de que la fuente se encuentre dentro de la capa para que se pueda acumular la energía.

En los espectros a 4,0 Hz (Figura 36) la energía se encuentra desplazada hacia frecuencias mayores en ambas componentes (coherente con la frecuencia de la fuente). También mantienen esa morfología espectral en forma de picos.

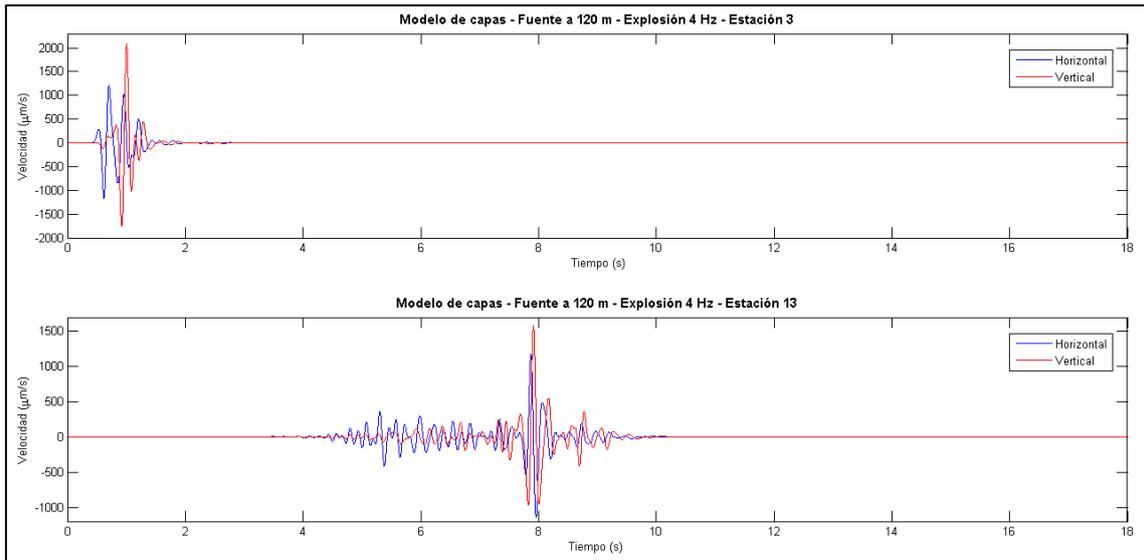


Figura 35. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) y de campo lejano (estación 13) del modelo de capas con fuente a 4,0 Hz. El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

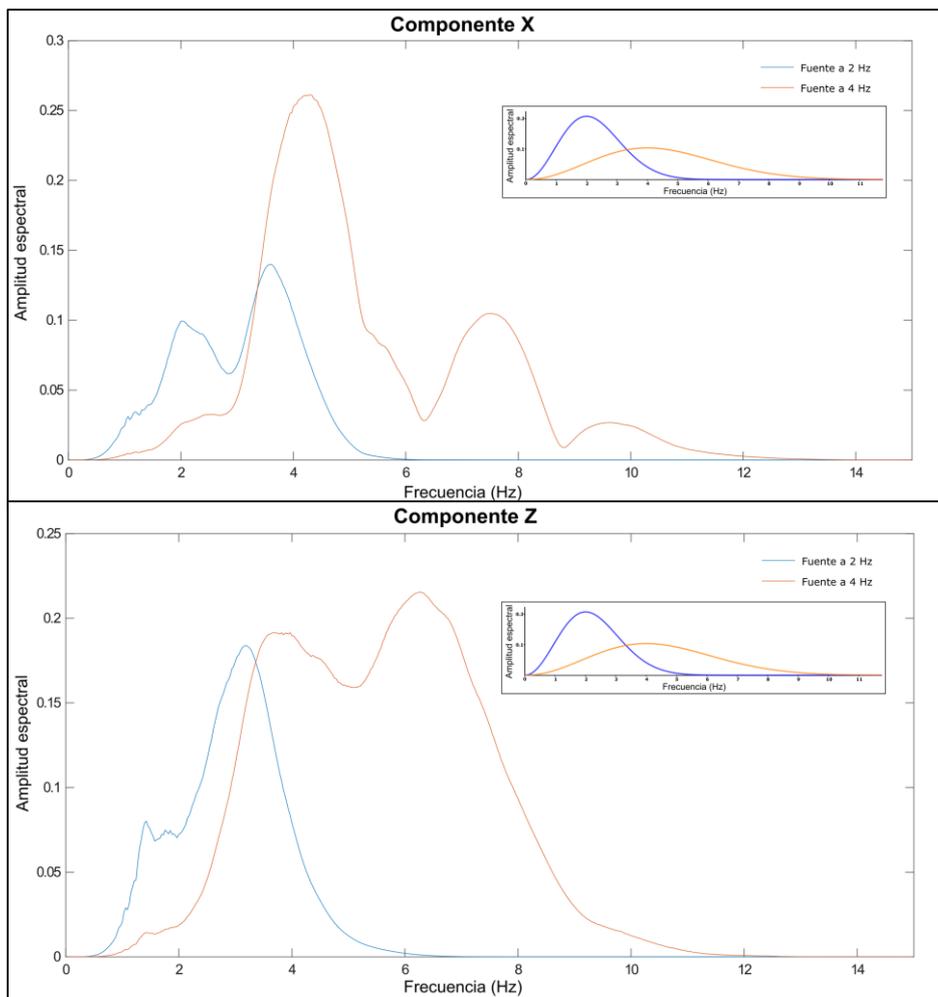


Figura 36. Espectros sintéticos de campo cercano en ambas componentes para frecuencias de 2,0 Hz (azul) y 4,0 Hz (naranja) junto con el espectro de la función fuente para cada frecuencia del modelo de capas.

El hecho de que el pico localizado a un poco menos de 4,0 Hz se encuentre desplazado hacia frecuencias menores en el espectro con la fuente a 2,0 Hz, puede deberse a la propia distribución de energía. Esto significa que el decaimiento en la energía a 2,0 Hz favorecido por la propia función fuente, estaría aplanando el pico y forzándolo a situarse a frecuencias menores en ambas componentes. Utilizando modelos alternativos con fuente a 3,0 Hz (Figura 37), al distribuir energía a frecuencias mayores se ve como ese pico se localiza en el mismo sitio que en el modelo con la fuente a 4,0 Hz. Esto justifica que los picos que se observan sí que pueden estar debidos a resonancias independientemente de que no se parezca a un modelo estricto de resonancias como ocurría con el modelo de conducto.

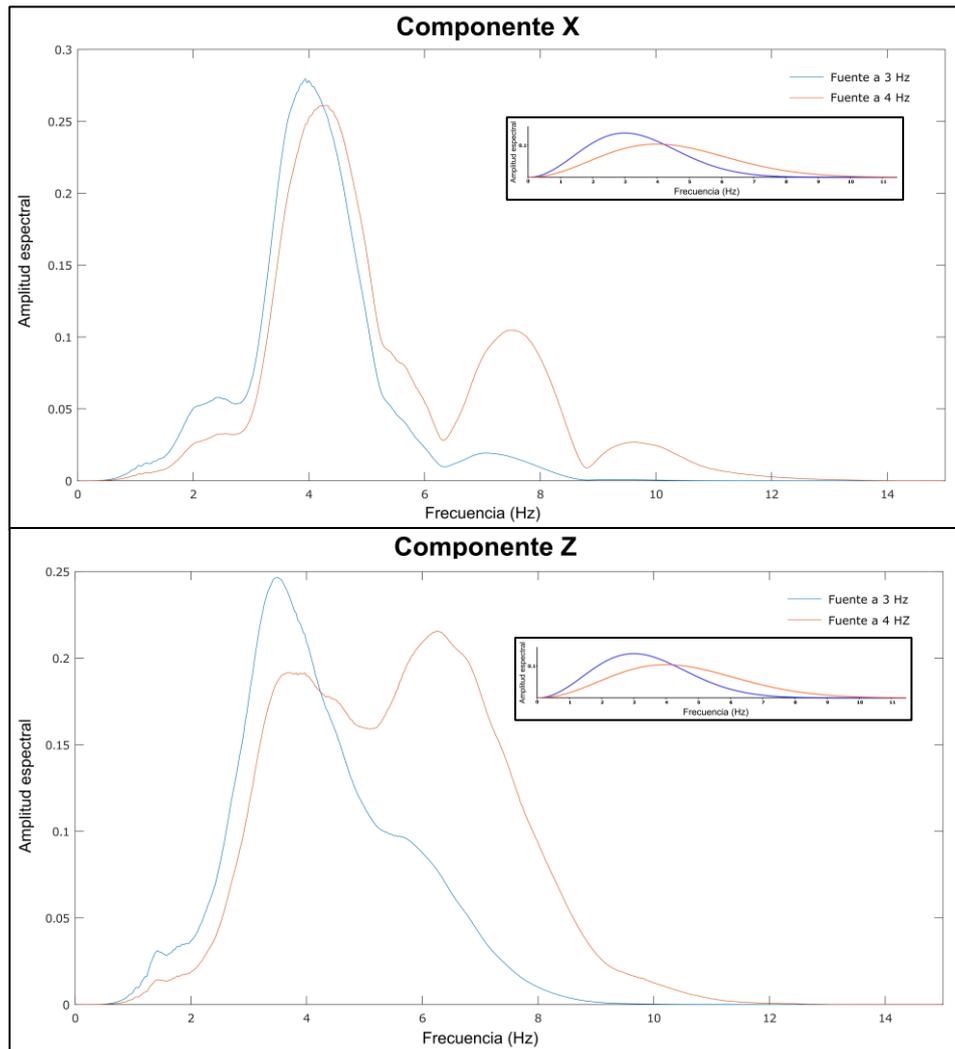


Figura 37. Espectros sintéticos de campo cercano en ambas componentes para frecuencias de 3,0 Hz (azul) y 4,0 Hz (naranja) junto con el espectro de la función fuente para cada frecuencia.

6.3 Diferenciación de mecanismos de fuente

Por último, en este apartado nos centraremos en todas las características identificadas en ambos modelos. La idea es tratar de evaluar la viabilidad de poder distinguir ambos mecanismos contando únicamente con los datos superficiales. A través de la variación de los distintos parámetros puntuales se han determinado una serie de características propias

de cada modelo que pueden utilizarse como herramientas para distinguir el entorno en el que se producen los registros.

Cuando se comparan los dos mecanismos, el de conducto con el de capas, el parámetro que marcará la dificultad en gran medida para diferenciar uno del otro es la longitud del conducto.

Modelos con conductos de longitudes superiores a 500 m serán fácilmente diferenciables de un modelo de capa superficial. Con longitudes de conducto superiores a 500 m, como se ha demostrado anteriormente, se generarán registros formados por una serie de pulsos o “ecos” que tendrán una mayor separación cuanto mayor sea la longitud del conducto. Estos pulsos se aprecian sobre todo en campo cercano, con lo que distinguirlo del modelo de capas en campo cercano es relativamente sencillo ya que no se producen estos pulsos. También es posible observarlos en campo lejano si las circunstancias son apropiadas. Teniendo en cuenta que en un entorno volcánico existen heterogeneidades, un alto nivel de ruido sísmico... es poco probable que puedan distinguirse los pulsos en campo lejano. Sin embargo, contribuyen a que la duración de los registros del modelo de conducto (con conductos superiores a 500 m), tanto en campo cercano como lejano, sea notablemente superior al modelo de capas. Otra forma de diferenciar ambos mecanismos (en caso de que no se distingan los pulsos) es en base a sus espectros. Conductos de más de 500 m producirán resonancias claras que imprimirán una firma espectral característica en forma de picos (acordes con los armónicos teóricos del conducto) superpuesta al espectro de la función fuente tanto en campo cercano como lejano. Además se ha demostrado que esta firma espectral es independiente de la frecuencia de la fuente que la excite, de la topografía, de la profundidad y del ángulo de incidencia de los frentes de onda. Solo depende de la velocidad acústica del magma y la propia longitud del conducto. En la capa, por el contrario, aunque se ha visto que sí es posible que se genere una resonancia clara, es profundamente sensible a la topografía y a los ángulos de incidencia, por lo que en entornos volcánicos es difícil que se produzca.

Si el conducto tiene una longitud inferior a 500 m se complica algo más la diferenciación, sobre todo en campo cercano (Figura 38). Aquí las formas de onda de ambos modelos, la profundidad de la fuente y las amplitudes registradas son bastante parecidas. Los espectros tampoco permiten discriminarlos porque un conducto de esas longitudes deja de producir una resonancia, con lo que su espectro ya no es tan característico como a longitudes superiores.

Esta es probablemente la situación más complicada a la hora de diferenciar ambas tipologías. En este caso el conducto no está produciendo una resonancia ni los propios pulsos asociados a la misma. La capa aún no ha tenido tiempo de desarrollar bien la acumulación de energía que provoca un aumento de la duración de los registros con la distancia epicentral. Se podría intentar diferenciarlos debido a la duración del paquete energético inicial. En el caso del conducto es un poco más largo debido a la interacción con el único pulso que se genera en el conducto, pero sin conocer la estructura es complicado llegar a esta conclusión. Otra forma de intentar diferenciar las dos tipologías es fijarse en la mayor presencia que tiene la componente horizontal en el modelo de capas con respecto al modelo de conducto. En cualquier caso no son características tan buenas y claras como con un conducto de longitudes superiores a 500 m. La mejor solución es no contar solo con estaciones en campo cercano, sino también en campo lejano (Figura 39), ya que resuelve todas las dudas que puedan surgir en el análisis de campo cercano.

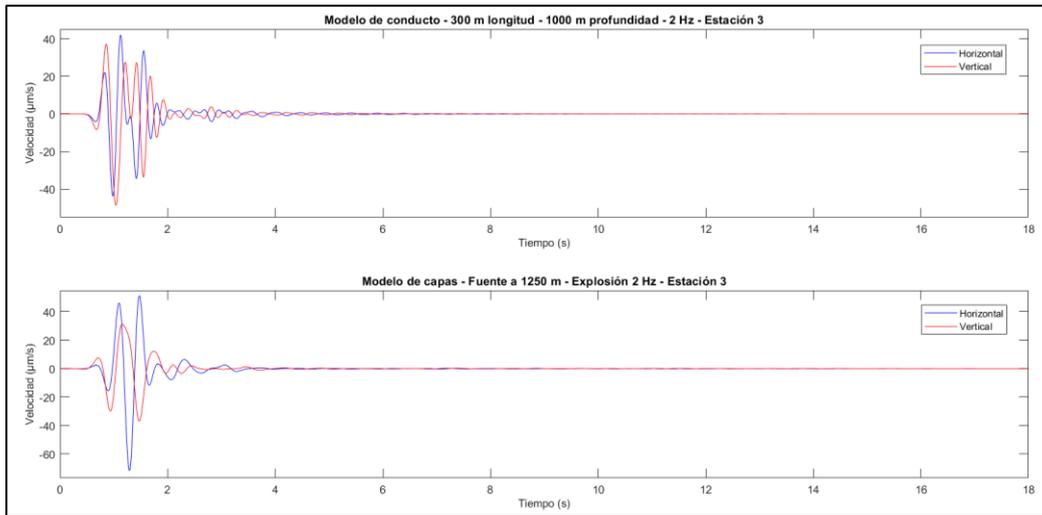


Figura 38. Sismogramas sintéticos de campo cercano (estación 3) comparando el modelo de conducto (con longitud inferior a 500 m) con el modelo de capas (con fuente fuera de la capa). El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

En este caso las diferencias entre ambas tipologías son claras, por un lado, en el conducto, como no se está produciendo una resonancia, en campo lejano prácticamente solo se registra una llegada directa y el desdoblamiento del único pulso del conducto. Por el contrario, en el modelo de capas, se desarrolla el efecto de la capa, aumentando cada vez más la duración de los registros con la distancia epicentral y presentando además amplitudes más o menos homogéneas.

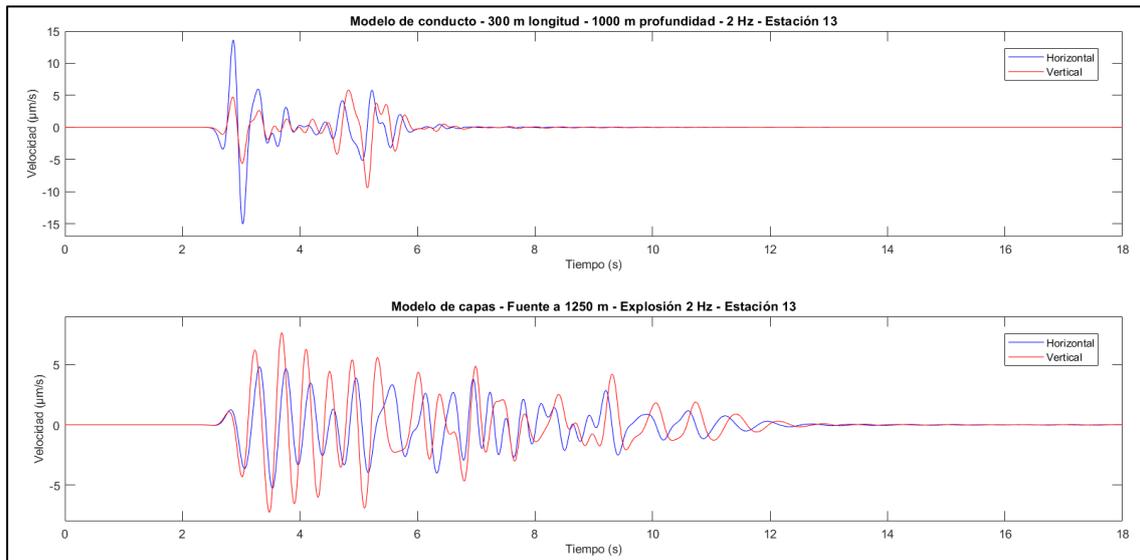


Figura 39. Sismogramas sintéticos de campo lejano (estación 13) comparando el modelo de conducto (con longitud inferior a 500 m) con el modelo de capas (con fuente fuera de la capa). El registro azul corresponde a la componente horizontal y el rojo a la componente vertical.

Como reflexión final, si se llegara a un entorno volcánico del cual no se conoce su estructura y se pretende registrar una serie de eventos de largo periodo discriminando si son generados por un mecanismo de conducto o de capa superficial, lo ideal es que coloquemos una pequeña red de estaciones a distintas distancias. De esta forma, mediante las características descritas será posible diferenciarlos teniendo en cuenta cualquier variante posible.

7. CONCLUSIONES

En este estudio se han generado eventos de largo periodo partiendo de dos mecanismos distintos que podrían encontrarse en cualquier entorno volcánico real. Por un lado, una excitación dinámica en un conducto volcánico enterrado relleno de magma y, por otro lado, una fuente sísmica con un mecanismo explosivo en una estructura cortical con una capa superficial de baja velocidad. Ambos están basados en modelos teóricos en los que se ha demostrado que es posible generar eventos de largo periodo. Se han analizado los sismogramas y espectros sintéticos de estos modelos y de modelos similares en los cuales se han modificado parámetros puntuales a través del software “Specfem2D”. Las conclusiones más relevantes obtenidas han sido las siguientes:

En el modelo de conducto hemos detectado la presencia de una serie de pulsos o “ecos”, especialmente visibles en campo cercano. Están asociados a una resonancia la cual imprime un espectro característico en forma de picos superpuestos a la función fuente. Varios estudios basados en simulaciones numéricas en conductos volcánicos como el de *Cadena y Sánchez, 2022* detectan también estos pulsos asociados a la resonancia. En registros volcánicos reales, sin embargo, la mayor parte de las veces no es posible colocar estaciones en zonas tan cercanas al cráter. Esto sumado a un alto grado de heterogeneidades y ruido sísmico en las áreas volcánicas hace que detectar estos pulsos sea poco habitual. Los conductos volcánicos, además, no suelen tener longitudes tan grandes, por lo que sería necesario situarse aún más cerca para poder detectarlos debido a la relación distancia-longitud. Modificando la longitud del conducto se han registrado eventos de tipo tornillo (*Gómez M. et al., 1999; Alpala et al., 2018; Fazio et al., 2019*), siendo eventos que representan una rápida sucesión de los pulsos, de forma que no pueden distinguirse pero contribuyen a generar un registro de mayor duración. Este tipo de eventos es más habitual encontrarlos en la naturaleza. En todos los modelos realizados se ha visto como el espectro y la localización de los picos asociados a la resonancia se mantienen, siendo insensibles a la topografía, la profundidad de la fuente y los ángulos de incidencia. Se ha demostrado que en este modelo es posible generar eventos de largo periodo ocasionando, además, una resonancia muy similar al modelo teórico.

La otra tipología utilizada está basada en el modelo teórico propuesto por *Bean et al., 2014*. Ellos planteaban un nuevo mecanismo de fuente de eventos de largo periodo a través de los efectos de camino provocados por una capa superficial de baja velocidad. Se ha comprobado que efectivamente la capa juega un papel fundamental en la generación de estos eventos, y de cómo es directamente responsable de una mayor duración y amplitud en los registros a medida que aumenta la distancia epicentral. En este caso, además, pretendíamos estudiar si un modelo que utilizara un mecanismo distinto al propuesto por *Bean et al, 2014*, así como unas frecuencias mayores y una fuente localizada fuera de la capa superficial podría seguir generando, o no, eventos de este tipo. Después de analizar los distintos sintéticos generados en los modelos, se ha visto como sí es posible generar eventos de largo periodo bajo estas nuevas condiciones, a través de los efectos de camino provocados por la capa. Los registros generados son muy similares a otros eventos de largo periodo obtenidos de simulaciones numéricas. Un ejemplo de esto es el trabajo de *Montesinos et al., 2021*, donde trataban de estudiar los efectos que induce la capa superficial en los registros, o el de *Bean et al., 2008* donde pretendían estudiar la influencia de la capa en inversiones del tensor momento. La forma de onda de los sismogramas sintéticos de nuestro estudio también se parece a la de eventos de largo periodo reales (*Cruz y Chouet, 1997; Neuberg et al., 2000; Shapiro et al., 2017*). Se ha visto como los espectros de estos modelos presentan una morfología en forma de picos

que pueden tener relación con resonancias en la capa. Sin embargo, este modelo no es tan similar a un modelo teórico de resonancia como ocurría en el de conducto. Hemos podido demostrar cómo, en este caso, este tipo de resonancia es muy sensible a la topografía, la morfología de la interfase y la dirección de incidencia de los frentes de onda, al contrario que el modelo de conducto.

A través de las distintas características identificadas concluimos que es posible diferenciar ambos entornos contando únicamente con los registros superficiales. Se ha llegado a la conclusión de que a través de una pequeña red de estaciones ubicadas a distintas distancias se podría distinguir el tipo de mecanismo de fuente que genera los eventos. Esta distinción es independientemente de las características del conducto o la profundidad de la fuente en el modelo de capas. Realmente sería posible con dos estaciones, una en campo cercano y otra en campo lejano, pero estos conceptos son algo relativo que van a variar en función de distintos factores. Por ello, lo ideal es colocar varias estaciones a diferentes distancias para tratar de cubrir la mayor zona posible.

Al controlar todos los parámetros del modelo, las posibles modificaciones que pueden hacerse son casi ilimitadas. De cara a estudios futuros puede ser interesante estudiar la propagación en un modelo híbrido que mezcle ambos mecanismos de fuente, es decir, un modelo de conducto que cuente también con una capa superficial, algo que puede ser perfectamente realista. Un modelo que tenga en cuenta variaciones de espesor de la capa superficial con la distancia epicentral también puede ser de interés para ver cómo afecta a los registros. No hay que olvidar que en este estudio se han utilizado capas homogéneas cuando el medio volcánico es altamente heterogéneo, o que nuestras simulaciones son bidimensionales, por lo que no nos es posible representar efectos tridimensionales de propagación. Por tanto, la comparación de los resultados sintéticos obtenidos en este trabajo con eventos de largo periodo reales generados en entornos similares, puede permitirnos confirmar la viabilidad de la diferenciación que planteamos. Esto nos permitirá mejorar nuestra comprensión de los mecanismos de fuente de eventos de largo periodo.

8. REFERENCIAS

- Aki, K., Fehler, M., & Das, S. (1977). *Source mechanism of volcanic tremor: Fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption*. Journal of volcanology and geothermal research, 2(3), 259-287.
- Alpala, R., Londoño, J. M., Torres, R., & Cadena, Ó. (2018). *Análisis de posibles fuentes generadoras de eventos sísmicos tipo “tornillo” en el volcán Puracé, Colombia*. Boletín Geológico, (44), 57-73.
- Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaxian, J. P., O’Brien, G., & Murphy, S. (2014). *Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes*. Nature geoscience, 7(1), 71-75.
DOI:10.1038/NGEO2027
- Bean, C. J., Lokmer, I. y O’Brien, G. (2008), *Influence of near-surface volcanic structure on long-period seismic signals and on moment tensor inversions: Simulated examples from Mount Etna*, J. Geophys. Res., 113, B08308, doi:10.1029/2007JB005468.
- Cadena, O. E. y Sánchez, J. J. (2022). *Conduit resonance models for long-period seismicity at Galeras volcano (Colombia), during 2004-2010*. Journal of South American Earth Sciences 113-103661.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103661>
- Carmona, E., Almendros González, F. J., Martín, R., Cortés, G., Alguacil de la Blanca, G., Moreno, J., ... & Ibáñez, J. M. (2014). *Advances in seismic monitoring at Deception Island volcano (Antarctica) since the International Polar Year*. Annals of Geophysics, 57, 3, 2014, SS0321; doi:10.4401/ag-6378
- Chouet, B. (1981). *Ground motion in the near field of a fluid-driven crack and its interpretation in the study of shallow volcanic tremor*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 86(B7), 5985-6016.
- Chouet, B. (1985). *Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B2), 1881-1893.
- Chouet, B. (1988). *Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B5), 4375-4400.
- Chouet, B. (1996). *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*. Nature, 380(6572), 309-316.
- Corsaro, R. A. y Pompilio, M. (2004). *Buoyancy-controlled eruption of magmas at Mt Etna*. Terra Nova, Vol 16, No. 1, 16-22. doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00520.x.
- Cruz, F. G., & Chouet, B. A. (1997). *Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 77(1-4), 121-158.
- Dibble, R. R. (1974). *Volcanic seismology and accompanying activity of Ruapehu Volcano, New Zealand*. In Developments in solid earth geophysics (Vol. 6, pp. 49-85). Elsevier.

- Fazio, M., Alparone, S., Benson, P. M., Cannata, A., & Vinciguerra, S. (2019). *Genesis and mechanisms controlling tornillo seismo-volcanic events in volcanic areas*. *Scientific reports*, 9(1), 1-11.
- Fehler, M., y Chouet, B. (1982). *Operation of a digital seismic network on Mount St. Helens volcano and observations of long period seismic events that originate under the volcano*. *Geophysical Research Letters*, 9(9), 1017-1020.
- Gómez M, D. M., Torres C, R. A., Seidl, D., Hellweg, M., & Rademacher, H. (1999). *Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: a summary and new information from broadband three-component measurements*. *Annali di Geofisica*, Vol. 42, N° 3.
- Gorshkov, G. S. (1959). *Gigantic eruption of the volcano Bezymianny*. *Bulletin Volcanologique*, 20(1), 77-109.
- Guerra, I., Bascio, A. L., Luongo, G., & Scarpa, R. (1976). *Seismic activity accompanying the 1974 eruption of Mt. Etna*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1(4), 347-362.
- Komatitsch, D., & Tromp, J. (2002). *Spectral-element simulations of global seismic wave propagation—I. Validation*. *Geophysical Journal International*, 149(2), 390-412.
- Komatitsch, D., & Tromp, J. (2002). *Spectral-element simulations of global seismic wave propagation—II. Three-dimensional models, oceans, rotation and self-gravitation*. *Geophysical Journal International*, 150(1), 303-318.
- Komatitsch, D., & Vilotte, J. P. (1998). *The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures*. *Bulletin of the seismological society of America*, 88(2), 368-392.
- Koyanagi, R. (1968). *Earthquakes from common sources beneath Kilauea and Mauna Loa Volcanoes in Hawaii from 1962 to 1965*. U.S.G.S Prof. Paper 600-C, 120-125.
- Martínez Montesinos, B., Bean, C. J. y Lokmer, I. (2021). *Quantifying strong seismic propagation effects in the upper volcanic edifice using sensitivity kernels*. *Earth and Planetary Science Letters* 554-116683.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116683>
- Minakami, T. (1974). *Seismology of volcanoes in Japan*. In *Developments in Solid Earth Geophysics* (Vol. 6, pp. 1-27). Elsevier.
- Narváez, L., Cepeda, H., & Stix, J. (1997). *'Tornillo'-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992–1993*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4), 159-171.
- Neuberg, J., Luckett, R., Baptie, B. y Olsen, K. (2000). *Models of tremor and low-frequency earthquake swarms on Montserrat*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 101, 83-104.
- Ronchi, C., Iacono, R., & Paolucci, P. S. (1996). *The "cubed sphere": A new method for the solution of partial differential equations in spherical geometry*. *Journal of computational physics*, 124(1), 93-114.
- Shapiro, N. M., Droznin, D. V., Droznina, S. Y., Senyukov, S. L., Gusev, A. A., & Gordeev, E. I. (2017). *Deep and shallow long-period volcanic seismicity linked by fluid-pressure transfer*. *Nature Geoscience*, 10(6), 442-445. DOI: 10.1038/NGEO2952

- Sturton, S., & Neuberg, J. (2003). *The effects of a decompression on seismic parameter profiles in a gas-charged magma*. Journal of volcanology and geothermal research, 128(1-3), 187-199.
- Tromp, J., Komattisch, D., Liu, Q., (2008). *Spectral-element and adjoint methods in seismology*. Commun. Comput. Phys. 3, 1–32.

9. ANEXOS

Los archivos utilizados en las simulaciones de ambos modelos pueden encontrarse en el siguiente enlace:

[https://drive.google.com/file/d/1ywuSNbZGnn9SyF0uLgEhGIFkz1zlZ0j/view?usp=share link](https://drive.google.com/file/d/1ywuSNbZGnn9SyF0uLgEhGIFkz1zlZ0j/view?usp=share_link)