



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**  
**CENTRO DE GEOCIENCIAS**

**EFFECTO METEOROLÓGICO EN LOS CAMBIOS TEMPORALES DE  
LA VELOCIDAD SÍSMICA BAJO EL VOLCÁN DE COLIMA**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:  
JUAN IBARRA MORALES**

**TUTOR:**  
Dr. Víctor Hugo Márquez Ramírez (Centro de Geociencias, UNAM)

**COMITÉ TUTOR:**  
Dr. Raphael S. M. De Plaen (Observatorio Real de Bélgica)  
Dr. Francisco Ramón Zúñiga Dávila-Madrid (Centro de Geociencias, UNAM)  
Dr. Quetzalcoatl Rodríguez Pérez (Centro de Geociencias, UNAM)  
Dr. Raúl Arámbula Mendoza (CUEV, UCol)

**JURIQUILLA, QUERÉTARO, MÉXICO      NOVIEMBRE, 2023**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **Declaratoria de ética**

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



---

Juan Ibarra Morales

## AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Centro de Geociencias y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por darme la oportunidad de continuar con mi educación. A las y los profesores e investigadores por compartir su conocimiento, incluso con las complicaciones de la distancia.

Al CONACyT por la beca otorgada para realizar mis estudios de posgrado y por el proyecto Ciencia de Frontera 58547 que apoyó mi participación en congresos.

A la Universidad de Colima y al Centro de Estudios Vulcanológicos por el acceso a los datos sísmicos de la red RESCO. A la Comisión Nacional del Agua por proporcionar la información meteorológica registrada en la estación automática “Nevado de Colima”.

Al Dr. Víctor Márquez por su acompañamiento desde antes de comenzar la maestría, muchas gracias por sus enseñanzas, su confianza, paciencia, el tiempo dedicado y las oportunidades. Al Dr. Raphael de Plaen por las herramientas brindadas, el apoyo, la motivación y guía continua durante todo este proceso. Al Dr. Ramón Zúñiga por las clases y el acompañamiento a lo largo del proyecto. Al Dr. Quetzalcoatl Rodríguez y al Dr. Raúl Arámbula por su tiempo y valiosos comentarios que me ayudaron a enriquecer este trabajo. Admiro su labor científica y su calidad humana.

A mi mamá, Angélica, por su cariño y apoyo, por las risas y consejos. A mi papá, Juan, siempre te recordaré. A mis hermanas Eli, Diana y Nona, por su compañía y comprensión. Los quiero mucho.

A Matt por motivarme a estudiar la maestría y por todas las bonitas experiencias que hemos compartido.

A mis compañeros Xóchitl, Berna y Liz, hicieron mi paso por la maestría una experiencia más divertida y menos solitaria.

Gracias

## Índice

Lista de figuras .....	6
Lista de tablas .....	9
Resumen.....	10
Abstract.....	11
1. INTRODUCCIÓN .....	12
1.1 Objetivos .....	14
1.2 Hipótesis.....	14
2. MARCO TEÓRICO .....	16
2.1 Ondas superficiales y ruido sísmico.....	16
2.1.1 Ondas de Love.....	17
2.1.2 Ondas de Rayleigh.....	17
2.1.3 Ruido sísmico.....	18
2.2 Interferometría sísmica.....	19
2.2.1 Interferometría de coda y método MWCS .....	23
2.2.2 Interferometría monoestación .....	29
2.3 Interferometría sísmica aplicada al monitoreo volcánico .....	31
2.4 Efecto meteorológico en la velocidad sísmica .....	32
2.4.1 Efecto poroelástico originado por la lluvia.....	33
2.4.2 Efecto termoelástico.....	38
2.4.3 Presión atmosférica.....	41
3. ZONA DE ESTUDIO.....	42
3.1 Contexto geográfico, geológico y tectónico del Volcán de Colima.....	42
3.2 Sistema magmático.....	43
3.3 Actividad eruptiva e instrumentación.....	46

4.	DATOS Y METODOLOGÍA.....	49
4.1	Datos sísmicos e interferometría de ruido sísmico .....	49
4.2	Kernels de sensibilidad.....	53
4.3	Datos meteorológicos y modelos de variación elástica.....	54
4.3.1	Comparación entre la variación de la velocidad y los parámetros meteorológicos.....	54
4.3.2	Cambios de presión poroelásticos .....	55
4.3.3	Cambios elásticos producidos por la temperatura .....	57
5.	RESULTADOS.....	59
5.1	Variaciones de velocidad asociadas a procesos tectónicos.....	59
5.2	Variaciones asociadas a meteorología.....	62
5.3	Estimación de difusividad y cambios de presión.....	67
5.4	Corrección poroelástica .....	69
5.5	Corrección termoelástica .....	69
6.	DISCUSIÓN .....	72
7.	CONCLUSIONES.....	79
8.	ANEXO I. Diagramas WTC calculados por estación.....	82
9.	ANEXO II. Código de Python para el cálculo de cambios de presión inducidos por lluvia basado en la formulación de Talwani et al. (2007) .....	86
10.	REFERENCIAS.....	88

## Lista de figuras

- Figura 1.** Diagrama que ejemplifica la propagación de las ondas superficiales en un volumen esférico similar al de la Tierra, las ondas decaen con el inverso de la distancia  $r$ . La distancia  $a$  es el radio terrestre. ....16
- Figura 2.** Representación de las ondas superficiales propagándose horizontalmente hacia la derecha. Arriba, las ondas de Love perturban el medio en dirección horizontal perpendicular a la dirección de propagación. Abajo, las ondas de Rayleigh contienen movimiento vertical y radial. Se puede ver que la amplitud decae con la profundidad. Modificado de Shearer (2009). ....17
- Figura 3.** Ejemplo de interferometría directa en una dimensión. a) Una onda plana viajando a la derecha a lo largo del eje  $x$  emitido por la fuente  $x_s$ . b) Respuesta del receptor  $x_a$ . c) Respuesta del receptor  $x_b$ . d) Correlación cruzada de las respuestas en  $x_a$  y  $x_b$ . (Tomado de Wapenaar et al., 2010). ....21
- Figura 4.** Correlaciones cruzadas entre los receptores A y B. Panel a) Correlación cruzada con fuentes que propagan ondas hacia el receptor B. Panel b) Misma operación, pero ondas que se propagan hacia el receptor A. Panel c) Correlación cruzada para campos con fuentes distribuidas homogéneamente, la propagación de ondas se da en ambas direcciones. Modificado de Stehly et al. (2006). ....22
- Figura 5.** Representación esquemática de los registros de coda de un par de sismos con características de la fuente similares. Se observa que la forma de onda es similar en ambos casos, pero al incrementar el tiempo se nota un aumento en la diferencia en los tiempos de arribo de la misma fase en ambos sismogramas (Modificado de Sens-Schönfelder y Brenguier, 2019). ....24
- Figura 6.** Diagrama simplificado de la metodología Moving Window Crossed-Spectral Analysis de Ratdomopurbo y Poupinet (1995) para obtener una serie temporal de variaciones de velocidad sísmica a partir de correlaciones de registros. ....28
- Figura 7.** a) Esquema que muestra las combinaciones de registros entre dos diferentes receptores (triángulos amarillos) sobre los cuales se puede obtener una correlación cruzada (CC). b) y c) Esquemas similares que explican qué registros se correlacionan para obtener correlaciones monoestación (SC) y autocorrelaciones (AC) respectivamente. ....30
- Figura 8.** a) Perfil cortical que consiste en una cobertura y un basamento, ambos con poros y fracturas que alojan fluidos. La zona saturada se refiere a una repleción de los poros total de agua, la zona vadosa es aquella donde no hay saturación hídrica. b) Proceso de infiltración y recarga que cambia la presión de poro y la carga vertical de la

columna de agua. c) Proceso de difusión de presión de poro en profundidad. d) Cambio de la presión de poro en el tiempo asociado a los procesos ilustrados en b) y c) después de la infiltración de la lluvia. De acuerdo con Fokker et al. 2021 estos cambios de presión sólo se dan hasta cientos de metros de profundidad. Modificado de Andajani et al. (2020).....36

**Figura 9.** Estructura del modelo de Ben-Zion y Leary (1986) compuesto por una capa superficial no consolidada que cubre a un semiespacio elástico. Los esfuerzos termoelásticos se dan a partir de la transferencia de energía entre el campo térmico  $T$  y la superficie. Modificado de Ben-Zion y Leary (1986). .....39

**Figura 10.** Contexto geográfico y tectónico del volcán de Colima dentro del Complejo Volcánico de Colima (Tomado de Saucedo et al., 2010). El volcán de Colima (denotado con el número 3) se encuentra en el graben central homónimo. ....43

**Figura 11.** Modelo del sistema magmático del Volcán de Colima propuesto por Sychev et al. (2019). Los colores del fondo corresponden a uno de los modelos  $V_p/V_s$  donde cocientes mayores (zonas rojas) indican regiones de baja velocidad. Se muestra la falla Tamazula (TF) como límite de la parte inferior del conducto volcánico. ....45

**Figura 12.** Velocidad absoluta de las ondas de corte en el volcán de Colima a diferentes profundidades: 1 sobre el nivel del mar, al nivel del mar y 4 km bajo el nivel del mar. Los puntos negros representan la proyección de los hipocentros de eventos volcanotectónicos ocurridos entre 2019 y 2021. Las líneas rojas corresponden al sistema de fallas Tamazula. Tomado de De Plaen et al. (2022). ..... 46

**Figura 13.** a) Ubicación de las estaciones sísmicas pertenecientes a la red RESCO (triángulos naranjas) y meteorológica operada por CONAGUA (cruz azul). Se incluye litología superficial (INEGI, 1984) y el relieve (INEGI, 2013) en la región en la que se encuentra el volcán de Colima. B) Ubicación de los sismos de magnitud mayor a 6.0 ocurridos entre el 2013 y el 2017 a menos de 400 km de distancia del volcán (SSN, 2022). .....50

**Figura 14.** Diagrama de flujo sintetizado de la metodología seguida para la obtención de las señales de variación de velocidad. a) Procesamiento realizado en las señales de ruido sísmico. b) Procedimiento para el cálculo de variaciones de velocidad, solo se presentan las correlaciones monoestación y el apilado de 10 días que fueron los parámetros que devolvieron las señales  $dv/v$  útiles para ser analizadas..... 52

**Figura 15.** A.) Modelo de velocidad de onda  $S$  calculado para el volcán de Colima (De Plaen et al., 2022). Kernels de sensibilidad entre las frecuencias 0.1 y 1 Hz para la onda de Rayleigh (B.) y Love (C.) ..... 53



<b>Figura 16.</b> A.) Modelo de velocidad de onda S calculado para el volcán de Colima (De Plaen et al., 2022). Kernels de sensibilidad entre las frecuencias 1 y 2 Hz para la onda de Rayleigh (B.) y Love (C.).....	54
<b>Figura 17.</b> Esquema simplificado de análisis espectral usando ondículas. Una ondícula, en este caso tipo Morlet, se escala a diferentes frecuencias (líneas azules) y se traslada en el tiempo que dura la señal analizada (línea naranja). Se calcula la correlación entre la señal y la ondícula y se agrega al diagrama WTC en el tiempo y frecuencia analizado. ....	55
<b>Figura 18.</b> A.) Variaciones de velocidad sísmica ( $dv/v$ ) medidas en cada estación mediante la correlación cruzada monoestación y el promedio de estas (línea negra) en un rango de frecuencias entre 1 y 2 Hz. B.) Similar que el panel anterior con un filtrado entre 0.1 y 1 Hz. C. y D.) Ventanas recortadas y con aumento de las series temporales mostradas en A.) y B.) respectivamente. En todos los casos las líneas punteadas naranjas muestran eventos eruptivos en el volcán de Colima reportados en la Tabla 1 y las líneas punteadas verdes indican la fecha de ocurrencia de los sismos de la Tabla 2. ....	60
<b>Figura 19.</b> Errores porcentuales absolutos de las señales $dv/v$ filtradas entre 1 y 2 Hz (A.) y entre 0.1 y 1 Hz (B.). Las caídas de rocas y corrientes piroclásticas diarias reportadas (C.) fueron tomadas del artículo de Arámbula-Mendoza et al. (2018). Se observa que el aumento en los errores de la señal $dv/v$ entre 1 y 2 Hz a partir de agosto del 2014 coincide con un aumento en la actividad efusiva. ....	62
<b>Figura 20.</b> A. Serie $dv/v$ filtrada entre 1 y 2 Hz obtenida mediante la correlación cruzada de componentes (SC). B. Señal $dv/v$ entre 0.1 y 1 Hz. C.-E. Variables meteorológicas registradas en la estación “Nevado de Colima”. ....	64
<b>Figura 21.</b> Wavelet Transform Coherence (WTC) comparando el espectro de las señales SCprom, a la izquierda la filtrada entre 0.1 – 1 Hz, a la derecha la filtrada entre 1 – 2 Hz contra la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica.....	66
<b>Figura 22.</b> Cambios de presión de poro estimados mediante la precipitación con el modelo de Talwani et al. (2007). Las difusividades corresponden a los valores que se ajustan mejor a: A.) señales $dv/v$ filtradas entre 1 – 2 Hz, B.) señales $dv/v$ filtradas entre 0.1 – 1 Hz.....	68
<b>Figura 23.</b> Variación promedio de la velocidad sísmica observada y corregida para efectos poroelásticos. Los intervalos azules ayudan a denotar las principales diferencias entre las señales.....	69
<b>Figura 24.</b> Variaciones promedio de velocidad residuales (sin efecto poroelástico) comparadas contra la temperatura del aire. ....	70

**Figura 25.** Variación promedio de la velocidad corregida para efectos poroelásticos y para efectos termoelásticos..... 71

**Figura 26.** Interpolación de la difusividad hidráulica ( $c$ ) a partir de las estimaciones usando el modelo de Talwani et al. (2007) y la metodología de Rivet et al. (2015). A la izquierda, los valores de  $c$  estimados usando las mediciones  $dv/v$  entre 0.1 y 1 Hz. A la derecha, similar, pero usando la serie  $dv/v$  filtrada entre 1 y 2 Hz. .... 73

**Figura 27.** Señales  $dv/v$  observadas (gris) y los residuales calculados tras quitar los efectos poroelásticos y termoelásticos (negro). En el panel superior se presentan los  $dv/v$  entre 1 – 2 Hz y en el panel inferior los  $dv/v$  entre 0.1 – 1 Hz. Se incluye la actividad sísmica regional de la Tabla 1 y la actividad volcánica de la Tabla 2. .... 76

## Lista de tablas

**Tabla 1.** Listado de actividad volcánica intensa registrada en el volcán de Colima entre 2013 y 2017.

**Tabla 2.** Sismos de magnitud mayor a 6.0 ocurridos a menos de 400 km de distancia del cráter del Volcán de Colima durante el periodo de estudio.

**Tabla 3.** Difusividad ( $c$ ) en  $m^2/s$  estimada para cada serie de tiempo y frecuencia.

**Tabla 4.** Coeficientes de ajuste obtenidos entre las señales  $dv/v$  observadas y las sintéticas.

## Resumen

La variación temporal de la velocidad sísmica nos brinda información sobre el estado de esfuerzos de la litósfera y sus cambios asociados a la actividad magmática, tectónica y meteorológica. En la presente tesis se muestran los cambios de velocidad sísmica medidos bajo el volcán de Colima utilizando interferometría de ruido sísmico aplicada a registros de cuatro estaciones en el periodo 2013 - 2017.

El objetivo principal consistió en caracterizar y eliminar los efectos causados por parámetros meteorológicos en la variación de la velocidad sísmica bajo el edificio del Volcán de Colima. Las señales de variación de velocidad sísmica utilizadas en este trabajo fueron medidas utilizando la técnica de correlación cruzada monoestación (SC). Los datos fueron analizados en dos bandas de frecuencia: 0.1 – 1 y 1 – 2 Hz.

Utilizando ondículas se determinó que existe coherencia, y por lo tanto relación entre las señales de velocidad y tres parámetros meteorológicos: lluvia, temperatura y presión atmosférica. Mediante regresión lineal se determinó que el principal factor que tiene un impacto en la velocidad sísmica es la derivada de la variación de presión de poro generada por la infiltración de la lluvia, causando disminuciones de hasta -0.2%. La temperatura se relaciona positivamente con la velocidad sísmica e induce cambios entre  $\pm 0.05\%$ . La presión atmosférica tiene menor impacto, del orden del  $10^{-3}\%$ .

## **Abstract**

The temporal variation of seismic velocity gives us information about the stress state in the lithosphere and the relative changes associated to magmatic, tectonic, and meteorologic activity. In this thesis, the seismic velocity changes measured under the Colima volcano are shown. These changes were measured using the seismic noise interferometry technique applied to seismic records of four stations in the period 2013 – 2017.

The main objective consisted in modelling and removing the effect of meteorologic variables in the temporary seismic velocity changes measured under the Volcán de Colima. The signals of seismic velocity variation used in this work were based on single-station cross component correlation technique. The data was analyzed in two band frequencies: 0.1 – 1 and 1 – 2 Hz.

It was determined by using wavelet coherence analysis that there is relationship between the velocity signals and three meteorological parameters: rain, temperature, and atmospheric pressure. After fitting a linear model, it is proposed that the main factor that has an impact on the seismic velocity is the rainfall-induced pore pressure, causing changes up to of -0.2 %. Temperature causes positively related velocity variations between  $\pm 0.05$  %. Atmospheric pressure has a smaller impact on velocity, mainly of the order of  $10^{-3}$  %.

## 1. INTRODUCCIÓN

El Volcán de Colima (VdC) es uno de los estratovolcanes más activos de Norteamérica. Forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana y se ubica en el sector centro oeste de México. Su edificio está conformado por depósitos piroclásticos y de caída, así como por flujos de lava (Cortés et al., 2010). El VdC ha presentado al menos 29 erupciones de tipo explosivo en los últimos 500 años (Medina Martínez, 1983). La actividad volcánica más notable registrada recientemente ha sido la secuencia volcánica 2013 - 2017, conformada por actividad vulcaniana, emisión de ceniza, flujos de lava (Zobin et al., 2015; Arámbula-Mendoza et al., 2018; Zobin y Tellez, 2019), emplazamiento de domos, de los cuales uno colapsó dando origen a una serie de corrientes piroclásticas de densidad (Reyes-Dávila et al., 2016). El último ciclo de actividad se desarrolló entre mayo y julio del 2019 y presentó explosiones y emisiones de gas acompañadas de una serie de lahares (Global Volcanism Program, 2019).

La alta actividad del VdC y su cercanía con poblaciones de los estados de Jalisco y Colima hacen que sea un potencial riesgo geológico (Norini et al., 2010). Saucedo et al. (2010) estiman que una erupción pliniana con índice de explosividad volcánica (VEI) de 4 en el VdC afectaría a más de 300,000 habitantes en las cercanías del volcán, mientras que Norini et al. (2010) aumentan esta cifra a 500,000 habitantes afectados por las posibles erupciones y colapsos del edificio volcánico. Esto muestra la necesidad de continuar los esfuerzos para proponer y aplicar nuevas técnicas que nos permitan caracterizar el comportamiento de este y otros volcanes, especialmente en tiempo real. Una de estas técnicas es la interferometría de ruido sísmico, basada en analizar la coda de la correlación entre pares de registros continuos de ruido (Sens-Schönfelder y Wegler, 2006). Este método nos permite observar pequeñas variaciones en la velocidad sísmica ( $dv/v$ ) que pueden estar asociadas a cambios en la presión o en la temperatura en la red magmática del volcán (Brenquier et al., 2011; De Plaen et al., 2019).

Varios autores han aplicado la interferometría de ruido sísmico en zonas volcánicas para registrar cambios temporales de la velocidad de las ondas sísmicas. Algunos de estos volcanes son el Merapi (Ratdomopurbo y Poupinet, 1995; Budi-Santoso y Lesage, 2016), el Pitón de la Fournaise (Brenquier et al., 2008; Rivet et al., 2015; de Plaen et al., 2016), el Kilauea (Donaldson et al., 2017; Olivier et al., 2019), el White Island (Yates et al., 2019), en el mismo volcán de Colima (Lesage et al., 2014, 2018), entre otros. En estos trabajos se ha propuesto que las variaciones de velocidad se pueden asociar principalmente a cambios de presión dentro del sistema magmático.

Por otro lado, algunos autores notaron que los cambios de velocidad sísmica podían mostrar cierta periodicidad y, por lo tanto, estar influenciados por variables meteorológicas cíclicas como la lluvia (Sens-Schönfelder y Wegler, 2006; Rivet et al., 2015; Liu et al., 2020; Feng et al., 2021), la temperatura del aire (Richter et al., 2014) o la presión atmosférica (Silver et al., 2007; Niu et al., 2008; Gradon et al., 2021). Varios de los trabajos antes mencionados concluyen que puede ser necesario corregir estos efectos si se desean diferenciar las fuentes que causan las variaciones de velocidad. Eliminar el efecto meteorológico permite identificar las variaciones de velocidad asociadas a actividad volcánica más fácilmente y, en consecuencia, el monitoreo volcánico mediante interferometría de ruido sísmico se vuelve más robusto.

Aunque la interferometría sísmica ya ha sido aplicada en el volcán de Colima para medir variaciones de la velocidad sísmica, esta ha consistido en correlacionar registros de pares de estaciones (Lesage et al., 2014, 2018). En este trabajo se explora el análisis de las variaciones de la velocidad sísmica obtenidas mediante la técnica de correlación cruzada monoestación (SC, por sus siglas en inglés). Esta técnica consiste en correlacionar registros de diferentes componentes de una misma estación (Hobiger et al., 2014). La ventaja de este método frente a la correlación de pares de estaciones es que se puede aplicar en aquellos casos en los que se cuenta con poca instrumentación (De Plaen et al., 2016), la correlación entre pares de estaciones es muy baja (Hobiger et al., 2014; De Plaen et al., 2016)

o no se cuente con registros simultáneos en varias estaciones debido a fallos o pérdidas de información.

## **1.1 Objetivos**

El objetivo general de este trabajo es caracterizar y eliminar los efectos causados por factores ambientales en la variación de la velocidad sísmica bajo el edificio del Volcán de Colima.

Los objetivos particulares son:

- Analizar las señales de variación de la velocidad obtenida mediante la correlación cruzada monoestación para identificar fuentes volcánicas y no volcánicas relacionadas con dichas variaciones.
- Evaluar la estacionalidad de las señales de variación de la velocidad sísmica y su relación con distintos parámetros meteorológicos.
- Modelar los efectos temporales en las propiedades físicas de la corteza causados por los parámetros meteorológicos.
- Corregir el efecto meteorológico en las señales de variación de la velocidad sísmica.

## **1.2 Hipótesis**

Partimos de la premisa de que existen observaciones que muestran que la velocidad sísmica en los volcanes varía temporalmente en función de procesos geológicos (actividad volcánica y sismicidad) y parámetros meteorológicos (precipitación, temperatura, presión atmosférica, etc.).

Se propone que la velocidad sísmica mostrará disminuciones (del rango de 0.1% a 0.2%; Brenguier et al., 2011; Lesage et al., 2014) principalmente debido a la actividad volcánica y eventos sismotectónicos. También se considera que las variaciones de velocidad sísmica mostrarán un comportamiento estacional,

descrito por incrementos y disminuciones cíclicos anuales (de amplitudes menores al 0.1%; Liu et al., 2020; Rivet et al., 2015). Se espera que la variación estacional sea causada principalmente por la infiltración de la precipitación y los cambios en el nivel freático. Asimismo, se considera la posibilidad de una contribución menor de los efectos termoelásticos, y de presión atmosférica estacionales en la variación de la velocidad sísmica.

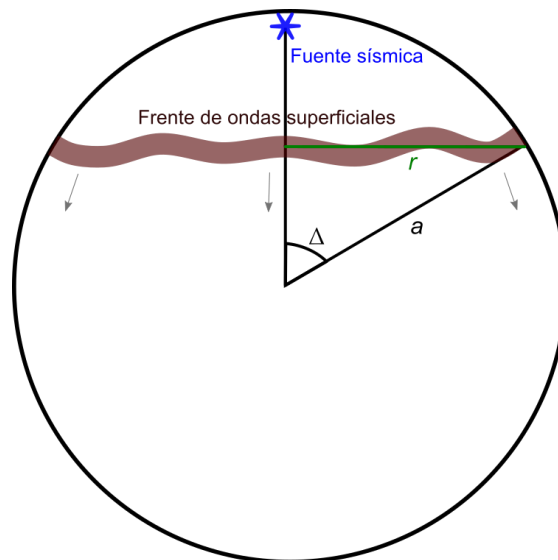


## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 Ondas superficiales y ruido sísmico

La liberación de energía elástica en un medio da lugar a dos tipos de ondas. Por un lado, tenemos a las ondas internas que se propagan por el interior del volumen, pueden ser volumétricas o de corte y son las más rápidas en viajar. A su vez, cerca de la frontera del medio es posible observar ondas superficiales. Estas ondas surgen de la interacción de las ondas internas y su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad (Ewing et al., 1957; Anderson, 1961; Stein y Wysession, 2003).

Dado que las ondas superficiales se propagan a través de una superficie que puede ser considerada como bidimensional, su energía decae con la distancia desde la fuente aproximadamente de manera inversamente lineal  $r^{-1}$  (Stein y Wysession, 2003; ver figura 1).



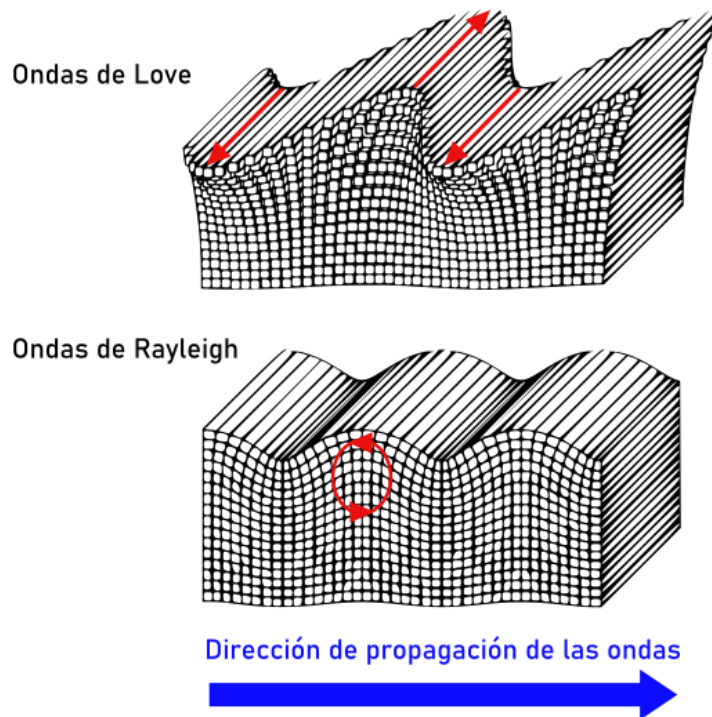
*Figura 1. Diagrama que ejemplifica la propagación de las ondas superficiales en un volumen esférico similar al de la Tierra, las ondas decaen con el inverso de la distancia  $r$ . La distancia  $a$  es el radio terrestre.*

### 2.1.1 Ondas de Love

Son las ondas superficiales más rápidas y son causadas por el atrapamiento de ondas SH en capas cerca de la superficie. Este tipo de ondas desplazan a las partículas del medio en dirección horizontal perpendicular a la dirección de propagación.

### 2.1.2 Ondas de Rayleigh

Son ondas que al propagarse producen un desplazamiento elíptico retrógrado en el material. Estas ondas surgen de la combinación de las ondas P y SV.



*Figura 2. Representación de las ondas superficiales propagándose horizontalmente hacia la derecha. Arriba, las ondas de Love perturban el medio en dirección horizontal perpendicular a la dirección de propagación. Abajo, las ondas de Rayleigh contienen movimiento vertical y radial. Se puede ver que la amplitud decae con la profundidad. Modificado de Shearer (2009).*

En medios que presentan heterogeneidades a lo largo de su profundidad tanto las ondas de Love como las de Rayleigh son dispersivas, lo que quiere decir que

su velocidad no sólo depende de las propiedades mecánicas intrínsecas del material, si no de cada frecuencia. Asimismo, la profundidad de penetración de las ondas es inversamente proporcional a la frecuencia, es decir, frecuencias bajas se propagan a mayores profundidades (Stein y Wysession, 2003).

### **2.1.3 Ruido sísmico**

Además de los sismos tectónicos, en la Tierra hay diversas fuentes denominadas “fuentes ambientales” que producen ondas sísmicas continuamente, principalmente de tipo superficial. Estas ondas se propagan en todas direcciones y son dispersadas por las heterogeneidades terrestres. Las fuentes ambientales pueden tener orígenes naturales, por ejemplo, el oleaje, el viento, cambios de temperatura o presión de poro, movimiento de árboles, deslizamientos de tierra, o tener un origen antrópico (e. g. Larose et al., 2015). Las ondas causadas por fuentes ambientales son lo que conocemos como ruido sísmico (Gutenberg, 1958; Larose et al., 2015). En años recientes, gracias a las nuevas tecnologías de almacenamiento y metodologías este ruido ha pasado de ser información sin utilidad a una herramienta que nos permite hacer diversos análisis de la corteza terrestre. Varias de las aplicaciones de ruido sísmico para investigación se encuentran compiladas y descritas en el libro de Nakata et al. (2019).

Un componente importante del ruido sísmico son las vibraciones de los denominados microsismos oceánicos que son producto de la interacción del oleaje con la superficie terrestre. El espectro de estas vibraciones está comprendido principalmente entre la banda de frecuencias de 0.06 a 0.2 Hz, con picos notables entre 0.15 y 0.2 Hz (Longuet-Higgins, 1950; Hasselmann, 1963; Lay y Wallace, 1995). Las vibraciones producidas por la actividad humana contienen principalmente energía en frecuencias por encima de 1 Hz (Gutenberg, 1958).

## 2.2 Interferometría sísmica

La interferometría sísmica es, de manera general, el análisis de la interferencia que se puede observar entre dos señales y que es resultado de las variaciones laterales y temporales de las características del medio que modifican los tiempos de viaje de las ondas (Curtis et al., 2006). La interferometría sísmica nos permite conocer las propiedades elásticas de la Tierra a partir de la obtención, bajo ciertas condiciones, de las funciones de Green empíricas (FGE) que se aproximan a las funciones de Green reales (FG). Las FG en sismología sirven para representar la respuesta de un medio elástico a una fuerza puntual instantánea (Wapenaar y Fokkema, 2006; Sánchez-Sesma et al., 2018).

La manera principal de realizar este análisis es aplicar una correlación cruzada en el par de señales, la cual medirá qué tan similares son dichas señales en función de un retardo de tiempo aplicado a una de ellas (Snieder, 2004; Curtis et al., 2006; Stehly et al., 2007).

El caso más sencillo de desarrollar matemáticamente es el planteado por Wapenaar et al. (2010) con una onda plana horizontal que se propaga sobre el eje  $x$  (ver figura 3), esta onda es emitida desde una fuente ubicada en una posición  $x = x_s$  en un tiempo  $t = 0$ . Supongamos el caso en el que tenemos dos receptores  $x_a$  y  $x_b$ , también ubicados sobre el eje  $x$  como se muestra en la figura 3a. La onda al pasar por el receptor  $x_a$  generará una respuesta que se expresa como  $G(x_a, x_s, t)$ , esta es una función de Green, cuya notación expresa que la respuesta se da en el receptor  $x_a$ , por la perturbación generada en la fuente  $x_s$ , en un determinado tiempo  $t$ . Gráficamente esto se representa en la figura 3b, en este caso simple la respuesta  $G(x_a, x_s, t)$  es un impulso en el tiempo  $t_a = (x_a - x_s)/c$  donde  $c$  es la velocidad de propagación de la onda. Haciendo uso de la función delta de Dirac  $\delta(t)$ , que vale cero para todos los valores excepto cuando está evaluada en  $t = 0$ , podemos expresar la respuesta en el receptor  $x_a$  como  $G(x_a, x_s, t) = \delta(t - t_a)$ . De igual manera la onda pasará y generará una respuesta en el receptor  $x_b$  como se muestra en la figura 3c, similar al análisis realizado para el receptor  $x_a$  podemos

concluir que la función de Green para el receptor  $x_b$  es  $G(x_b, x_s, t) = \delta(t - t_b)$ , donde en este caso  $t_b = (x_b - x_s)/c$ .

Tanto  $G(x_a, x_s, t)$  como  $G(x_b, x_s, t)$  tienen en común la trayectoria entre  $x_s$  y  $x_a$ . Podemos retirar esta trayectoria aplicando una correlación cruzada a ambas señales. La correlación cruzada medirá qué tan similares son dichas señales en función de un retardo de tiempo aplicado a una de ellas, como se describe a continuación:

$$f(t) \otimes g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t + \tau)d\tau$$

Ec. (2.1)

Donde  $t$  es el tiempo y  $\tau$  es el desfase temporal que existe entre las funciones  $f(t)$  y  $g(t)$  que en este caso correspondería a los registros sísmicos en  $x_a$  y  $x_b$ . Aplicando las respuestas  $G(x_a, x_s, t)$  y  $G(x_b, x_s, t)$  en la ecuación 2.1 obtenemos:

$$G(x_b, x_s, t) \otimes G(x_a, x_s, t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(x_b, x_s, t + \tau)G(x_a, x_s, \tau)d\tau$$

Ec. (2.2)

Sustituyendo las funciones de Green por las respuestas impulsivas en los receptores resulta:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t + \tau - t_b)\delta(\tau - t_a)d\tau = \delta(t - t_b - t_a) = \delta\left(t - \frac{(x_b - x_a)}{c}\right)$$

Ec. (2.3)

La ecuación 2.3 muestra cómo al aplicar la correlación obtenemos la respuesta que hay entre los receptores. Dado que la onda en este ejemplo arriba primero al receptor  $x_a$ , el resultado es la respuesta en el receptor  $x_b$  a una perturbación como si esta fuera proveniente del punto en donde se ubica el receptor  $x_a$  por lo

que obtenemos la función de Green entre estos dos puntos ( $G(x_b, x_a, t)$ , ver figura 3d), donde el receptor  $x_a$  funge como una pseudo fuente de ondas.

El análisis previamente descrito se puede aplicar a cualquier tipo de señal, no es necesario que las respuestas registradas sean impulsivas porque podemos convolucionar las funciones de Green con cualquier otra función o sumar el conjunto de respuestas que se produzcan a lo largo del tiempo por múltiples fuentes.

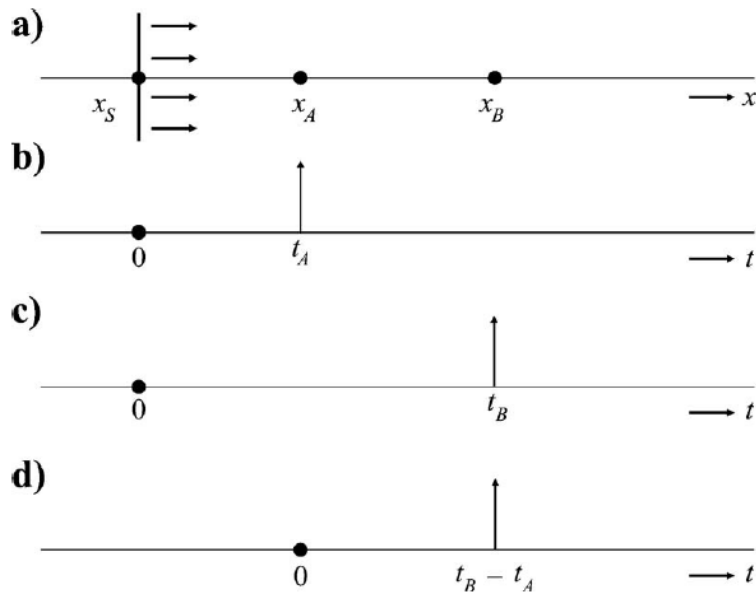


Figura 3. Ejemplo de interferometría directa en una dimensión. a) Una onda plana viajando a la derecha a lo largo del eje  $x$  emitido por la fuente  $x_s$ . b) Respuesta del receptor  $x_a$ . c) Respuesta del receptor  $x_b$ . d) Correlación cruzada de las respuestas en  $x_a$  y  $x_b$ . (Tomado de Wapenaar et al., 2010).

En la figura 4a) se muestra la correlación cruzada entre un par de receptores denominados A y B calculada a partir de todas las respuestas producidas por un conjunto de ondas que viajan en dirección al receptor B. La figura 4b) muestra el mismo caso, pero para ondas viajando en dirección al receptor A, la función de correlación es la misma función que en el caso anterior pero reflejada y representada en un tiempo negativo. Esto es válido porque los procesos de

transmisión de ondas teóricamente son reversibles en el tiempo, y físicamente representan que la dirección de propagación de las ondas es hacia el receptor que funge como fuente, en este caso, el receptor A (Snieder, 2004; Wapenaar et al., 2010). Finalmente, la figura 4c) muestra el caso en donde las fuentes que propagan ondas en todas direcciones están distribuidas homogéneamente en azimut alrededor de los receptores. En este caso específico, al aplicar la correlación cruzada se obtiene una función simétrica en el tiempo.

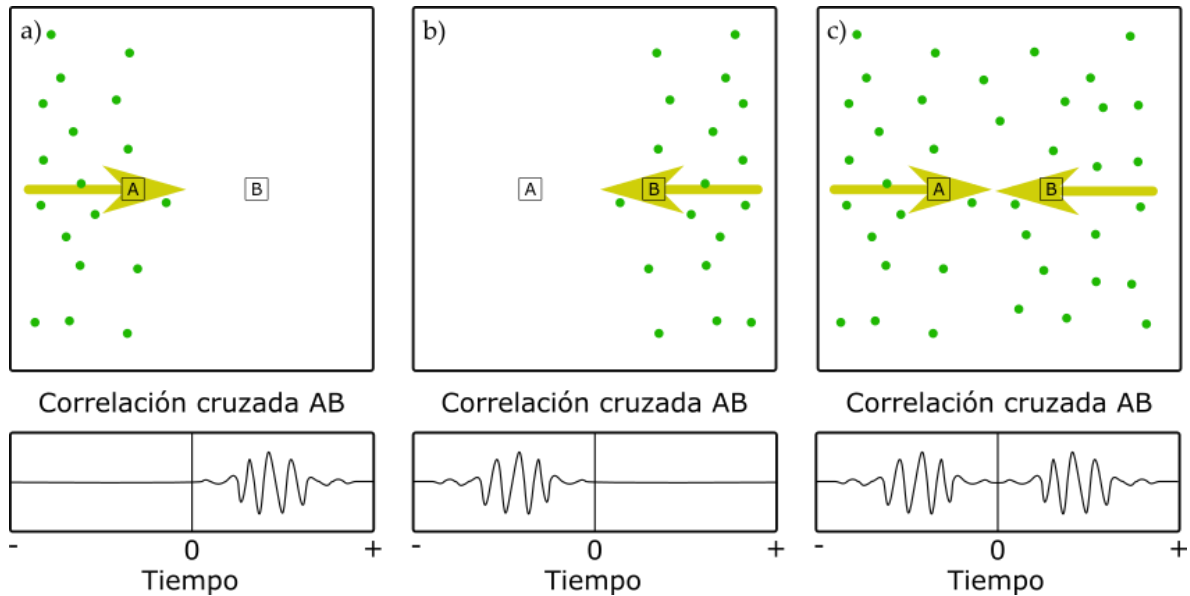


Figura 4. Correlaciones cruzadas entre los receptores A y B. Panel a) Correlación cruzada con fuentes que propagan ondas hacia el receptor B. Panel b) Misma operación, pero ondas que se propagan hacia el receptor A. Panel c) Correlación cruzada para campos con fuentes distribuidas homogéneamente, la propagación de ondas se da en ambas direcciones. Modificado de Stehly et al. (2006).

Es importante considerar que la correlación cruzada se aproximará a la función de Green si los registros de ruido fueron generados por un campo de ondas difuso (Weaver y Lobkis, 2004; Curtis et al., 2006), es decir, un conjunto de ondas propagándose en todas direcciones con intensidades promedio similares (Sánchez-Sesma et al., 2008). Este campo difuso está presente si:

- I) La distribución de fuentes de ruido es homogénea en tiempo y espacio (Curtis et al., 2006; Hadziioannou et al., 2009), como en el caso de la figura 4c).
- II) Los registros de ruido son lo suficientemente largos para contener ondas múltiplemente dispersadas (Sánchez-Sesma et al., 2008), ya sea por una superficie irregular o por las heterogeneidades de la corteza terrestre (Curtis et al., 2006; Stehly et al., 2007).

Las correlaciones cruzadas entre pares de registros de dos estaciones diferentes son comúnmente denotadas en la literatura por las siglas CC, del inglés *Cross-correlation*. Para calcular las funciones CC es importante considerar la distancia entre las estaciones. Si los sensores están muy separados entre sí, las ondas que llegan a un receptor pueden atenuarse antes de llegar al otro (Hobiger et al. 2014). Cuando esto ocurre, los registros en cada estación están compuestos de ondas directas y dispersadas cuyo origen son fuentes sin relación y por lo tanto no producen impulsos en la función de correlación (Lin et al., 2008). Este fenómeno se conoce como pérdida de coherencia. Si no hay coherencia suficiente la correlación cruzada puede no brindar resultados útiles sobre la variación de la velocidad sísmica (e. g. Hobiger et al., 2014).

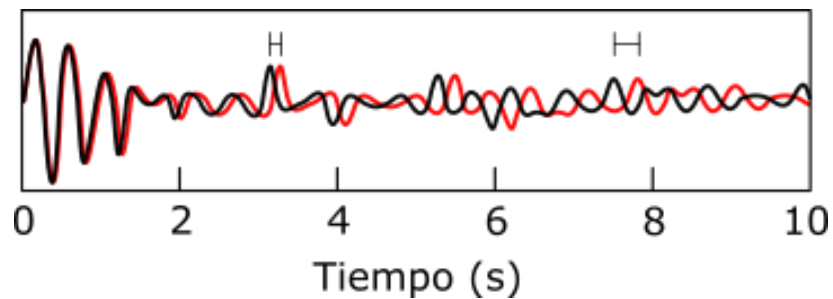
### **2.2.1 Interferometría de coda y método MWCS**

La demostración de que las ondas sísmicas en la Tierra experimentan variaciones temporales en su velocidad fue presentada por Poupinet et al. (1984) a partir del análisis de lo que ellos denominaron "*doublets*". Los *doublets* son pares o grupos de registros de eventos sísmicos producidos por fuentes similares en ubicación, profundidad y mecanismo focal, pero producidos en diferentes tiempos. Al comparar varios de estos registros, los autores observaron que los tiempos de arribo de las ondas de cuerpo eran similares para ambos eventos, pero también notaron que las formas de onda eran similares incluso en la parte final, conocida como coda (Poupinet et al., 1984). La coda está compuesta por el conjunto de



ondas que han sido dispersadas por las heterogeneidades de la corteza. Estas ondas recorren el medio en distancias y tiempos más largos que las ondas directas y, por lo tanto, son más sensibles a los cambios físicos de la corteza (Hadziioannou et al., 2009).

La diferencia notable al contrastar los registros es que las fases de la coda de uno tenían un desplazamiento relativo al otro que aumentaba al incrementar el tiempo (Ver Figura 5). Esta variación de fase, que no venía acompañada de un cambio notable en las formas de onda los hizo concluir que el sismo había causado cambios físicos en el medio que daban como resultado una variación en la velocidad de propagación de las ondas que puede ser medida (Poupinet et al., 1984; Sens-Schönfelder y Brenguier, 2019).



*Figura 5. Representación esquemática de los registros de coda de un par de sismos con características de la fuente similares. Se observa que la forma de onda es similar en ambos casos, pero al incrementar el tiempo se nota un aumento en la diferencia en los tiempos de arribo de la misma fase en ambos sismogramas (Modificado de Sens-Schönfelder y Brenguier, 2019).*

El tiempo de viaje  $t$  de las ondas entre el par de estaciones es igual a la distancia interestación  $d$  entre la velocidad de la onda  $v$ :

$$t = d / v \quad \text{Ec. (2.4)}$$

Si las propiedades elásticas del medio cambian e inducen una pequeña variación de la velocidad sísmica  $\Delta v$ , habrá también un cambio en los tiempos de viaje de

las ondas, generalmente con un cambio nulo o despreciable en la distancia  $d$  entre los receptores:

$$t + \Delta t = d / (v + \Delta v) \quad \text{Ec. (2.5)}$$

Igualando las distancias  $d$  de las Ecs. 2.4 y 2.5 obtenemos:

$$vt = (v + \Delta v)(t + \Delta t) \quad \text{Ec. (2.6)}$$

$$0 = vt - vt + v\Delta t + t\Delta v + \Delta v \Delta t \quad \text{Ec. (2.7)}$$

considerando que las variaciones  $\Delta v$  y  $\Delta t$  son muy pequeñas, podemos despreciar su producto. Agrupando términos de la Ec. 2.7 llegamos a la relación que indica cómo el cambio de tiempo medido entre las fases del par de registros nos da una medida de la variación sísmica de la velocidad:

$$\Delta t / t = - \Delta v / v \quad \text{Ec. (2.8)}$$

La limitación que tiene la interferometría de coda de sismos es que para estimar las variaciones de velocidad sísmica se necesitan pares de señales que provengan de fuentes similares en mecanismos de ruptura y ubicación. Los sismos, incluso cuando tienen cierta aleatoriedad pueden estar agrupados alrededor de estructuras, pero no ocurren todo el tiempo ni se pueden predecir, por lo que la medición de la variación de la velocidad se da de manera discontinua (Sens-Schönfelder y Brenguier, 2019). Para lograr medir las variaciones de velocidad de manera continua podemos utilizar los registros de ruido sísmico. El ruido sísmico por sí solo al estar compuesto de varias fuentes desconocidas no dice mucho sobre las variaciones de la velocidad. Si aplicamos la correlación cruzada a las señales de ruido proveniente de un campo difuso eliminamos la aleatoriedad de las fuentes (Sens-Schönfelder y Brenguier, 2019) ya que, como se vio en el apartado anterior, la correlación nos brinda una respuesta del medio estimada

como si se produjera por ondas que provienen todas del primer receptor incluido en la correlación (Wapenaar et al., 2010).

La interferometría con ruido sísmico consiste en correlacionar ventanas de ruido sísmico, generalmente de decenas de minutos, las cuales se apilan en grupos de un día para obtener funciones de correlación temporales (de aquí en adelante  $CCF_{temp}$ , por las siglas en inglés de *Cross-Correlation Functions*) y comparar las fases de dichas correlaciones temporales contra una función de correlación de referencia ( $CCF_{ref}$ ) que representa las condiciones físicas promedio del medio (Clarke et al., 2011). Las  $CCF_{ref}$  se pueden construir a partir de la suma de todas las funciones  $CCF_{temp}$  calculadas a lo largo del periodo a estudiar (Sens-Schönfelder y Brenguier, 2019).

La comparación entre  $CCF_{ref}$  y cada  $CCF_{temp}$ , para medir las variaciones de velocidad sísmica, se puede realizar con distintos métodos. El más sencillo es el método de estiramiento (*stretching*), en donde uno de los sismogramas se escala a lo largo del eje del tiempo utilizando diversos factores porcentuales y se calcula la correlación entre las señales, el factor con mayor correlación indica la variación de velocidad (Sens-Schönfelder y Wegler, 2006).

Otro de los métodos utilizados es el denominado Análisis Espectral Cruzado en Ventanas Móviles (*Moving Window Crossed-Spectral Analysis*, MWCS por sus siglas en inglés) desarrollado por Ratdomopurbo y Poupinet (1995). La versión simplificada de esta metodología se presenta gráficamente en la figura 5 y se describe a continuación:

Este método consiste en dividir las funciones de correlación a comparar ( $CCF_{ref}$  contra la  $CCF_{temp}$ ) en distintas ventanas solapadas (Figura 6a). Para cada ventana se calcula el espectro cruzado  $X(\omega)$  entre las dos funciones:

$$X(\omega) = |X(\omega)|e^{i\phi(\omega)} = F_{ref}(\omega) \cdot F_{temp}^*(\omega) \quad \text{Ec. (2.9)}$$

Donde  $|X(\omega)|$  es la amplitud y  $\phi(\omega)$  la fase del espectro cruzado  $X(\omega)$ ,  $F_{ref}$  y  $F_{temp}$  son las transformadas de Fourier de las CCFs y cuya variable independiente es  $\omega$ , que es la frecuencia en Hz, y donde el \* representa el complejo conjugado de la función.

El desfase  $\Delta t$  entre las CCFs se obtiene a partir de la fase  $\phi(\omega)$  del espectro cruzado  $X(\omega)$  (Figura 6b). Para esto, se calcula una función de coherencia que expresa que la similitud entre cada una de las frecuencias que componen a las transformadas  $F_{ref}$  y  $F_{temp}$  (Figura 6b), la función de coherencia  $C(\omega)$  se calcula:

$$C(\omega) = \frac{|X(\omega)|}{\sqrt{|F_{ref}(\omega)|^2 \cdot |F_{temp}(\omega)|^2}}$$

Ec. (2.10)

Considerando únicamente las frecuencias que tienen una coherencia alta (cercana a 1) se hace un ajuste de mínimos cuadrados usando los valores de las fases  $\phi(\omega)$  correspondientes a cada frecuencia. La pendiente de la recta que mejor se ajusta será el cambio  $\Delta t$  medido entre las funciones de correlación comparadas (Figura 6c).

El proceso de calcular el espectro cruzado, la coherencia y el cambio  $\Delta t$  se repite para cada ventana en las que se dividieron las funciones de correlación. El valor de  $\Delta t$  se asocia al tiempo central de la ventana en donde fue medida y nuevamente, se hace un ajuste de mínimos cuadrados que devuelve una recta cuya pendiente representa el cambio  $\Delta t/t$  entre las funciones de correlación comparadas (Figura 6d). Este valor  $\Delta t/t$  permite estimar la variación de velocidad de viaje de las ondas  $\Delta v/v$  con la relación expresada en la Ec. 2.8.

La metodología antes descrita se repite para comparar cada  $CCF_{temp}$  contra la  $CCF_{ref}$  y al final se obtiene una serie de tiempo de la variación de la velocidad sísmica, en adelante denominada como  $dv/v$  (Figura 6e).

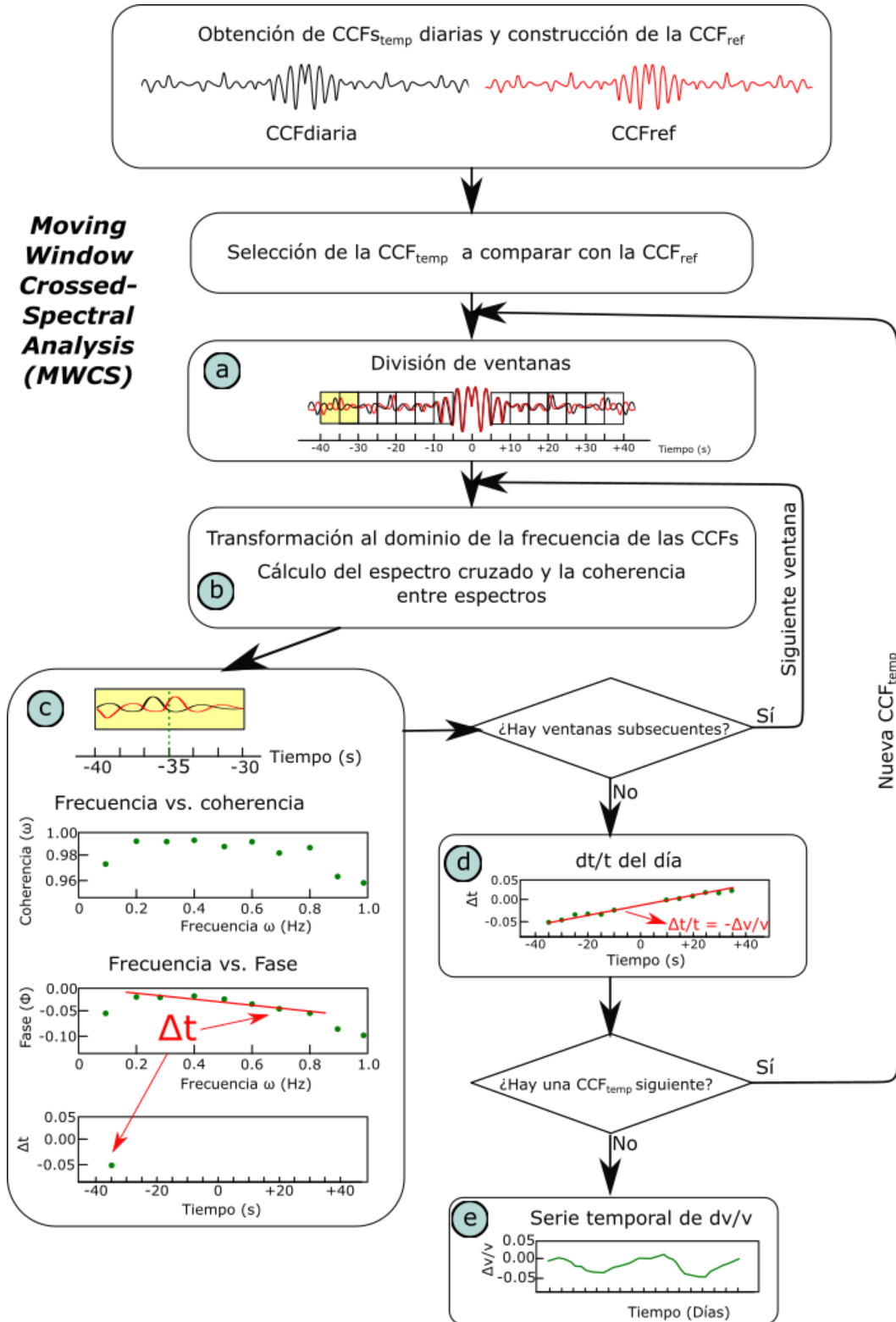


Figura 6. Diagrama simplificado de la metodología Moving Window Crossed-Spectral Analysis de Ratdomopurbo y Poupinet (1995) para obtener una serie temporal de variaciones de velocidad sísmica a partir de correlaciones de registros.

Aunque el método MWCS brinda estimaciones de  $dv/v$  menos estables que el método de estiramiento (Hutapea et al., 2020; Feng et al., 2021) tiene la ventaja de no ser tan sensible a variaciones del contenido espectral del ruido sísmico. Por lo tanto, el método MWCS es menos propenso, que el método de estiramiento, a estimar variaciones  $dv/v$  aparentes no relacionadas con cambios físicos en el medio (Zhan et al., 2013). Además, a diferencia del método de estiramiento, el método MWCS no considera un escalamiento lineal de las CCFs. Esto hace que el método MWCS tenga mayor resolución para comparar las codas de las CCFs y pueda detectar cambios heterogéneos como los que presenta la corteza terrestre (Hadziioannou et al., 2009).

### **2.2.2 Interferometría monoestación**

En ambientes volcánicos puede ser difícil aplicar la correlación en varios pares de estaciones. Por un lado, algunos volcanes tienen poca instrumentación, mientras que, en otros casos, la actividad volcánica desconecta o destruye las estaciones, causando que no haya registros continuos de ruido sísmico registrados en varias estaciones de manera simultánea.

Con el fin de superar estas restricciones, diversos trabajos en volcanes han aplicado la interferometría en registros de una misma estación (Sens-Schönfelder y Wegler, 2006; De Plaen et al., 2016; Feng et al., 2021). Dado que la mayoría de los sismómetros cuentan con tres componentes ortogonales, podemos construir diferentes funciones de correlación entre estos registros. Las correlaciones realizadas sobre las señales registradas en dos diferentes componentes de una estación (Figura 7b) dan lugar a una función denominada correlación cruzada monoestación (en adelante SC, por las siglas en inglés de *Single-station Cross-component*). En el caso de la correlación aplicada sobre registros iguales, es decir, una componente de la estación correlacionada consigo misma, se obtiene una función de autocorrelación (en adelante AC, Figura 7c).

A diferencia de las funciones de correlación obtenidas entre pares de estaciones (CC), las señales SC y AC solo contienen información de ondas dispersadas, no de ondas directas (Hobiger et al., 2014; Yates, 2018). Los trabajos de De Plaen et al. (2016) y Donaldson et al. (2019) concluyen que las funciones SC son, por lo general, más estables que las señales AC porque presentan una menor variabilidad. Por otro lado, Hobiger et al. (2014) mencionan que las funciones SC brindan mejores resultados que las funciones CC para frecuencias superiores a los 0.5 Hz, debido a que son menos susceptibles a la atenuación de las ondas de alta frecuencia y presentan menor pérdida de coherencia. Finalmente, Cubuk-Sabuncu et al. (2021) concluyen que la técnica SC es capaz de detectar los cambios asociados a actividad magmática de mejor manera que la técnica CC.

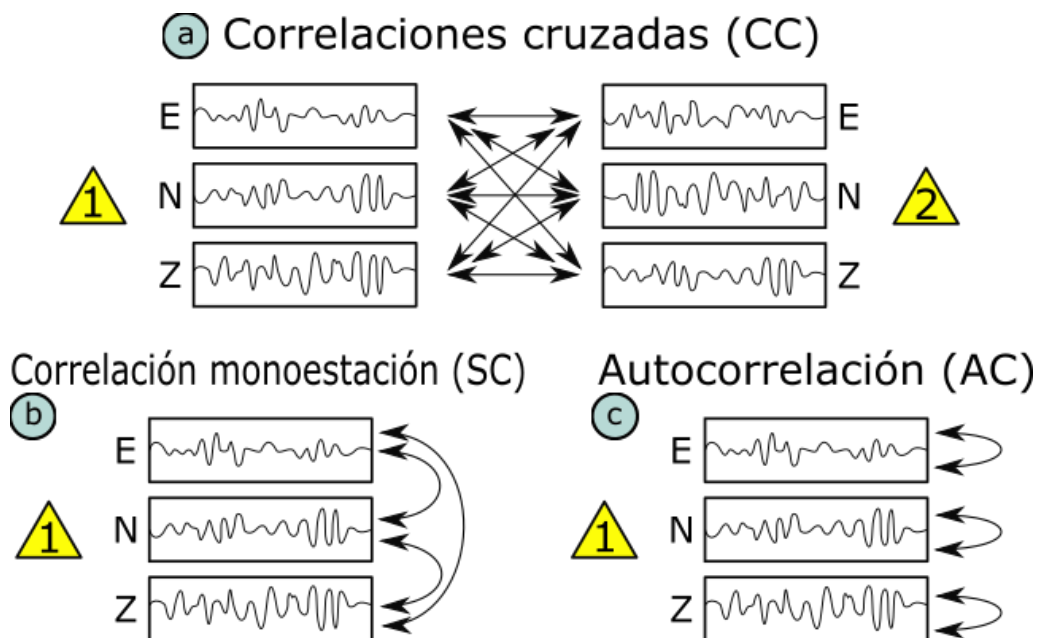


Figura 7. a) Esquema que muestra las combinaciones de registros entre dos diferentes receptores (triángulos amarillos) sobre los cuales se puede obtener una correlación cruzada (CC). b) y c) Esquemas similares que explican qué registros se correlacionan para obtener correlaciones monoestación (SC) y autocorrelaciones (AC) respectivamente.

### **2.3 Interferometría sísmica aplicada al monitoreo volcánico**

Varios autores han aplicado la interferometría sísmica para observar y registrar cambios temporales de la velocidad de las ondas sísmicas, esto con el fin de usar estas variaciones como precursores eruptivos en protocolos de monitoreo de volcanes. Los primeros trabajos fueron aplicados en el volcán Merapi en Indonesia. Ratdomopurbo y Poupinet (1995) observaron un aumento temporal de la velocidad en la zona cercana a la cámara magmática que relacionaron con inyecciones de fluidos magmáticos provenientes de la corteza inferior. En este mismo volcán, Sens-Schönfelder y Wegler (2006) notaron que las variaciones de velocidad eran periódicas y están influenciadas por variables meteorológicas, como la lluvia o la temperatura, por lo que concluyen que es necesario corregir estos efectos al realizar una interferometría sísmica.

Años más tarde, diversos trabajos como los realizados por Rivet et al. (2015) y De Plaen et al. (2016) en el volcán Piton de la Fournaise de la Isla Reunión muestran como la disminución de la velocidad sísmica en el volcán se puede asociar a la interacción entre el magma y el edificio volcánico. Ambos trabajos destacan nuevamente el impacto que los fenómenos meteorológicos y la sismicidad local pueden tener en esta disminución de la velocidad.

De acuerdo con Brenguier et al. (2008), las variaciones de la velocidad de onda de corte ( $\beta$ ) están relacionadas con perturbaciones de la porosidad y el volumen ante la presurización de la corteza por procesos volcánicos. En la literatura se pueden encontrar tanto trabajos en donde los autores observan decrementos en la velocidad sísmica antes de una erupción (Brenguier et al., 2008; Rivet et al., 2015; De Plaen et al., 2016) como artículos en donde se observan incrementos en la velocidad previos a la actividad volcánica (Budi-Santoso y Lesage, 2016; Donaldson et al., 2017), incluso un comportamiento mixto dependiendo de la región del volcán analizada (Anggono et al., 2012).



Se ha propuesto que la profundidad de la cámara magmática determina cuáles áreas del volcán experimentan un régimen extensivo o compresivo ante la presurización y deflación. Donde existe extensión, las grietas y los poros se abren, disminuyendo el contacto intergranular y la velocidad sísmica disminuye. El efecto contrario pasa en las zonas comprimidas (Donaldson et al., 2017). Por lo tanto, el aumento o disminución de la velocidad medidas dependen de la trayectoria bajo el volcán que recorren las ondas. A su vez, las trayectorias observadas dependen de la ubicación de los receptores, así como de la penetración de las ondas estudiadas (Anggono et al., 2012; Donaldson et al., 2017).

En el caso del volcán de Colima, Lesage et al. (2014) realizaron interferometría sísmica en pares de estaciones en registros de 16 años (1998 - 2014). Observaron disminuciones de la velocidad mayores al 0.1% asociadas principalmente a actividad sísmica regional. No encontraron una relación clara entre la actividad volcánica y la variación de velocidad sísmica. Esta última observación se presenta nuevamente en el trabajo de Lesage et al. (2018). Aplicando también interferometría sísmica en pares de estaciones en un periodo de tiempo posterior (2013 - 2017), los autores no notaron claras variaciones precursoras a la actividad volcánica. Concluyen que esto puede deberse a que el sistema volcánico en este estratovolcán es de tipo abierto y puede presentar erupciones sin presurización y deformación previa (Chaussard et al., 2013). Asimismo, indican que las variaciones de velocidad causadas por actividad volcánica por lo general son menores al 0.1% (Brenquier et al., 2011; Donaldson et al., 2017) y por lo tanto pueden estar enmascaradas por variaciones asociadas a fuentes no volcánicas, así como por la ventana de tiempo considerada para construir las funciones de correlación (Lesage et al., 2018).

## **2.4 Efecto meteorológico en la velocidad sísmica**

La interpretación de las señales  $dv/v$  no siempre es sencilla. Además de los procesos dentro de la corteza (actividad tectónica y volcánica), hay factores

ambientales externos que pueden afectar a las señales  $dv/v$  de manera simultánea (Wang et al., 2017; Feng et al., 2021). La mayoría de estos factores ambientales externos se relacionan con parámetros climatológicos, los cuales impactan de manera diferente a la señal  $dv/v$  en distintas partes del mundo (Liu et al., 2020). El monitoreo, modelado y la corrección de variaciones de velocidad asociadas a factores meteorológicos permite entender mejor el efecto volcanotectónico en las señales  $dv/v$  (Feng et al., 2021), incluso aumenta la posibilidad de detectar precursores de erupciones volcánicas (Rivet et al., 2015).

A continuación, se presenta una síntesis de la relación que hay entre distintos parámetros meteorológicos y las series temporales  $dv/v$ . Dichas relaciones han sido analizadas en la literatura tanto de manera teórica como empírica.

#### **2.4.1 Efecto poroelástico originado por la lluvia**

Las rocas de la corteza terrestre contienen en su interior poros y grietas saturados por uno o varios fluidos, ya sea aire, agua, petróleo, entre otros (Figura 8a). Dado que la respuesta hidrológica y mecánica de las rocas está totalmente acoplada, uno de los efectos observados es que la presión de los fluidos en la estructura porosa tiene la capacidad de inducir deformación elástica en las rocas (Zimmerman, 2000). Las variaciones de la velocidad sísmica son sensibles a cambios en la presión de poro y a la deformación de las rocas, incluso aunque estos cambios sean sutiles (Doetsch et al., 2018). Existen varios trabajos que han observado la relación entre los ciclos de lluvia y con la variación de la velocidad sísmica. Estos trabajos se han realizado desde áreas regionales (Wang et al., 2017; Andajani et al., 2020; Feng et al., 2021; Clements y Denolle, 2023), hasta en zonas menos extensas, incluyendo ambientes volcánicos (Sens-Schönfelder y Wegler, 2006; Rivet et al., 2015; Donaldson et al., 2019; Farquharson y Amelung, 2020) y no volcánicos (Meier et al., 2010; Lecocq et al., 2017; Clements y Denolle, 2018).

De acuerdo con Roeloffs (1988) y Talwani et al. (2007), la acumulación e infiltración de agua debido a la precipitación o a la captación en un reservorio induce

cambios en el estado de esfuerzos bajo la superficie. Estos cambios se clasifican en dos tipos, cada uno ocasionado por mecanismos diferentes con duraciones distintas:

- I) Aumento de esfuerzos compresionales: producida por fluctuaciones del nivel freático. Para que este nivel varíe, la precipitación tiene que haberse percolado previamente por la zona vadosa (no saturada) de la subsuperficie y alcanzar el nivel freático produciendo su recarga (Freeze y Cherry, 1979; Figura 8b).
- II) Variación de la presión de poro: producida por la difusión de los cambios presión hidráulica a lo largo de la red de poros de las rocas. Esta respuesta se da posterior al aumento de esfuerzos compresionales y produce cambios físicos a profundidades mayores (Roeloffs, 1988; Talwani et al., 2007; Figura 8c).

La respuesta del medio asociada a la recarga hídrica (respuesta I) incrementa los esfuerzos compresionales en la dirección vertical y puede producir un aumento en la velocidad sísmica (Fokker et al., 2021), aunque también produce un aumento en la presión de poro que tiene el efecto contrario (Andajani et al., 2020). Por otro lado, la difusión (respuesta II) incrementa sustancialmente la presión de poro dentro de las rocas (Figura 8d). Esta presión de poro reduce el esfuerzo efectivo que la corteza experimenta, los módulos elásticos disminuyen debido a la apertura de microgrietas y entonces la velocidad sísmica disminuye (Doetsch et al., 2018; Fokker et al., 2021).

Considerando que la velocidad de las ondas de corte en un material es:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Ec. (2.11)}$$

donde  $\mu$  es el módulo de corte de las rocas y  $\rho$  es la densidad del material. La variación de velocidad  $\frac{d\beta}{\beta}$  debida los cambios de presión de poro por encima de los 500 m de profundidad es:

$$\left(\frac{d\beta}{\beta}\right)_{SH}^{Horizontal} = -\frac{\mu' u^0}{2\mu}$$

Ec. (2.12)

$$\left(\frac{d\beta}{\beta}\right)_{SV}^{Horizontal} = -\frac{\mu' u^0}{2\mu} - \frac{\mu' + 1}{4\mu} T_{33}^0$$

Ec. (2.13)

$$\left(\frac{d\beta}{\beta}\right)^{Vertical} = -\frac{\mu' u^0}{2\mu} - \frac{\mu' - 1}{4\mu} T_{33}^0$$

Ec. (2.14)

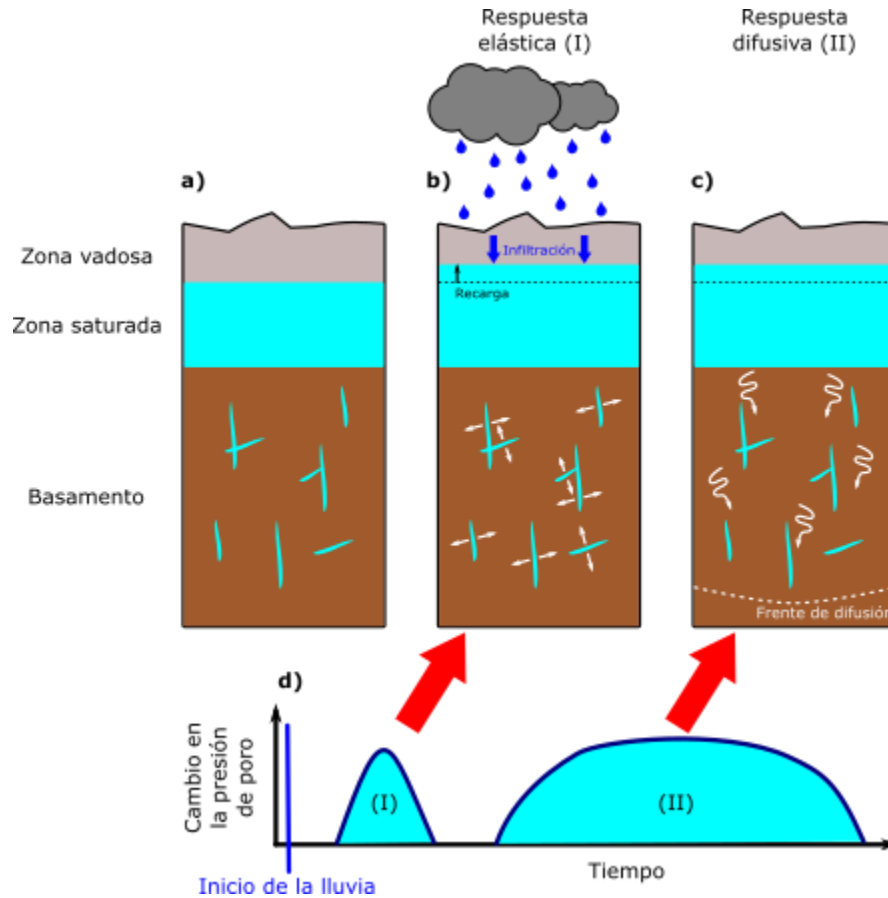


Figura 8. a) Perfil cortical que consiste en una cobertura y un basamento, ambos con poros y fracturas que alojan fluidos. La zona saturada se refiere a una repleción de los poros total de agua, la zona vadosa es aquella donde no hay saturación hídrica. b) Proceso de infiltración y recarga que cambia la presión de poro y la carga vertical de la columna de agua. c) Proceso de difusión de presión de poro en profundidad. d) Cambio de la presión de poro en el tiempo asociado a los procesos ilustrados en b) y c) después de la infiltración de la lluvia. De acuerdo con Fokker et al. 2021 estos cambios de presión sólo se dan hasta cientos de metros de profundidad. Modificado de Andajani et al. (2020).

Donde  $\mu'$  es la derivada parcial de  $\mu$  en función de la presión,  $u^0(z, t)$  es la presión de poro a una determinada profundidad y tiempo; y  $T_{33}^0(t)$  los cambios en el esfuerzo vertical por variaciones del nivel freático.

Dado que el efecto de  $T_{33}^0$  en la velocidad es de un orden dos veces menor al producido por  $u^0$  (Fokker et al., 2021), las ecuaciones 2.12-2.14 se reducen a:

$$\left(\frac{d\beta}{\beta}\right) \approx -\frac{\mu'u^0}{2\mu}$$

Ec. (2.15)

La presión de poro puede ser medida directamente con ayuda de piezómetros enterrados a diferentes profundidades. Además de esta opción, existen diversos modelos que pueden ser usados para calcular la variación de la presión de poro a partir de los registros de precipitación. Esta metodología se puede aplicar en los casos en los que no se cuenta con equipos para medición directa, además, devuelve estimaciones que se ajustan bien a los valores reales medidos en piezómetros (Farquharson y Amelung, 2020).

El modelo propuesto por Roeloffs (1988) para estimar la presión de poro  $P$  a una profundidad  $r$  y en un tiempo  $t$  es:

$$P(r, t) = \alpha p_0 \operatorname{erf}\left(\frac{r}{4ct^{1/2}}\right) + p_0 \operatorname{erfc}\left(\frac{r}{4ct^{1/2}}\right) \quad \text{Ec. (2.16)}$$

Donde  $p(0, t) = p_0$ ,  $p_0 = 0$  para  $t < 0$  y  $p_0 = 1$  para  $t > 0$ ; erf es la función de error gaussiano y  $\operatorname{erfc} = 1 - \operatorname{erf}$ ;  $c$  es la difusividad hidráulica que mide la rapidez con la que se transmiten los cambios de presión en el medio poroso y  $\alpha = B(1 + \nu_u)/3(1 - \nu_u)$ , una constante dependiente del coeficiente de Skempton  $B$  y de la relación de Poisson no drenada. En la ecuación 2.16 podemos ver que el proceso de carga (I) se expresa en el primer sumando, y el proceso lento de difusión (II) se modela con el segundo término.

Dado que las cargas de agua causadas por la lluvia no son constantes en el tiempo, podemos tomar la ecuación 2.16 y aplicar el principio de superposición para deducir la presión de poro en función de la variación temporal de dichas cargas (Talwani et al., 2007):

$$P_{i(r,t)} = \sum_{i=1}^n \alpha \delta p_i \operatorname{erf}\left(\frac{r}{4c(n-i)\delta t^{1/2}}\right) + \delta p_i \operatorname{erfc}\left(\frac{r}{4c(n-i)\delta t^{1/2}}\right) \quad (\text{Ec. 2.17})$$

donde  $n$  es el número de incrementos de tiempo  $\delta t$  desde el inicio de una serie de tiempo y un  $t$  determinado y  $\delta p_i$  es la variación de carga hidráulica medida en el mismo tiempo  $t$ .

En la literatura, la profundidad a la cual se modelan las presiones de poro es muy variable y por lo general se ubica entre 1 y 8 km (Andajani et al., 2020; Feng et al., 2021; Rivet et al., 2015; Roeloffs, 1988), sin embargo, Fokker et al. (2021) discuten que la mayoría de los cambios de presión inducidos por infiltración de la lluvia ocurren por encima de los 200 m de profundidad.

### **2.4.2 Efecto termoelástico**

Al igual que con los efectos hídricos, diversos trabajos han abordado cómo la velocidad sísmica en el subsuelo puede verse afectada por oscilaciones de la temperatura atmosférica (Meier et al., 2010; Hillers y Ben-Zion, 2011; Richter et al., 2014; Hillers et al., 2015; Clements y Denolle, 2018, 2023). La temperatura atmosférica transmite energía a la superficie terrestre y esto induce cambios en el estado de esfuerzos de la corteza (Figura 8). Existen varios modelos que desarrollan matemáticamente el acoplamiento entre la corteza y la temperatura del aire (Ben-Zion y Leary, 1986; Berger, 1975; Tsai, 2011).

El modelo de Ben-Zion y Leary (1986) considera una capa no consolidada e incompetente sobre un semiespacio elástico. La superficie de la capa no consolidada está expuesta a un campo térmico  $T$  (Figura 9) que se puede expresar como una onda estacionaria:

$$T(x, y = 0, t) = \sum_{\omega} T_{\omega} \cos(kx) e^{i(\omega t - \phi)} \tag{Ec. 2.18}$$

donde  $\omega$  es la frecuencia angular,  $T_{\omega}$  es una descomposición del espectro temporal en series seno y coseno  $T_{\omega} = \sqrt{A_{\omega}^2 + B_{\omega}^2}$ ,  $\phi$  es la fase dada por  $\phi = \arctan(A_{\omega}/B_{\omega})$  y  $k$  es el número de onda del campo térmico y está asociado con la topografía de la superficie (Ben-Zion y Leary, 1986; Prawirodirdjo et al., 2006).

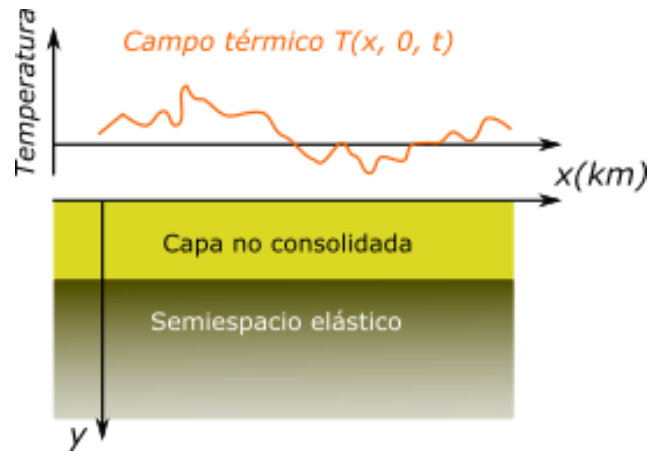


Figura 9. Estructura del modelo de Ben-Zion y Leary (1986) compuesto por una capa superficial no consolidada que cubre a un semiespacio elástico. Los esfuerzos termoelásticos se dan a partir de la transferencia de energía entre el campo térmico  $T$  y la superficie. Modificado de Ben-Zion y Leary (1986).

Los esfuerzos termoelásticos en profundidad se pueden modelar como la superposición de dos efectos (Ben-Zion y Leary, 1986):

- I) Deformación asociada a variaciones de temperatura (deformación volumétrica). Este efecto se observa principalmente en las partes más someras, dentro del límite conocido como límite térmico.
- II) Tracción debido a la deformación térmica inducida en las capas más someras. Se transmite si las capas están elásticamente acopladas y su la profundidad de su impacto es de tamaño similar al que presenta el campo térmico  $T$ .

La solución que explica la conducción térmica a la superficie a partir del campo descrito la ecuación 2.18 es:

$$T(x, y, t) = \sum_{\omega} T_{\omega} \cos(kx) e^{-\gamma y} e^{i(\omega t - \phi)}$$



(Ec. 2.19)

Con  $\gamma = \left[1 + \frac{i\omega}{\kappa k^2}\right]^{1/2}$ ,  $Re(\gamma) > 0$ , donde  $\kappa$  es la difusividad térmica de las rocas, que por lo general es del orden de  $8.64 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{día}$  (Clark, 1966).

La conducción térmica descrita con la ecuación 2.19 producirá deformaciones en un plano horizontal  $\epsilon_{xx}$  descritas matemáticamente como (Berger, 1975);

$$e_{xx} = \sum_{\omega} \left(\frac{1+\nu}{1-\nu}\right) \left(\frac{k}{\gamma+k}\right) * \left\{ \left[ 2(1-\nu) + \frac{k}{\gamma-k} - ky \right] e^{-ky} - \frac{k}{\gamma-k} e^{\gamma y} \right\} \\ * [\alpha T_{\omega} \cos(kx) e^{i(\omega t - \phi)}]$$

(Ec. 2.20)

Donde  $\nu$  es el coeficiente de Poisson y  $\alpha$  el coeficiente de expansión térmica lineal.

A mayor temperatura se espera que el material se dilate, los esfuerzos compresivos (negativos) serán mayores y se observará un incremento de la velocidad sísmica. Richter et al. (2014) aproximan que el cambio de velocidad en función de la variación de esfuerzo compresivo y de las propiedades mecánicas de los materiales puede ser estimada como:

$$dv/v = b \frac{\partial \mu}{\partial \sigma_c} \frac{(1-\nu)\Delta\sigma_c}{E}$$

(Ec. 2.18)

Donde  $\sigma_c$  es el esfuerzo compresivo,  $\mu$  es el módulo de corte y  $b$  es una constante que para la propagación de ondas de corte se define en función del coeficiente de Poisson como  $b = \frac{(1+\nu)}{(1-\nu)}$ .

De acuerdo con Ben-Zion y Leary (1986) si el medio subsuperficial está elásticamente acoplado, las deformaciones termoelásticas generadas por el campo de temperatura pueden propagarse en profundidad a través de

tracciones en las interfaces de contacto entre capas. La profundidad de penetración es del mismo orden que la longitud de onda del campo térmico  $T$ . Dicha longitud de onda está determinada por la topografía. Meier et al. (2010) proponen en sus estimaciones que las deformaciones que inducen cambios de velocidad pueden llegar a penetrar a profundidades entre 15 y 22 km.

### **2.4.3 Presión atmosférica**

La presión atmosférica puede causar variaciones en la velocidad sísmica al modificar el nivel freático y la presión de poro (Kramer et al., 2023), la densidad y apertura de microgrietas (Silver et al., 2007; Donaldson et al., 2019). Gradon et al. (2021) observaron que la presión y la velocidad se correlacionan de manera positiva, mientras que Silver et al. (2007) discuten que esta relación puede ser positiva o negativa dependiendo de la distancia entre los receptores sísmicos.

La respuesta elástica del medio a la presión barométrica es casi instantánea (Hillers et al., 2015; Wang et al., 2020) y, de acuerdo con Gradon et al. (2021), la sensibilidad de la velocidad sísmica a los esfuerzos producidos por los cambios de presión atmosférica es del orden de  $10^{-7} \text{ Pa}^{-1}$ .

La profundidad máxima a la cuál la presión atmosférica impacta en las velocidades sísmicas no está descrita en la literatura. Considerando que los experimentos de Gradon et al. (2021) estuvieron limitados a profundidades de 300 m y que el principal mecanismo por el cual la presión atmosférica modifica la velocidad sísmica es a través de la variación del nivel freático (Kramer et al., 2023), podemos asumir que la presión atmosférica afecta el medio a profundidades similares a las afectadas por la infiltración de la lluvia (200 m).

### **3. ZONA DE ESTUDIO**

#### **3.1 Contexto geográfico, geológico y tectónico del Volcán de Colima**

El volcán de Colima es un estratovolcán de composición andesítica con una altura aproximada de 3860 m.s.n.m. Está ubicado en el límite estatal Jalisco-Colima en el sector centro-oeste de México, forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Saucedo et al., 2010) y es la estructura volcánica más joven y la única activa actualmente del Complejo Volcánico de Colima (CVC), el cual también está compuesto por los volcanes Cántaro y Nevado de Colima, considerados inactivos (Escudero y Bandy, 2017).

El vulcanismo dentro del CVC se asocia a la subducción de las placas de Rivera y Cocos debajo de la placa de Norteamérica (Demant, 1979; Nixon, 1982; Bandy et al., 2005), dicha subducción origina la Trinchera Mesoamericana (comúnmente referida como MAT, por sus siglas en inglés). La dinámica de esta subducción induce una deformación sobre el continente y da lugar a una unión triple de rifts, el de Chapala-Tula (CTR), Tepic-Zacoalco (TZR) y el rift de Colima (CR), dentro del cual se ubica el CVC (Escudero y Bandy, 2017; ver Figura 10).

El CVC se encuentra sobre un basamento caracterizado por secuencias de depósitos volcanoclásticos que datan del Cretácico inferior al Terciario temprano, y por rocas sedimentarias marinas del Cretácico medio, con alto grado de plegamiento y fallamiento (Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Roverato, 2012). Dichas rocas marinas son intrusionadas por batolitos graníticos y granodioríticos también de edades Cretácicas. Sobre este basamento se encuentran los depósitos lacustres, aluviales, coluviales y rocas volcánicas que rellenan el rift de Colima (Norini et al., 2010). El CVC se conforma por depósitos intercalados de lavas, avalanchas de escombros, secuencias piroclásticas y de caída y depósitos de lahares (Saucedo et al., 2010).

### 3.2 Sistema magmático

Algunos de los trabajos que se han realizado en este volcán se han enfocado en conocer la estructura de la cámara magmática debajo del edificio, así como los conductos que la conectan con la superficie. La mayor parte de estos trabajos utilizan las señales de ruido sísmico como método indirecto para obtener las funciones de Green empíricas y conocer las velocidades de las ondas sísmicas en el interior del volcán.

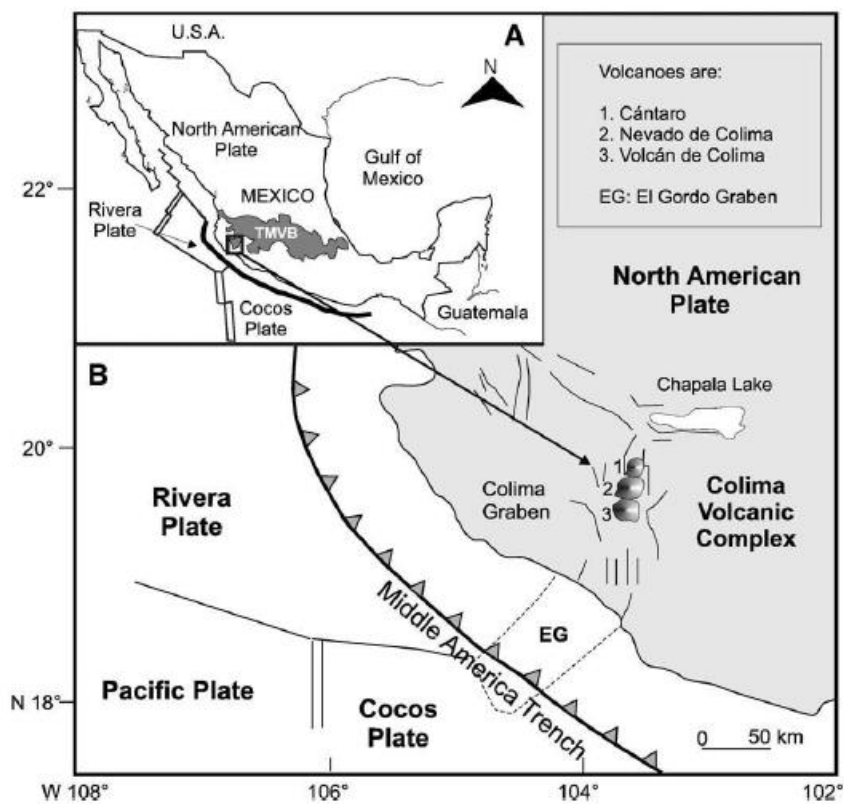


Figura 10. Contexto geográfico y tectónico del volcán de Colima dentro del Complejo Volcánico de Colima (Tomado de Saucedo et al., 2010). El volcán de Colima (denotado con el número 3) se encuentra en el graben central homónimo.

Reyes Alfaro (2010) estimó a partir de funciones de receptor que la profundidad de la discontinuidad de Moho en la región bajo el volcán de Colima es entre 31.73 y 37.29 km. Spica et al. (2017) realizaron una tomografía bajo el volcán de Colima utilizando el ruido sísmico ambiental. Este análisis utilizó datos de las redes

temporales MARS (Mapping the Rivera Subduction Zone) y CODEX (Colima Volcano Deep Seismic Experiment) y de algunas estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN). A partir de las ondas de Rayleigh y Love generaron mapas de velocidad en 2 dimensiones para finalmente, extrapolar esos modelos y obtener un modelo 3D del sistema magmático. Con esta técnica los autores pudieron mapear una cámara magmática elíptica bien definida a una profundidad aproximada de 15 km.

Otro de los trabajos con los que se cuenta es el publicado por Escudero y Bandy (2017) quienes mapearon el CVC con registros de las estaciones pertenecientes a los proyectos MARS y CODEX. En este artículo los autores analizan la correlación cruzada en la componente vertical de ruido sísmico ambiental para obtener las funciones de Green.

Por su parte, Sychev et al. (2019) realizaron también una tomografía del volcán usando datos de los proyectos MARS y CODEX. En su caso analizaron las velocidades de ondas P y S, su cociente entre ellas ( $V_p/V_s$ ) y la atenuación de la onda S para obtener modelos aproximados de la estructura interna del volcán. Los autores detectaron una zona de baja velocidad al sur del volcán que interpretan como una cámara magmática somera cuya profundidad máxima está a aproximadamente 10 km.

El modelo de Sychev et al. (2019, Figura 11) sugiere que el conducto principal está asociado a una zona debilitada, producto de una falla tectónica regional denominada Tamazula (Garduño-Monroy et al., 1998), la cual tiene un rumbo NE-SO y cruza el CVC. Los autores indican que esta falla es el límite superior del conducto principal hasta la zona en donde la corteza cambia de una composición máfica a una composición más silícica y hacia arriba el magma se aloja en una cámara magmática somera. Aunque la Falla de Tamazula ha sido reconocida en otros trabajos (Pacheco et al., 2003; Escudero y Bandy, 2017), Norini et al. (2010) proponen que esta falla no es tan profunda y que su origen es la extensión

gravitacional hacia el sur que el volcán experimenta debido a la carga del propio material volcánico que descansa sobre una secuencia lacustre y aluvial suave.

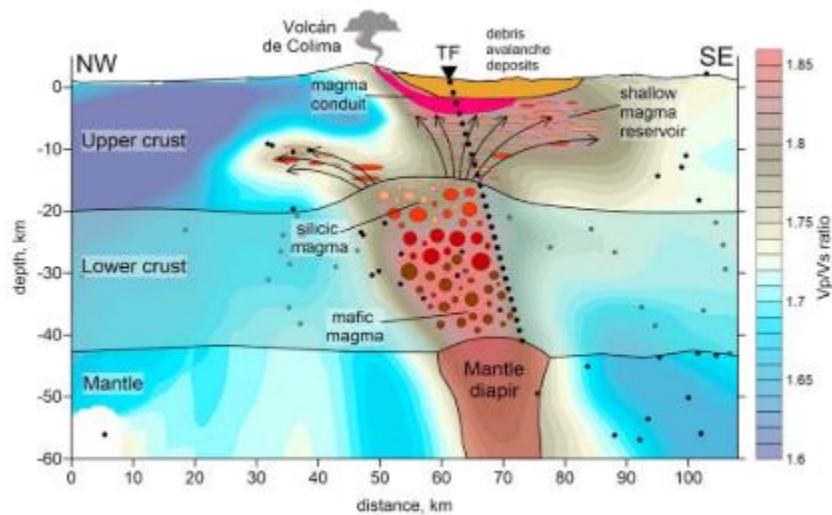


Figura 11. Modelo del sistema magmático del Volcán de Colima propuesto por Sychev et al. (2019). Los colores del fondo corresponden a uno de los modelos  $V_p/V_s$  donde cocientes mayores (zonas rojas) indican regiones de baja velocidad. Se muestra la falla Tamazula (TF) como límite de la parte inferior del conducto volcánico.

La parte más somera del sistema magmático del VdC fue mapeada por De Plaen et al. (2022) utilizando curvas de dispersión de ondas superficiales calculadas a partir de registros de ruido sísmico. Al igual que en el trabajo de Spica et al. (2017), encontraron zonas de baja velocidad sísmica adyacentes a la falla de Tamazula, notablemente visibles en el suroeste del volcán (Figura 12). Estas zonas de baja velocidad se encuentran por encima de los 4 km de profundidad con respecto al nivel del mar y coinciden con regiones en donde se observa anisotropía negativa. Dicha anisotropía se puede asociar a la predominancia de estructuras verticales que pueden favorecer el flujo de magma y fluidos hidrotermales en esa dirección (De Plaen et al., 2022).

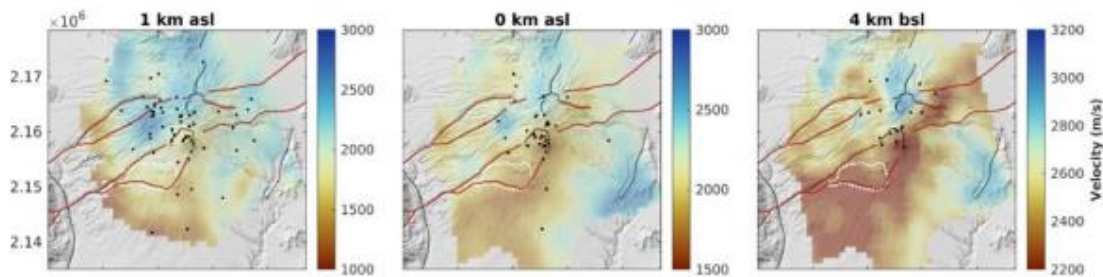


Figura 12. Velocidad absoluta de las ondas de corte en el volcán de Colima a diferentes profundidades: 1 sobre el nivel del mar, al nivel del mar y 4 km bajo el nivel del mar. Los puntos negros representan la proyección de los hipocentros de eventos volcanotectónicos ocurridos entre 2019 y 2021. Las líneas rojas corresponden al sistema de fallas Tamazula. Tomado de De Plaen et al. (2022).

### 3.3 Actividad eruptiva e instrumentación

Se tiene constancia que desde épocas prehispánicas el VdC ha presentado una significativa actividad eruptiva (González et al., 2002), siendo principalmente explosiva de tipo vulcaniana, aunque algunos eventos han sido plinianos (Saucedo et al., 2010). El volcán también ha registrado actividad efusiva, así como corrientes piroclásticas de densidad, producto de la formación y colapso de domos (Reyes-Dávila et al., 2016).

Uno de los últimos eventos volcánicos importantes fueron las corrientes piroclásticas de densidad generadas por la formación y colapso de un domo en la parte alta del edificio en julio del 2015. Estas corrientes fueron precedidas por una serie de explosiones vulcanianas y actividad efusiva mantenida durante los años 2013, 2014 y principios del 2015 (Arámbula-Mendoza et al., 2018; Reyes-Dávila et al., 2016). La alta actividad volcánica continuó en los meses posteriores hasta el 2017, año en el que se presentaron las últimas explosiones para finalmente dar paso a una etapa de desgasificación pasiva (CUEIV, 2022).

La tabla 1. muestra un listado de las erupciones vulcanianas descritas por Arámbula-Mendoza et al. (2018), Reyes-Dávila et al. (2016) y Zobin et al. (2015), así como periodos de actividad efusiva y crecimiento de domos determinados a

partir de las descripciones de Zobin y Tellez (2019) y los registros de caídas de rocas y corrientes piroclásticas de densidad reportadas por Arámbula-Mendoza et al. (2018).

Actualmente el VdC es monitoreado por el Centro Universitario de Estudios Vulcanológicos de la Universidad de Colima en conjunto con el Centro de Geociencias (CGEO), Juriquilla, Querétaro y Protección Civil del estado de Jalisco (PCJ). Para el monitoreo sísmico cuentan con la Red Sísmica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO). Dicha red está conformada por 10 estaciones de banda ancha y 4 estaciones de periodo corto (CUEIV, 2022).

Adicionalmente, el VdC es monitoreado con sensores acústicos, inclinómetros electrónicos, distanciómetros, GPS, cámaras de luz visible e infrarroja. Estos equipos en conjunto ayudan a observar y caracterizar de mejor manera las fuentes de actividad asociada al volcán, entre las que se incluyen explosiones, actividad efusiva, desgasificaciones y lahares (CUEIV, 2022).

En cuanto a parámetros meteorológicos, cerca del volcán se encuentra la estación automática “Nevado de Colima”, es operada por CONAGUA desde diciembre del 2012 y toma medidas a una tasa de 10 minutos de variables como precipitación, temperatura del aire y del subsuelo, presión atmosférica, velocidad del viento, entre otras (CONAGUA, 2020).



Tabla 1. Listado sintetizado de actividad volcánica efusiva (EFU) y explosiva (EXP) registrada en el volcán de Colima entre 2013 y 2017.

<b>Evento</b>	<b>Fecha de ocurrencia</b>	<b>Tipo de evento</b>	<b>Descripción</b>
<b>1EXP**</b>	06/Ene/2013	Explosión vulcaniana y corriente piroclástica (PDC)	Columna de ceniza de 3 km de altura. Flujo del PDC con avance de 2.4 km hacia el oeste del cráter
<b>2EXP**</b>	11/Ene/2013	Explosión vulcaniana	-
<b>3EXP**</b>	13/Ene/2013	Explosión vulcaniana	-
<b>4EXP**</b>	29/Ene/2013	Explosión vulcaniana	Explosión con mayor intensidad registrada durante enero del 2013. Formación de cráter en el domo preexistente
<b>1EFU*, **</b>	Feb/2013 - Jul/2014	Crecimiento de domo	Acompañado de actividad explosiva menor con emisión de ceniza y vapor.
<b>5EXP***</b>	20/Mar/2014	Emisión de ceniza	Altura de la columna menor a 4.5 km
<b>2EFU*</b>	15/Jul/2014 – Abr/2015	Actividad efusiva	Pulso de magma con una alta tasa de extrusión. Presencia intermitente de actividad explosiva menor, especialmente después de Ene/2015.
<b>6EXP*</b>	21/Nov/2014	Explosión vulcaniana y corrientes piroclásticas (PDCs)	Flujo de los PDCs hacia el sur y suroeste del volcán
<b>7EXP*</b>	30/Nov/2014	Explosión vulcaniana	Fue la explosión vulcaniana de mayor energía durante el periodo 2013 - 2015
<b>8EXP*</b>	03/Ene/2015	Explosión vulcaniana y corrientes piroclásticas (PDCs)	Flujo de los PDCs hacia el norte del volcán
<b>3EFU*, **</b>	20/May/2015 – Ago/2015	Crecimiento de domo	Acompañado de emplazamiento de lavas.
<b>9EXP***</b>	16/May/2015	Explosión	Columna de ceniza de más de 5.5 km de altura
<b>10EXP***</b>	10/Jul/2015	Corriente piroclástica de densidad	Crecimiento de domo en el cráter acompañado de explosiones que dan lugar a flujos piroclásticos y avalanchas
<b>11EXP***</b>	11/Jul/2015	Corriente piroclástica de densidad	Varios flujos piroclásticos descendieron por las barrancas sur del volcán recorriendo hasta 10 km
<b>4EFU**</b>	Feb/2016 – Dec/2016	Crecimiento de domo	Acompañado de emplazamientos de lava, la tasa mayor de extrusión se alcanzó a finales de Sep/2016.

Fuentes: \*Arámbula-Mendoza et al. (2018), \*\*Zobin et al. (2015), \*\*\* Reyes-Dávila et al. (2016).

## 4. DATOS Y METODOLOGÍA

### 4.1 Datos sísmicos e interferometría de ruido sísmico

La información sísmica utilizada para el cálculo de la variación de velocidad proviene de 4 de las 10 estaciones de banda ancha de la red RESCO (INCA, MNGR, SOMA y WEST; ver Figura 12a). Estas estaciones están compuestas por un sensor Guralp CMG-6TD de tres componentes con una tasa de muestreo de 100 Hz (Lesage et al., 2018; De Plaen et al., 2022). El intervalo de datos contempla registros entre los años 2013-2017.

Los cambios de velocidad sísmica  $dv/v$  fueron calculados utilizando tres técnicas diferentes: correlación cruzada entre pares de estaciones (CC), correlación cruzada monoestación (SC) y autocorrelación (AC) de registros de ruido sísmico. El trabajo contempla series de tiempo procesadas previamente, en conjunto con otras procesadas durante la elaboración de este trabajo. El procesamiento se llevó a cabo con la paquetería **MSNoise** (Lecocq y Caudron, 2014).

A continuación, se presenta descrito el procesamiento realizado en las señales de ruido sísmico para el cálculo de las señales  $dv/v$ . La figura 14 presenta el diagrama de flujo sintetizado.

El procesamiento de las señales de ruido (Figura 13a) consistió en la homogeneización en la tasa de muestreo, rellenar los vacíos de datos con interpolación o tapering. Las señales fueron inicialmente filtradas con un filtro pasabandas entre 0.01 y 8.0 Hz y remuestreadas a 20 Hz. La respuesta instrumental, junto con la media y la tendencia fueron removidas. Se aplicó un blanqueamiento espectral para normalizar todas las frecuencias de los registros a 1, excepto para el cálculo de las AC. Las correlaciones fueron filtradas en dos diferentes rangos de frecuencia (0.1 – 1.0 Hz, 1.0 – 2.0 Hz).

Para evitar la pérdida de coherencia entre las fases de las señales a correlacionar, que se produce con el arribo de fuentes impulsivas, se aplicó un corte para amplitudes mayores a 3 veces el valor cuadrático medio de las señales.

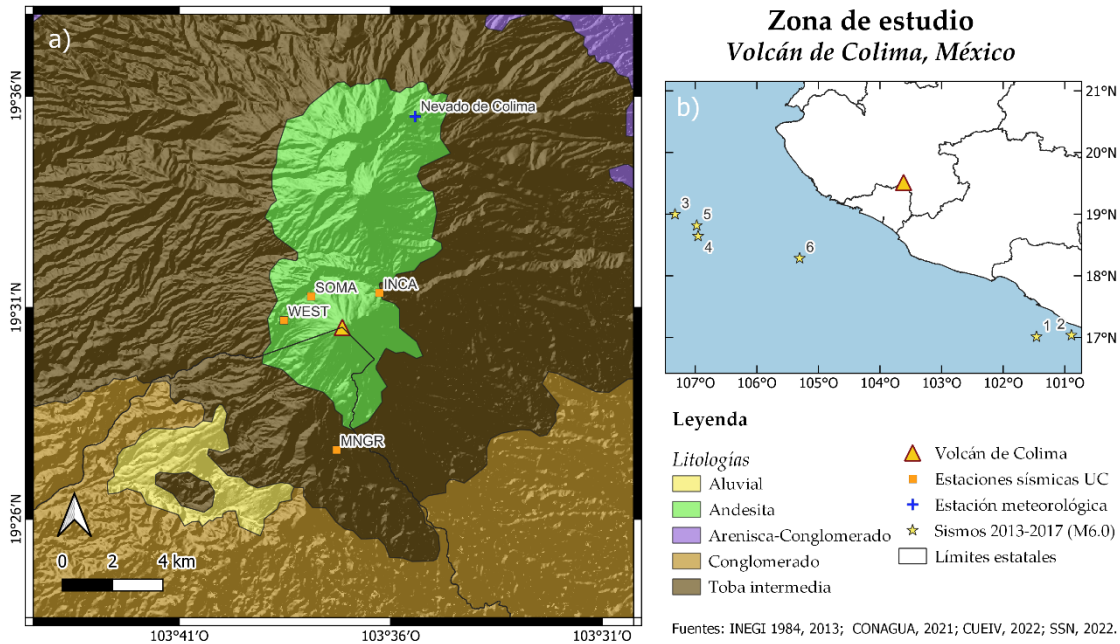


Figura 13. a) Ubicación de las estaciones sísmicas pertenecientes a la red RESCO (triángulos naranjas) y meteorológica operada por CONAGUA (cruz azul). Se incluye litología superficial (INEGI, 1984) y el relieve (INEGI, 2013) en la región en la que se encuentra el volcán de Colima. B) Ubicación de los sismos de magnitud mayor a 6.0 ocurridos entre el 2013 y el 2017 a menos de 400 km de distancia del volcán (SSN, 2022).

Las funciones de correlación y autocorrelación fueron calculadas para cada día en cada una de las bandas de frecuencia. En el caso de las CC solo se utilizaron los registros de las componentes ZZ, mientras que para las SC y AC se computó la correlación en las tres combinaciones posibles, EN, EZ y NZ para las SC; y EE, NN y ZZ para las AC. La  $CCF_{ref}$  corresponde al apilado (suma) de todas las funciones de correlación diarias a lo largo del periodo de estudio. Con el fin de mejorar la coherencia entre las  $CCFs_{diarias}$  y la  $CCF_{ref}$ , cada  $CCF_{diaria}$  se construyó a partir del apilado de las funciones de correlación de los 2, 5, 10 y 30 días anteriores. El apilado nos permite recuperar cambios muy pequeños en la velocidad sísmica y mejorar la estabilidad de la señal (Clarke et al., 2011). Finalmente, los cambios de

velocidad obtenidos con la ventana de 10 días fueron seleccionados para ser analizados, debido a que son estables sin comprometer la resolución temporal. Las variaciones de velocidad se midieron utilizando el método MWCS descrito en el capítulo 2. El desfase se midió en la parte causal y acausal de las funciones de correlación (AC, SC y CC) entre los 5 y los 35 segundos. Esta ventana de tiempo permite analizar las ondas de coda que, al haber sido dispersadas, viajan por trayectorias más largas que las ondas directas y, por lo tanto, son más sensibles a los cambios físicos del medio (Olivier et al., 2019). Además, al analizar las codas de las correlaciones se reducen las afectaciones en la variación de la velocidad sísmica que pueden estar relacionadas con cambios en el origen o ubicación de las fuentes de ruido sísmico (Hadziioannou et al., 2009; Colombi et al., 2014). De igual manera, en el caso de las funciones AC y SC, la ventana de análisis seleccionada descarta las fases energéticas con desfases cercanos a 0 que pueden inducir a errores (Yates, 2018).

Las señales obtenidas con los métodos CC y AC fueron descartadas por tener una alta variabilidad. En el caso de las series SC, las tres señales de variación de velocidad obtenidas con este método fueron promediadas para obtener una señal  $dv/v$  para cada estación y cada rango de frecuencias.

La tendencia lineal de las señales  $dv/v$  en cada una de las estaciones fue removida. Posteriormente, se calculó una señal promedio (en adelante, denominada  $SC_{prom}$ ) a partir de las señales SC de las estaciones INCA, MNGR y SOMA para conocer el comportamiento de la velocidad a un nivel más amplio. La estación WEST tiene una alta variabilidad debido al gap de datos y por eso no fue considerada en el promedio.

La sismicidad local y regional puede tener un impacto en la velocidad sísmica al cambiar el estado de esfuerzos en la zona, tal como reportan Lesage et al. (2014, 2018). Por dicha razón, se recopiló del catálogo de sismos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2022) un listado de eventos de magnitud mayor a 6.0 y ubicados a una distancia radial máxima de 400 km desde el cráter. Las características de los eventos se presentan en la Tabla 2. y su ubicación se muestra en la figura 13b.

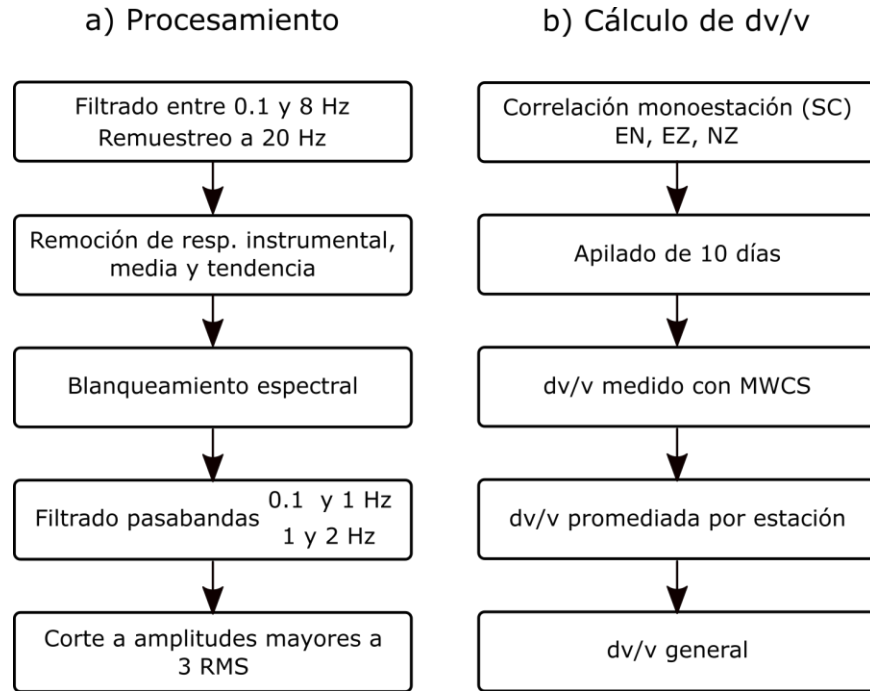


Figura 14. Diagrama de flujo sintetizado de la metodología seguida para la obtención de las señales de variación de velocidad. a) Procesamiento realizado en las señales de ruido sísmico. b) Procedimiento para el cálculo de variaciones de velocidad, solo se presentan las correlaciones monoestación y el apilado de 10 días que fueron los parámetros que devolvieron las señales  $dv/v$  útiles para ser analizadas.

Tabla 2. Sismos de magnitud mayor a 6.0 ocurridos a menos de 400 km de distancia del cráter del Volcán de Colima durante el periodo de estudio.

Evento	Fecha	Hora	Magnitud	Latitud	Longitud	Profundidad
<b>1S</b>	18/04/2014	09:27:21	7.2	17.011	-101.46	18
<b>2S</b>	10/05/2014	02:36:00	6.1	17.036	-100.893	10
<b>3S</b>	31/05/2014	06:53:49	6.2	18.9967	-107.33	10
<b>4S</b>	22/02/2015	08:23:13	6.2	18.643	-106.955	16
<b>5S</b>	21/01/2016	12:06:58	6.5	18.8158	-106.977	10
<b>6S</b>	07/06/2016	05:51:36	6.1	18.2838	-105.306	8.7

## 4.2 Kernels de sensibilidad

La energía de las ondas superficiales es el principal componente de la coda analizada en la interferometría. Considerando lo anterior se calcularon los kernels de sensibilidad para conocer las profundidades máximas a las cuales se están detectando los cambios de velocidad. Para el cálculo se utilizó la paquetería **disba** (Luu, 2021), en conjunto con el modelo de velocidad de onda S bajo la zona del cráter del volcán de Colima de De Plaen et al. (2022). Los kernels de sensibilidad obtenidos muestran que la mayor parte de la excitación de ondas superficiales en la banda de frecuencias entre 0.1 y 1 Hz se da por encima de los 4 km de profundidad (Figura 15). Por otro lado, para las ondas entre 1 y 2 Hz, la sensibilidad al medio ocurre a profundidades menores a 1 km (Figura 16).

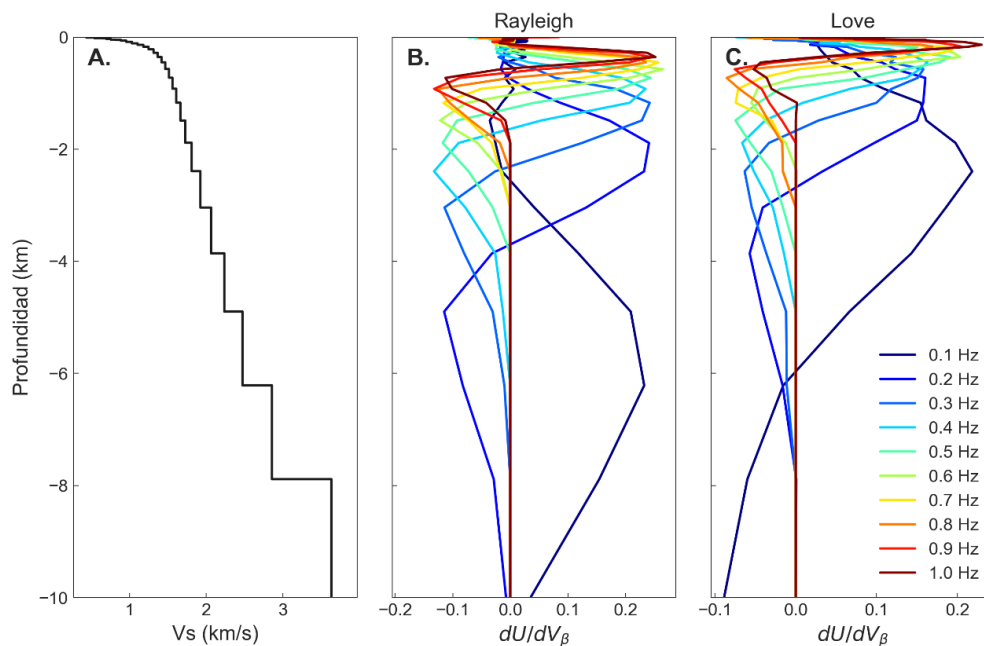


Figura 15. A.) Modelo de velocidad de onda S calculado para el volcán de Colima (De Plaen et al., 2022). Kernels de sensibilidad entre las frecuencias 0.1 y 1 Hz para la onda de Rayleigh (B.) y Love (C.)

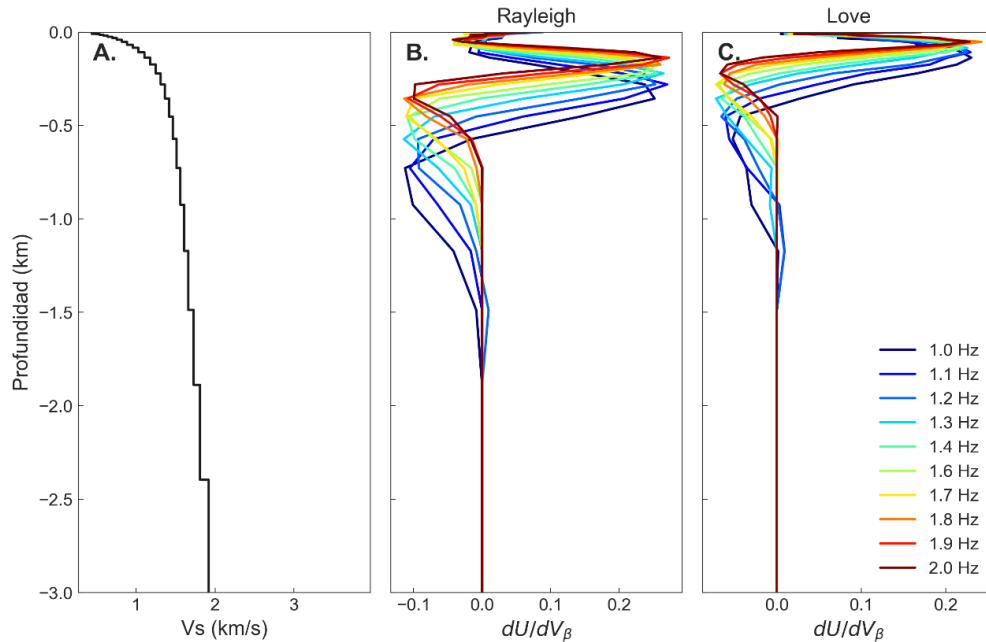


Figura 16. A.) Modelo de velocidad de onda S calculado para el volcán de Colima (De Plaen et al., 2022). Kernels de sensibilidad entre las frecuencias 1 y 2 Hz para la onda de Rayleigh (B.) y Love (C.)

### 4.3 Datos meteorológicos y modelos de variación elástica

Los registros meteorológicos utilizados provienen de la estación meteorológica automática “Nevado de Colima” (Figura 13a), operada por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). Los registros obtenidos tienen una tasa de muestreo de una medición por día. La lluvia se reporta en mm acumulados diarios. Para la presión atmosférica y la temperatura los valores corresponden al promedio diario en Pa y °C. respectivamente.

#### 4.3.1 Comparación entre la variación de la velocidad y los parámetros meteorológicos

Para realizar una comparación cuantitativa entre los efectos meteorológicos y la señal  $dv/v$  se aplicó un análisis espectral de coherencia usando la transformada de ondículas (WTC, por sus siglas en inglés). La ventaja de utilizar este método

sobre el método de comparación convencional de correlación de Pearson o el análisis espectral de Fourier es que el método WTC brinda información tanto en el dominio del tiempo como en la frecuencia (e. g. Cannata et al., 2017; Figura 17). El análisis fue llevado a cabo usando la rutina de Matlab **wavelet-coherence** de Grinsted et al. (2004).

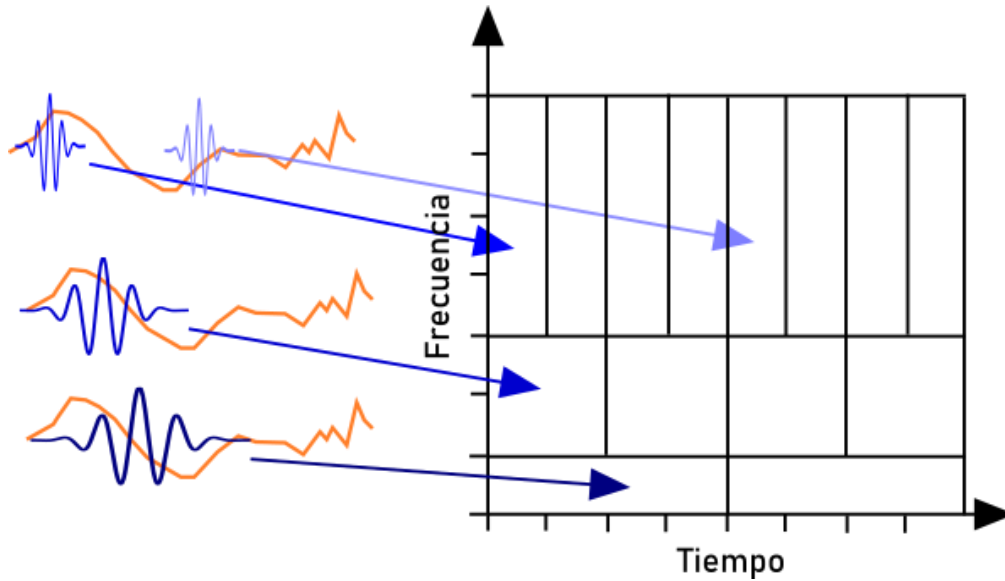


Figura 17. Esquema simplificado de análisis espectral usando ondículas. Una ondícula, en este caso tipo Morlet, se escala a diferentes frecuencias (líneas azules) y se traslada en el tiempo que dura la señal analizada (línea naranja). Se calcula la correlación entre la señal y la ondícula y se agrega al diagrama WTC en el tiempo y frecuencia analizado.

### 4.3.2 Cambios de presión poroelásticos

Dado que no se cuenta con datos piezométricos, la estimación de la variación de la presión de poro se realizó siguiendo el modelo de Talwani et al. (2007) presentado en el capítulo 2, con la modificación propuesta en los trabajos de Wang et al. (2017) y Andajani et al. (2020), quienes notaron que el efecto de la difusión hidráulica contribuía durante más tiempo y con mayor intensidad a la variación de la velocidad sísmica que la carga de agua sobre la superficie. La presión en profundidad puede ser simplificada a:

$$P(r, t) = \sum_{i=1}^n \delta p_i \operatorname{erfc} \left( \frac{r}{4c(n-i)\delta t^{1/2}} \right) \quad \text{Ec. (4.1)}$$



donde  $c$  es la difusividad hidráulica en  $\text{m}^2/\text{s}$ ,  $n$  es el número de incrementos de tiempo  $\delta t$  desde el primer día de lluvia registrada y un  $t$  determinado y  $\delta p_i$  es la variación de carga hidráulica ( $\rho \cdot g \cdot \delta h_i$ ) medida en el mismo tiempo  $t$ . Finalmente,  $r$  corresponde a la profundidad de los kernels de sensibilidad estimados en la sección 4.2 (1 km para la banda entre 1 y 2 Hz, y 4 km para la banda entre 0.1 y 1 Hz).

La difusividad  $c$  del material volcánico se estimó mediante una búsqueda iterativa. Utilizando distintos valores de  $c$  en un rango entre 0.1 y 10  $\text{m}^2/\text{s}$  (Talwani et al., 2007) se construyeron distintas series de tiempo de variación de presión de poro  $P(t)$  usando la Ec. 4.1. Siguiendo el método presentado en los trabajos de Rivet et al. (2015) y Wang et al. (2017) con las series  $P(t)$  y las señales  $dv/v$  observadas se construyó una señal sintética mediante la función de transferencia:

$$\frac{dv}{v}_{syn}(t) = \langle \frac{dv}{v} \rangle + \frac{cov\left(\frac{dv}{v}(t), P(t)\right)}{var(P(t))} \cdot (P(t) - \langle P(t) \rangle)$$

Ec. (4.2)

donde  $\langle \rangle$  denota el promedio de la serie a lo largo del tiempo. La difusividad se estimó encontrando el mínimo residual cuadrado  $\sigma^2$  obtenido entre la señal observada  $\frac{dv}{v}$  y la sintética  $\frac{dv}{v}_{syn}$ :

$$\sigma^2(c) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{dv}{v}(i) - \frac{dv}{v}_{syn}(i, c) \right)^2$$

Ec. (4.3)

donde  $n$  es el número de días que componen a las señales  $\frac{dv}{v}$ . Las difusividades fueron estimadas tomando en cuenta periodos de tiempo en los que las señales  $\frac{dv}{v}$  no fueran afectadas por eventos sismotectónicos (2015 – 2017). Aunque solamente las señales  $SC_{prom}$  fueron corregidas, se optó por aproximar las difusividades individuales en cada estación, ya que, de acuerdo con Liu et al. (2020), el modelo poroelástico utilizado puede ser útil para estimar las propiedades hidrológicas bajo la superficie.

Para estimar y remover el efecto de las variables meteorológicas que impactan en las señales de velocidad al modificar el nivel freático, se ajustó linealmente un modelo similar al propuesto por Wang et al. (2017). La señal sintética  $\frac{dv}{v_{syn}}$  se construyó de la siguiente manera:

$$\frac{dv}{v_{syn}} = A * P_{poro} + B * P_{atm} + C$$

Ec. (4.4)

donde  $A$ ,  $B$  y  $C$  son constantes, y  $P_{poro}$  y  $P_{atm}$  son las variaciones de presión inducidas por la lluvia y la presión atmosférica respectivamente, todas en pascales (Pa).

Una vez realizado el ajuste, la señal sintética construida con la Ec. 4.4 se resta de la señal original para eliminar las variaciones originadas por las variables meteorológicas.

### **4.3.3 Cambios elásticos producidos por la temperatura**

La variación de velocidad sísmica causada por el efecto termoelástico fue estimada utilizando el modelo propuesto por Tsai (2011). Este modelo es una función del gradiente espacial de la temperatura superficial anual estimado por la expresión:

$$\frac{dv}{v_{syn}} \approx \frac{m}{\mu} A(t) \exp(-ky) \sin [kx] (1 - 2\nu)$$

Ec. (4.5)

donde  $m$  es la constante de tercer orden de Murnaghan (1937) y  $\mu$  es el módulo de corte,  $x$  es la posición horizontal en la que se mida la perturbación térmica,  $y$  es la profundidad y  $A(t)$  es una función de que determina la amplitud y la fase de los esfuerzos termoelásticos. El valor del cociente  $\frac{m}{\mu}$  no está bien definido en la literatura. Tsai (2011) indica que el valor máximo de esta relación es de aproximadamente -10 000, sin embargo, los valores de la constante elástica  $m$  son muy variables. Mordret et al. (2016) discuten que este valor es muy chico para ajustar el modelo a las observaciones y lo escalan a -944 000. Por esa razón, el

valor  $\frac{m}{\mu}$  se probó inicialmente usando el valor máximo de -10 000 propuesto por Tsai y se ajustó para obtener la mayor similitud entre el modelo termoelástico y los datos observados. Se definió  $x = 1220 m$  es la proyección sobre el este de la distancia entre la estación meteorológica y el cráter del volcán, y  $y$  como la profundidad tomada de los kernels de sensibilidad.

La función  $A(t)$  de la ecuación 4.5 fue descrita también siguiendo el modelo propuesto por Tsai (2011) de la siguiente manera:

$$A(t) = \frac{1 + \nu}{1 - \nu} k \alpha_{th} T_0 \sqrt{\frac{\kappa}{\omega}} \exp(\pi/4 - \omega \Delta t) \cos[(\omega(t - \Delta t))]$$

Ec. (4.6)

donde  $\nu$  es la razón de Poisson de las rocas, cuyo valor promedio para volcanes es de 0.3 (Heap et al., 2020),  $k$  es el número de onda del modelo de temperatura influenciado por la topografía. Considerando que el graben central de Colima tiene un ancho aproximado de 50 km (Norini et al., 2010), el número de onda se definió como  $k = 2\pi/50000$ ,  $t$  el tiempo,  $\alpha_{th} = 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  es el coeficiente de expansión térmica (Clements y Denolle, 2018),  $\kappa = 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  es la difusividad térmica (Clements y Denolle, 2018),  $T_0$  es el promedio de la variación de la temperatura del aire a lo largo del periodo de estudio. Dado que la serie de temperatura tiene un periodo cíclico de un año, la frecuencia angular es  $\omega = 2\pi/31,536,000\text{s} = 2 * 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ . Finalmente  $\Delta t$  corresponde al retardo entre las señales sintéticas y observadas.

## 5. RESULTADOS

La figura 18 muestra las variaciones de velocidad obtenidas siguiendo el método SC. Cada serie de color corresponde a las variaciones por estación (INCA, amarillo; MNGR, rojo; SOMA, verde; WEST, azul) obtenidas al promediar las variaciones medidas en las correlaciones cruzadas de las componentes (EN, EZ, NZ). Asimismo, la serie de color negro representa el promedio de las  $dv/v$  de las todas las estaciones, excepto WEST, y en adelante será denominada como  $SC_{prom}$ .

La figura 18A. corresponde a las variaciones de velocidad medidas en la banda de frecuencias 1 – 2 Hz, que mapea el estado físico del medio hasta 1 km de profundidad. La figura 18B. Por otro lado, muestra las variaciones medidas en la banda de frecuencias 0.1 – 1 Hz, que es sensible hasta los 4 km de profundidad. Las líneas naranjas punteadas representan eventos marcados de actividad eruptiva (explosiones vulcanianas o corrientes piroclásticas de densidad) y las líneas verdes representan los eventos tectónicos de la Tabla 1. Para mayor apreciación del efecto de los eventos volcánicos y tectónicos en la variación de velocidad, se muestran las ventanas de los paneles A. y B. con aumento en los renglones. C. y D. respectivamente de la figura 18.

Las variaciones  $dv/v$  obtenidas se encuentran principalmente en el rango de  $\pm 0.25\%$  y tienen un comportamiento similar en todas las estaciones a lo largo del periodo de estudio (Figura 18 A. - B.). Considerando lo anterior podemos inferir que la tendencia de las series  $dv/v$  está influenciada principalmente por procesos que se observan a nivel regional.

### 5.1 Variaciones de velocidad asociadas a procesos tectónicos

La relación entre la velocidad sísmica bajo el volcán y la actividad tectónica regional es clara. Esta relación ha sido reportada previamente por Lesage et al. (2014, 2018), quienes calcularon variaciones de velocidad bajo el volcán de Colima a partir de correlación cruzada en pares de estaciones.

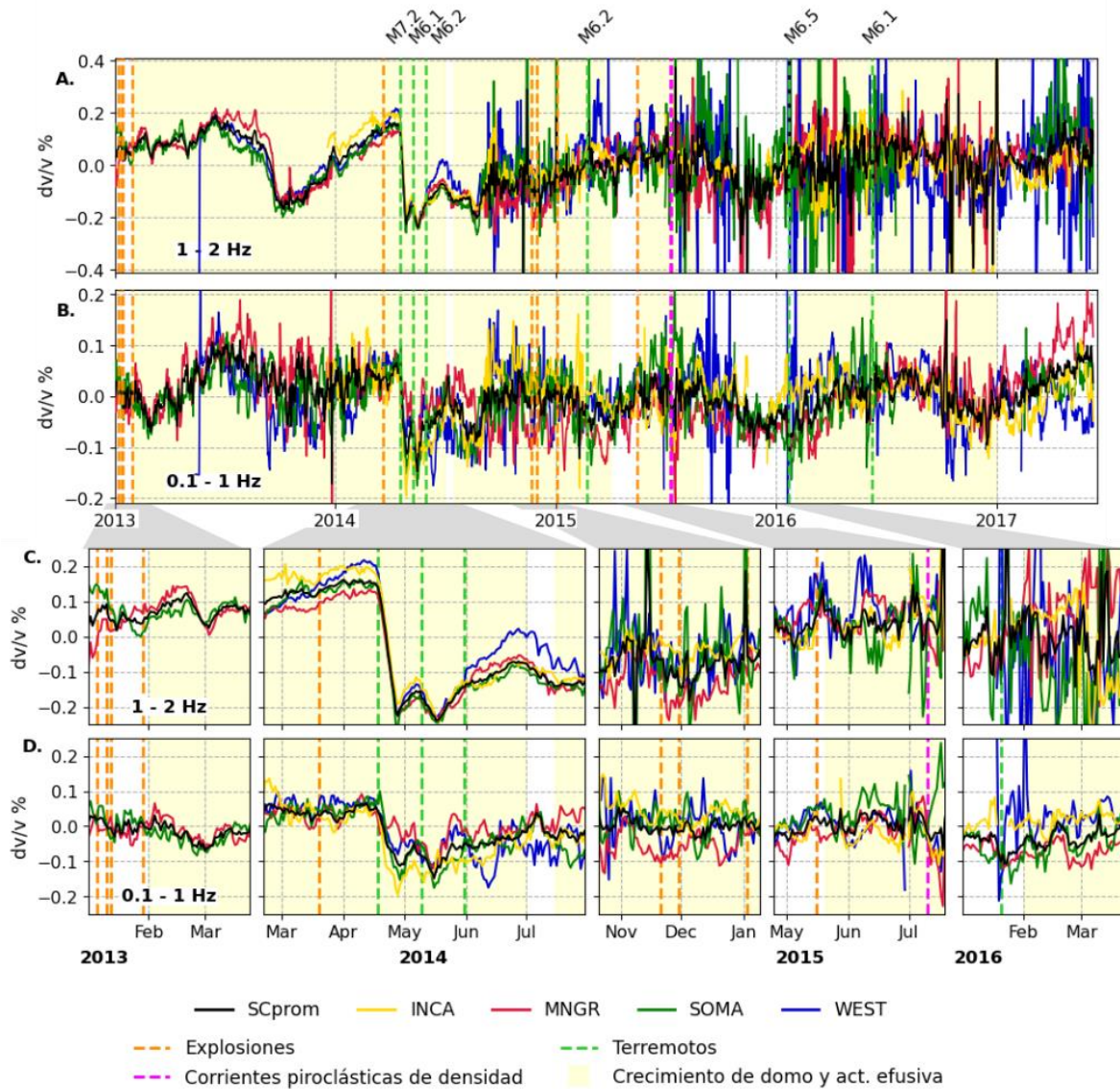


Figura 18. A.) Variaciones de velocidad sísmica ( $dv/v$ ) medidas en cada estación mediante la correlación cruzada monoestación y el promedio de estas (línea negra) en un rango de frecuencias entre 1 y 2 Hz. B.) Similar que el panel anterior con un filtrado entre 0.1 y 1 Hz. C. y D.) Ventanas recortadas y con aumento de las series temporales mostradas en A.) y B.) respectivamente. En todos los casos las líneas punteadas naranjas muestran eventos eruptivos en el volcán de Colima reportados en la Tabla 1 y las líneas punteadas verdes indican la fecha de ocurrencia de los sismos de la Tabla 2.

En la figura 18 se observan marcadas disminuciones de la velocidad subsecuentes a los sismos del 2014, tanto en la señal filtrada entre 1 – 2 Hz (Figura 18A.) como en la de 0.1 – 1 Hz (Figura 18B.). Estas disminuciones son más marcadas

en la señal de 1 – 2 Hz, siendo del orden de -0.4% para el evento de abril del 2014 ( $M = 7.2$ ), mientras que la señal de 0.1 – 1 Hz solo muestra disminuciones de alrededor de -0.1%. Es importante, recordar que la disminución posterior a los sismos no se observa como un decremento abrupto porque la señal está construida a partir de un apilado de 10 días, por lo que los procesos que alteran la corteza tienen impacto en la señal de velocidad hasta 10 días después de su término.

El efecto de la actividad volcánica en estas señales no es muy claro. No se observan variaciones de velocidad importantes previas a los eventos de la secuencia explosiva de 2013. Previo al evento de emisión de ceniza de marzo del 2014, la velocidad en las estaciones INCA y SOMA disminuye ligeramente, mientras que en las estaciones MNGR y WEST aumenta, y en el promedio  $SC_{prom}$  se mantiene. En los días previos a las explosiones de julio del 2015 se observa un ligero decremento de la velocidad en los días anteriores, siendo más notorios en la estación SOMA y en la señal  $SC_{prom}$ . Sin embargo, esta disminución no es mayor a los rangos de variabilidad que la señal muestra en los meses anteriores.

Una diferencia entre señales analizadas es que la  $dv/v$  en la banda 0.1 - 1 Hz presenta una variabilidad estable a lo largo del periodo de estudio (Figura 18B.) mientras que la señal entre 1 - 2 Hz aumenta su variabilidad a partir de agosto del 2014 (Figura 18A.). Este comportamiento también se refleja en los errores porcentuales absolutos (Figura 19A. - B.). En la figura 19C. se presenta el conteo diario de caídas de rocas y corrientes piroclásticas de densidad de Arámbula-Mendoza et al. (2018). Estos eventos se asocian con la tasa de extrusión del volcán durante un periodo efusivo. El aumento de la actividad volcánica en agosto del 2014 coincide con el aumento de los errores porcentuales en la señal entre 1 y 2 Hz. Si hay un cambio estructural en el medio muestreado, la correlación entre las  $CCF_{temp}$  y la  $CCF_{ref}$  disminuye y aumentan los errores. A partir de lo anterior se deduce que la intensa actividad durante este periodo pudo haber modificado la estructura interna del edificio volcánico hasta máximo 1 km de profundidad.

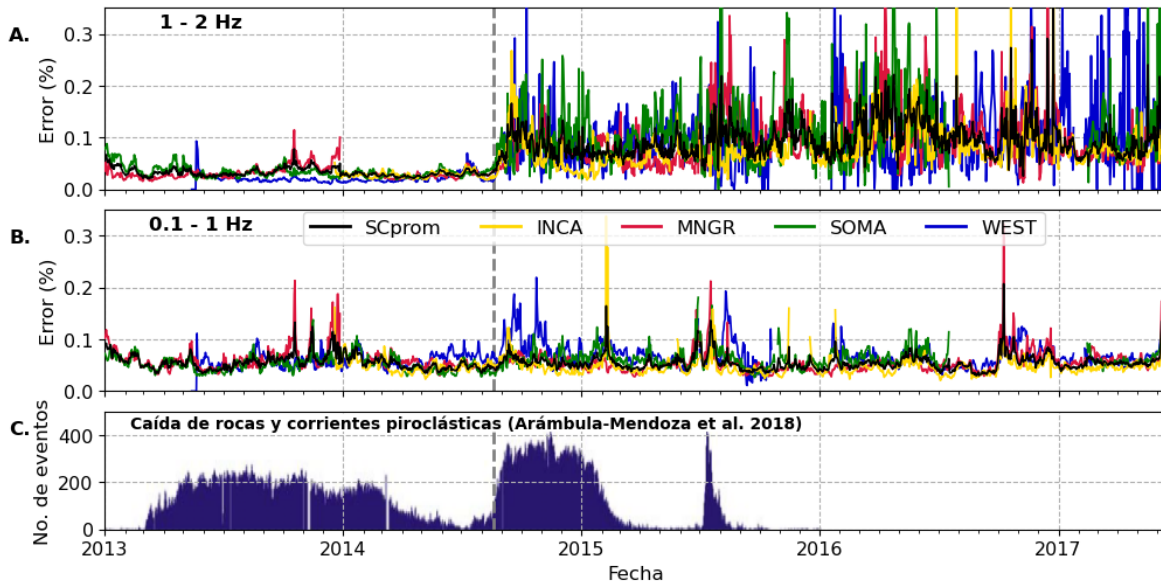


Figura 19. Errores porcentuales absolutos de las señales  $dv/v$  filtradas entre 1 y 2 Hz (A.) y entre 0.1 y 1 Hz (B.). Las caídas de rocas y corrientes piroclásticas diarias reportadas (C.) fueron tomadas del artículo de Arámbula-Mendoza et al. (2018). Se observa que el aumento en los errores de la señal  $dv/v$  entre 1 y 2 Hz a partir de agosto del 2014 coincide con un aumento en la actividad efusiva.

## 5.2 Variaciones asociadas a meteorología

Analizando las series  $dv/v$  en su totalidad hay varios rasgos destacables que no coinciden con los eventos tectónicos o volcánicos y, por lo tanto, pueden estar relacionados con otros procesos. El primero es una disminución bastante pronunciada de la velocidad en la señal de 1 – 2 Hz en el último cuatrimestre del 2013.

Por otro lado, las señales  $dv/v$  exhiben un comportamiento estacional, que se puede apreciar mejor en las figuras 20 A. – B., especialmente durante los años 2013, 2015 y 2016. Las variaciones de velocidad incrementan paulatinamente hasta la mitad del año y luego vuelven a disminuir alcanzando los valores mínimos para el final de cada año.

En las figuras 20 C. - F. se presentan los datos meteorológicos registrados en la estación “Nevado de Colima”: precipitación, temperatura del aire y la presión atmosférica.

Los resultados de la coherencia calculada a partir de la transformada de ondículas (WTC) se presentan en la figura 21 para la señal  $SC_{prom}$  y en el Anexo 1. para las señales individuales por estación. Estos diagramas representan la relación cuantitativa entre cada una de las señales  $dv/v$  y los parámetros meteorológicos representando su coherencia en el tiempo (eje x) y en la frecuencia o periodo (eje y). Debido al periodo de estudio y a la tasa de muestreo de los datos, resulta más sencillo analizar la frecuencia como periodo medido en días. Estas gráficas se interpretan de la siguiente manera:

La coherencia entre el par de señales analizadas se representa en una escala de 0 (nula coherencia) a 1 (alta coherencia), este índice se relaciona con la covarianza entre las señales. Las zonas con tonos rojizos representan tiempos y periodos en los cuales la coherencia es alta y, por lo tanto, la relación entre las señales también es alta. Por el contrario, los tonos azules representan tiempos y periodos con coherencia baja, asociados a una menor relación lineal entre las señales.

Dentro de las regiones de alta coherencia se visualizan las flechas que indican la relación de fase entre las señales. Las flechas que apuntan a la derecha indican que las variaciones se dan en fase. La relación antifase se representa con flechas apuntando hacia la izquierda. Si las flechas apuntan hacia arriba en cualquier ángulo, podemos interpretar que las variaciones de ambas señales están asociadas, siendo las de la señal meteorológica las primeras en aparecer. Si las flechas apuntan en cualquier ángulo hacia abajo esto se interpreta como que las variaciones de velocidad anteceden a los cambios de la señal meteorológica que se compara y, por lo tanto, su causa no es propiamente derivada de dicho parámetro meteorológico. Por dicha razón las flechas apuntando hacia abajo se descartan del análisis de los diagramas.



Tampoco se toman en cuenta los resultados dentro del cono de influencia (COI, por sus siglas en inglés), denotado por un sombreado claro en la parte inferior de los diagramas, ya que en esta región los resultados se ven influenciados por los efectos de borde de la señal (Grinsted et al., 2004).

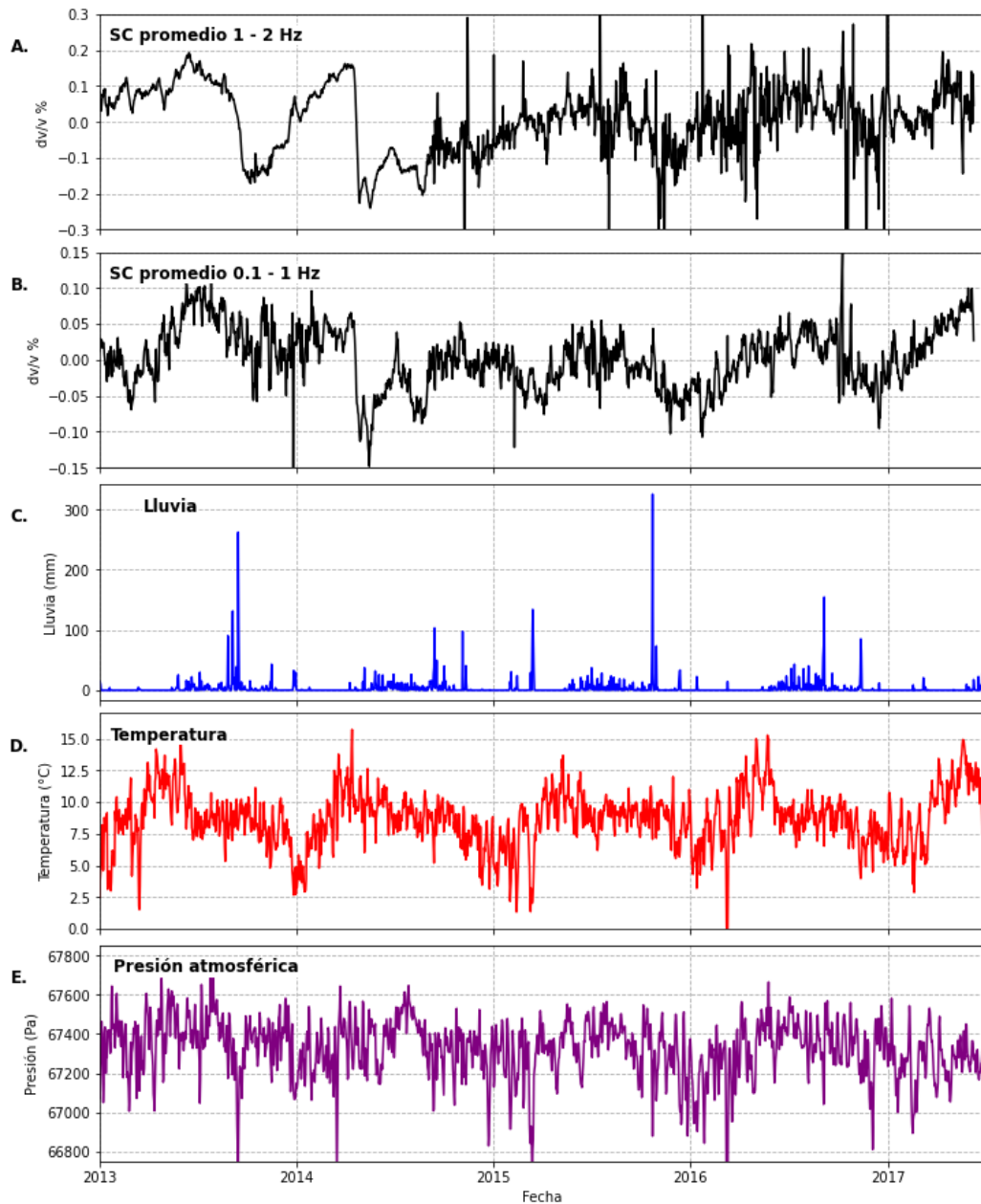


Figura 20. A. Serie  $dv/v$  filtrada entre 1 y 2 Hz obtenida mediante la correlación cruzada de componentes (SC). B. Señal  $dv/v$  entre 0.1 y 1 Hz. C.-E. Variables meteorológicas registradas en la estación “Nevado de Colima”.

En la figura 21 se presentan los diagramas WTC que muestran la coherencia entre los espectros de ondículas calculados para la señal  $dv/v$  promedio y cada uno de los espectros de los parámetros meteorológicos (la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica). A la izquierda la señal de variación de velocidad comparada es la filtrada entre 0.1 y 1 Hz, y a la derecha la filtrada entre 1 y Hz.

Respecto a la relación con la lluvia, la variación de velocidad presenta coherencias intermitentes en fase para los periodos entre 30 y 80 días. Es esperado que la coherencia no se dé de manera continua en el tiempo debido a que hay periodos secos con precipitación cero que se presentan principalmente durante el invierno y a principios de cada año.

La temperatura y la presión atmosférica también presentan coherencia intermitente, sin embargo, su comportamiento es más complejo. Para la señal entre 0.1 y 1 Hz, la temperatura alcanza coherencias superiores a 0.5 en fase para periodos entre 70 y 128 días. La presión atmosférica está más relacionada con la señal de velocidad entre 1 y 2 Hz, teniendo coherencias antifase que son más notorias durante el 2016 en periodos desde los 16 a los 256 días.

Las velocidades medidas en las estaciones INCA (Figura A1) y SOMA (Figura A2) y WEST (Figura A3) tienen una relación similar a la que mostró  $SC_{prom}$  con las variables meteorológicas. Las velocidades registradas en la estación MNGR (Figura A4) también presentan coherencias intermitentes en tiempos y a periodos similares vistas en otras estaciones. Además, las variaciones de velocidad  $dv/v$  son coherentes con las tres variables meteorológicas analizadas a periodos anuales, sin embargo, solo las variaciones de temperatura y de presión atmosférica anteceden a los cambios de velocidad.

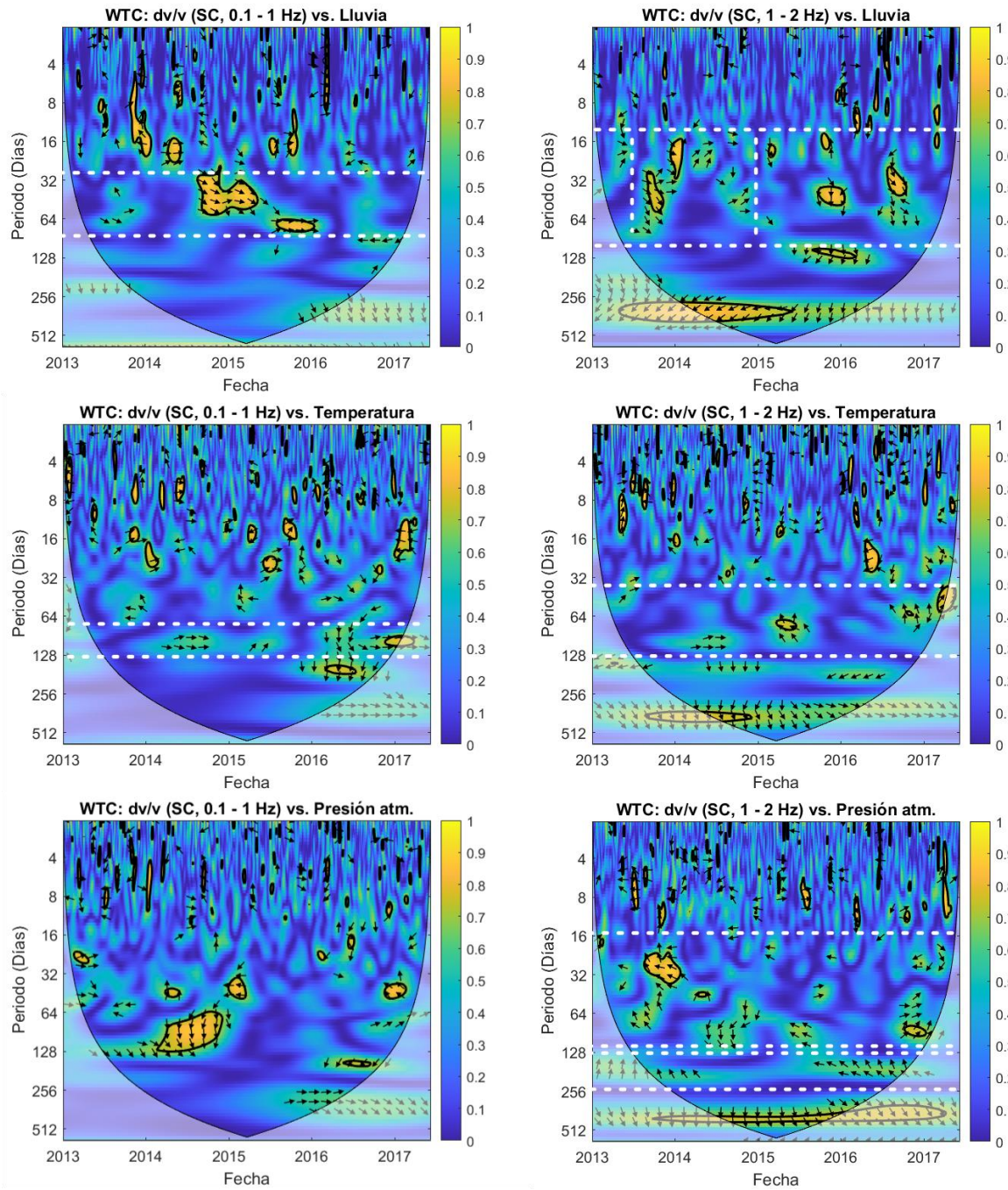


Figura 21. Wavelet Transform Coherence (WTC) comparando el espectro de las señales SCprom, a la izquierda la filtrada entre 0.1 – 1 Hz, a la derecha la filtrada entre 1 – 2 Hz contra la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica.

### 5.3 Estimación de difusividad y cambios de presión

La tabla 3 muestra las difusividades que permitieron el mejor ajuste entre la estimación de la presión de poro inducida por la lluvia y las series de velocidad. En la figura 22 podemos ver la estimación de cambios de presión de poro calculados con el modelo de Talwani et al. (2007) a partir de la lluvia registrada en la estación meteorológica y con las difusividades de la tabla 3. En la figura 22A. se muestran los cambios de presión con las difusividades mejor ajustadas a las series de velocidad entre 1 y 2 Hz. En la figura 22B. también se presentan las variaciones de presión calculadas, pero con difusividades ajustadas a las series  $dv/v$  entre 0.1 y 1 Hz.

Se puede ver que a menor profundidad los cambios de presión son mayores, aunque para ambas profundidades los pulsos de variación de presión tienen duraciones muy similares.

Tabla 3. Difusividad ( $c$ ) en  $m^2/s$  estimada para cada serie de tiempo y frecuencia.

<b>Señal</b>	<b>0.1 – 1 Hz</b>	<b>1 – 2 Hz</b>
<b>INCA</b>	0.7	0.12
<b>MNGR</b>	1.8	0.20
<b>SOMA</b>	1.21	0.13
<b>WEST</b>	1.07	0.22
<b>SCprom</b>	1.07	0.15

La tabla 4 muestra los resultados obtenidos a partir del ajuste lineal estimado entre las señales observadas y las señales sintéticas construidas con la ecuación 4.11.

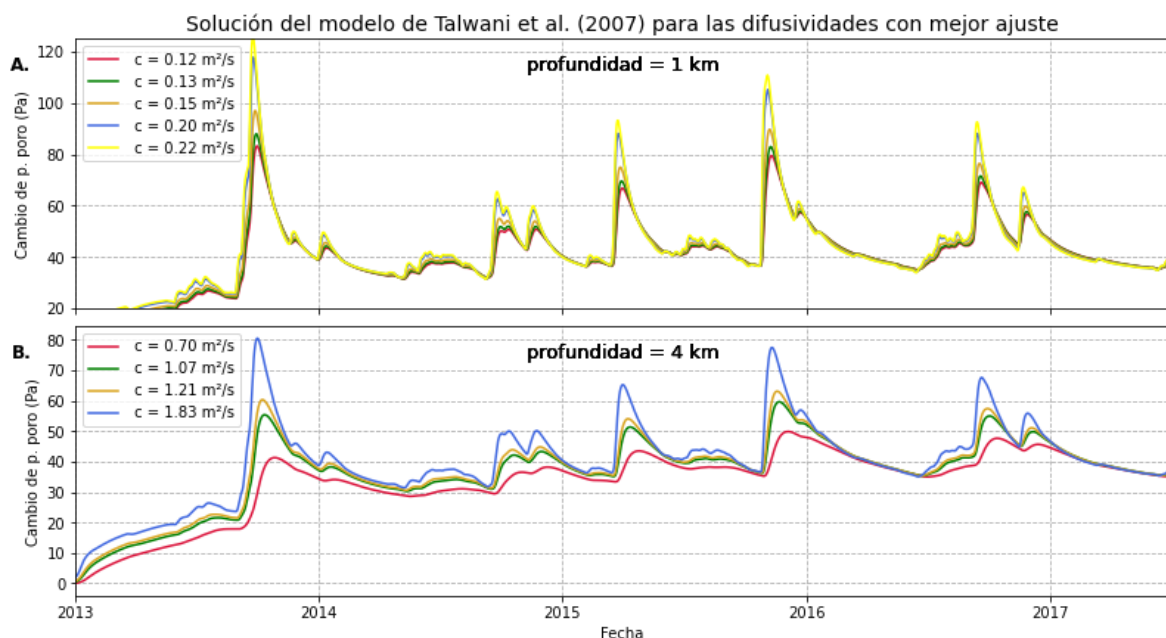


Figura 22. Cambios de presión de poro estimados mediante la precipitación con el modelo de Talwani et al. (2007). Las difusividades corresponden a los valores que se ajustan mejor a: A.) señales  $dv/v$  filtradas entre 1 – 2 Hz, B.) señales  $dv/v$  filtradas entre 0.1 – 1 Hz.

Tabla 4. Coeficientes de ajuste obtenidos entre las señales  $dv/v$  observadas y las sintéticas

Señal	A (p.poro)	B (p. atm)	C (constante)
Scprom (0.1 - 1 Hz)	-0.0013	4.97E-07	1.70E-05
Scprom (1 - 2 Hz)	-0.0031	1.68E-06	2.32E-05
INCA (0.1 - 1 Hz)	-0.0001	3.75E-08	8.18E-07
INCA (1 - 2 Hz)	-0.0016	9.45E-07	9.26E-06
SOMA (0.1 - 1 Hz)	-0.0010	3.53E-07	1.76E-05
SOMA (1 - 2 Hz)	-0.0041	1.80E-06	5.60E-05
MNGR (0.1 - 1 Hz)	-0.0015	6.58E-07	2.09E-05
MNGR (1 - 2 Hz)	-0.0028	1.44E-06	3.05E-05
WEST (0.1 - 1 Hz)	-0.0016	7.52E-07	1.74E-05
WEST (1 - 2 Hz)	-0.0018	1.12E-06	4.08E-06

## 5.4 Corrección poroelástica

La figura 23 muestra las variaciones  $dv/v$  observadas ( $SC_{prom}$ ) y la señal corregida para efectos poroelásticos. En los meses finales del 2013 se pueden observar disminuciones de aproximadamente  $-0.05\%$  en la señal entre  $0.1 - 1$  Hz, y de  $-0.2\%$  en la señal entre  $1 - 2$  Hz que después de la remoción dejan de ser visibles. De igual manera, a finales del 2015 se observan disminuciones en la velocidad, las cuales se reducen una vez que se hace la corrección poroelástica. En el resto de la señal el efecto de la variación de la presión de poro no es tan marcado.

Consistentemente con la teoría, la señal de  $1 - 2$  Hz, que mapea una región más somera del subsuelo, es más sensible a los procesos poroelásticos que se dan a una profundidad principalmente por encima de los  $200$  m.

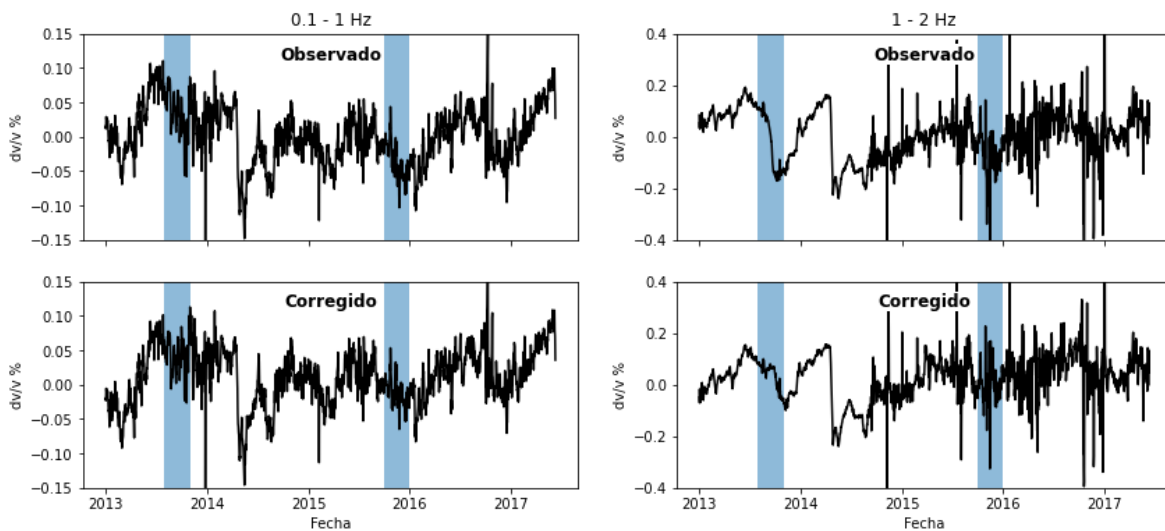


Figura 23. Variación promedio de la velocidad sísmica observada y corregida para efectos poroelásticos. Los intervalos azules ayudan a denotar las principales diferencias entre las señales.

## 5.5 Corrección termoelástica

Comparando los residuales de las variaciones de velocidad contra la temperatura del aire, registrada en la estación meteorológica, es posible ver que ambas siguen tendencias similares (Figura 24). Dado lo anterior podemos inferir que los

cambios de temperatura también tienen un impacto en la variación de velocidad incluso a 4 km de profundidad.

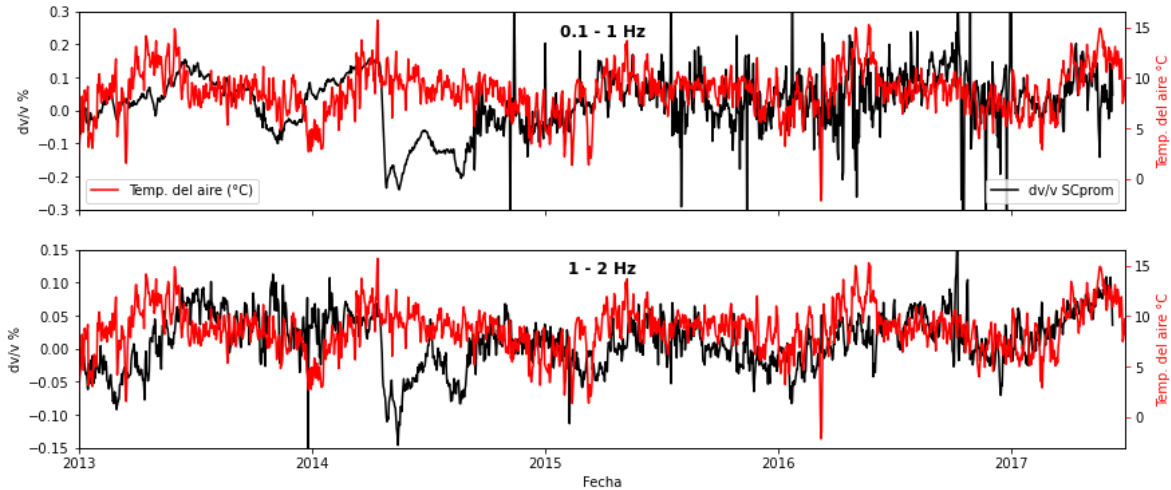


Figura 24. Variaciones promedio de velocidad residuales (sin efecto poroelástico) comparadas contra la temperatura del aire.

Ajustando el modelo de deformaciones termoelásticas propuesto por Tsai (2011) se estima que las variaciones  $dv/v$  se presentan de manera posterior a los cambios de temperatura. La diferencia en tiempo entre la serie de temperatura y las señales  $dv/v$  es de 1 día para la señal entre 1 - 2 Hz y de 30 días para la señal entre 0.1 - 1 Hz.

Utilizando el valor ajustado de  $m/\mu$  se realizó la corrección termoelástica. La figura 25 muestra las variaciones  $dv/v$  ya corregidas para los efectos poroelásticos y las señales posteriormente corregidas para el efecto termoelástico. Podemos ver que, a diferencia con la remoción poroelástica, la señal más sensible a la variación térmica es la filtrada entre 1 - 2 Hz. Nuevamente, este comportamiento es consistente con la magnitud de la transmisión en profundidad de los esfuerzos termoelásticos reportados por Ben-Zion y Leary (1986) y Meier et al. (2010).

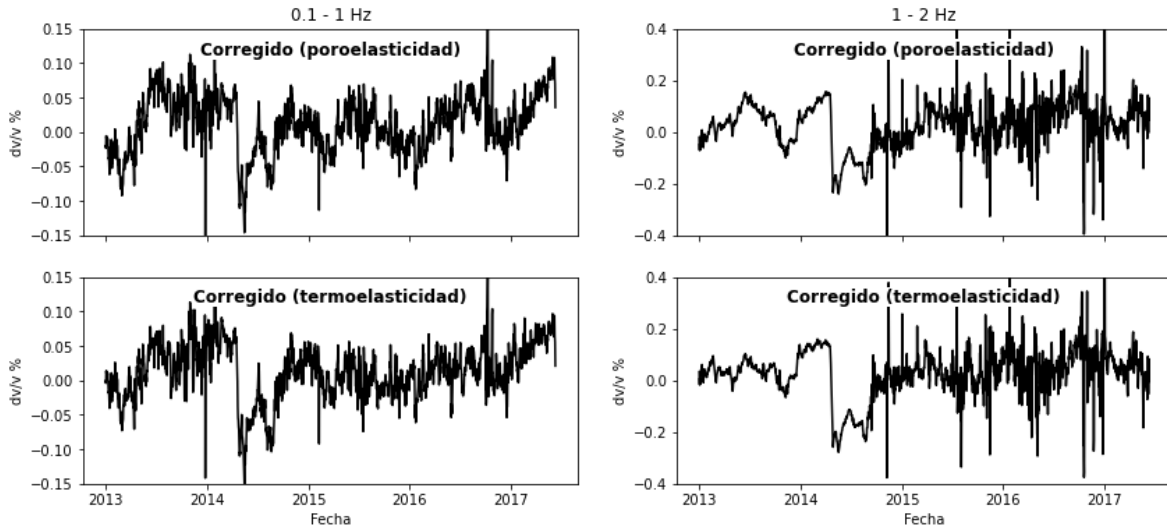


Figura 25. Variación promedio de la velocidad corregida para efectos poroelásticos y para efectos termoelásticos.



## 6. DISCUSIÓN

La variación de la velocidad sísmica es sensible a la actividad tectónica, presentando decrementos mayores para la señal de 1 a 2 Hz en comparación a la señal de 0.1 a 1 Hz. Lo anterior puede indicar que la liberación de energía de los terremotos afecta al estado físico del medio, y por ende a la velocidad sísmica, con mayor intensidad a profundidades menores a 1 km, pero estos cambios también pueden ser detectados a mayores profundidades.

La difusividad hidráulica  $c$  estimada es variable tanto vertical como lateralmente. En general, las difusividades mejor ajustadas a las señales  $dv/v$  son mayores para la señal entre 0.1 y 1 Hz, sensible a cambios físicos ocurridos a mayor profundidad. Durante el modelado poroelástico se probaron varias profundidades para estimar la difusividad hidráulica a partir de las señales  $dv/v$ . Se observó que al incrementar la profundidad en el modelo de Talwani et al. (2007), el valor  $c$  que permitía un mejor ajuste del modelo con la señal  $dv/v$  también incrementaba. Este comportamiento también fue observado por (Andajani et al., 2020), quienes usaron el mismo modelo de Talwani et al. (2007) para estimar los cambios de presión de poro. En primera instancia, resulta contraintuitivo pensar que el valor  $c$  aumente en profundidad, ya que con el aumento de la presión confinante el sistema poroso debe estar menos desarrollado que en las partes someras.

Como se vio en la figura 22, las variaciones de la presión de poro calculadas tienen duraciones similares en el tiempo, para ambas profundidades y todos los valores aproximados de  $c$ . Se infiere que en la solución poroelástica del modelo de Talwani et al. (2007) la variación vertical de  $c$  más que representar cambios físicos del medio, es un parámetro que permite homologar la duración de los cambios de presión a diferentes profundidades.

La variabilidad horizontal de  $c$  por otro lado sí puede indicar cambios laterales en las propiedades hidráulicas bajo la superficie. A 4 km de profundidad los valores máximos de difusividad se encuentran en las estaciones MNGR y SOMA, mientras

que el mínimo se encuentra en INCA. En la parte más somera a 1 km de profundidad las difusividades más altas se encuentran bajo las estaciones MNGR y WEST, mientras que las mínimas se encuentran bajo las estaciones INCA y SOMA. El mapeo y la interpolación de estos valores muestran que la alta difusividad coincide parcialmente con zonas reportadas en la litología de INEGI (1984) como toba, mientras que menores difusividades se encuentran en zonas donde el depósito es identificado como andesita, menos poroso que la toba (Figura 26).

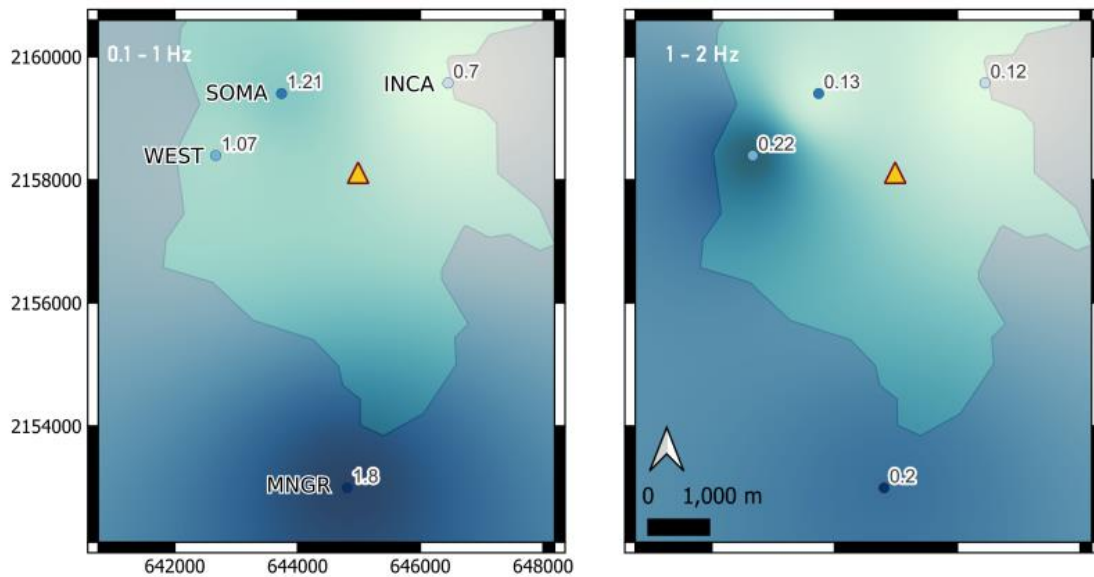


Figura 26. Interpolación de la difusividad hidráulica ( $c$ ) a partir de las estimaciones usando el modelo de Talwani et al. (2007) y la metodología de Rivet et al. (2015). A la izquierda, los valores de  $c$  estimados usando las mediciones  $dv/v$  entre 0.1 y 1 Hz. A la derecha, similar, pero usando la serie  $dv/v$  filtrada entre 1 y 2 Hz.

Además, las zonas de mayor difusividad coinciden con zonas de baja velocidad sísmica reportadas en las tomografías de Escudero y Bandy (2017) y De Plaen et al. (2022). Como se vio anteriormente, estas zonas están asociadas al arreglo de la cámara magmática bajo el volcán (Escudero y Bandy, 2017) y presentan una anisotropía radial negativa que se asocia con estructuras orientadas verticalmente por donde puede existir flujo magmático (De Plaen et al., 2022). Altos valores de difusividad en zonas de baja velocidad son coherentes puesto

que la velocidad de los cambios de presión y el flujo subterráneo se ven favorecidos por estructuras porosas conectadas y bien desarrolladas.

Analizando los resultados de la tabla 4, podemos establecer relaciones entre las variables meteorológicas y la evolución temporal de las señales  $dv/v$ . Los signos negativos presentes en los coeficientes A, relacionados con la presión de poro, indican que este factor tiene una relación inversa con la variación de velocidad. Físicamente, este comportamiento se puede explicar a partir del aumento en la presión de poro que se induce por la infiltración de precipitación. El aumento en la presión de poro disminuye la velocidad sísmica al disminuir el contacto intergranular y abrir las microgrietas bajo la superficie. Considerando que la lluvia registrada puede inducir cambios de presión de poro de decenas de Pa (Figura 22), podemos estimar con los coeficientes A de la Tabla 4 que la precipitación puede inducir cambios de velocidad entre -0.01% y -0.05%, aunque en los resultados se detectó una disminución de hasta -0.2%. Este rango de variación es más amplio que el propuesto en la hipótesis, pero consistente con los rangos reportados en la literatura: -0.1 % en el volcán Piton de la Fournaise (Rivet et al., 2015), de -0.1% a -0.2% en Taiwán (Feng et al., 2021), y de  $-1 \cdot 10^{-4}$  % en la isla de Kyushu (Wang et al., 2017). Las diferencias en la magnitud del efecto poroelástico en las señales  $dv/v$  entre estas regiones y la zona del volcán de Colima pueden deberse a las diferentes litologías y a los diferentes patrones e intensidades de lluvia en cada zona de estudio.

Por otro lado, los coeficientes B, relacionados con la presión atmosférica, tienen una relación positiva. Dado que la presión atmosférica medida es generalmente mayor a  $6.7 \cdot 10^4$  Pa (Figura 20E.), se estima que este parámetro puede inducir cambios de velocidad entre 0.002% y 0.1%, ligeramente menores que los reportados por Gradon et al. (2021).

Como se vio en los resultados, la señal de variación de velocidad que exhibe cambios más notables después de la corrección poroelástica es la contenida en la banda 1 – 2 Hz. Esto quiere decir que la variación de la presión de poro ocurre

principalmente en la región más somera bajo la superficie, por encima de 1 km de profundidad. Considerando además que los coeficientes A del modelo poroelástico son mayores que los coeficientes B, se puede concluir que el principal mecanismo que modifica el nivel freático y la presión de poro es la infiltración de la lluvia.

La relación cuantitativa entre las variaciones de velocidad y temperatura no es muy clara. Es la similitud cualitativa en el comportamiento de ambas señales el indicador de que los esfuerzos termoelásticos pueden ser el origen de las oscilaciones anuales de la velocidad sísmica. La relación entre la temperatura y la variación de velocidad sísmica es positiva. Este comportamiento puede deberse a que el aumento de temperatura produce una expansión del material terrestre, lo que a su vez aumenta la presión confinante y favorece el contacto intergranular, aumentando así la velocidad sísmica. Las variaciones de  $dv/v$  máximas asociadas al modelo termoelástico se encuentran entre  $\pm 0.05\%$ . Estos valores son consistentes con los reportados por Liu et al. (2020) de  $\pm 0.06\%$ , y son ligeramente mayores a los modelados por Clements y Denolle (2018) acotados entre  $\pm 0.02\%$ . A diferencia del modelo poroelástico, el modelo termoelástico al ser removido produce cambios de mayor amplitud en la señal  $dv/v$  en la banda 0.1 – 1 Hz, lo que indica que el medio parece tener las condiciones elásticas propuestas por Ben-Zion y Leary (1986) y, por lo tanto, las variaciones asociadas a los esfuerzos termoelásticos se pueden propagar a profundidades mayores a 1 km.

Finalmente, las señales  $dv/v$  observadas y los residuales calculados tras quitar los efectos poroelásticos y termoelásticos se presentan en la figura 27, junto con la actividad sísmica de la Tabla 1 y la actividad volcánica de la Tabla 2. En esta figura podemos observar que el efecto meteorológico, marcado por la diferencia entre las señales  $dv/v$ , es mayor aproximadamente durante el último trimestre del año, esto es especialmente claro a finales del 2013 y del 2016. La diferencia más notable la encontramos en la señal filtrada entre 1 – 2 Hz (Figura 27 sup.) en el segundo semestre del 2013; la  $dv/v$  observada disminuye casi un  $-0.2\%$  en un periodo corto de tiempo y, posterior a la corrección, esta disminución desaparece.

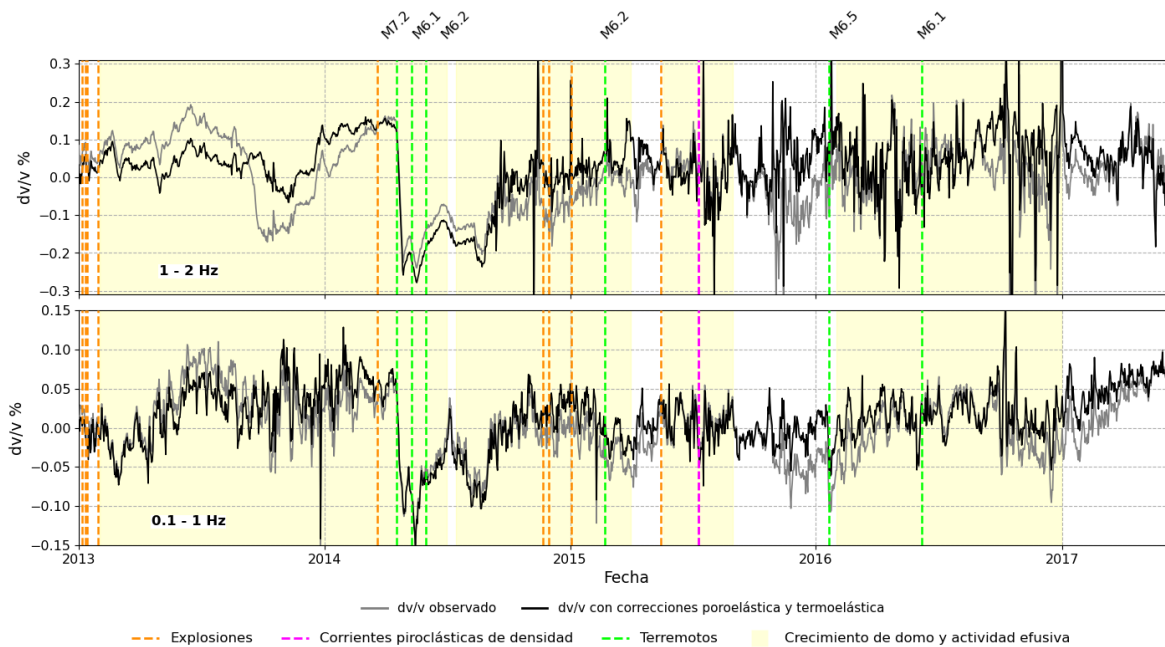


Figura 27. Señales  $dv/v$  observadas (gris) y los residuales calculados tras quitar los efectos poroelásticos y termoelásticos (negro). En el panel superior se presentan los  $dv/v$  entre 1 – 2 Hz y en el panel inferior los  $dv/v$  entre 0.1 – 1 Hz. Se incluye la actividad sísmica regional de la Tabla 1 y la actividad volcánica de la Tabla 2.

Posterior a la corrección meteorológica, aún son visibles en ambas series  $dv/v$  aquellas variaciones causadas por la actividad tectónica regional. Es esperable que la disminución de velocidad asociada al suavizamiento del material por la vibración se detecte en ambas bandas de frecuencia. Esto ocurre ya que los hipocentros de los sismos están por debajo de la profundidad de sensibilidad de las señales.

La relación con la actividad volcánica es más compleja. Analizaremos primero la señal  $dv/v$  entre 0.1 y 1 Hz, que es la que mapea el subsuelo a mayor profundidad. Aún con las correcciones meteorológicas, no observamos precursores claros a la actividad efusiva ya que no hay una variación importante previa a los periodos identificados con este tipo de actividad. A pesar de esto, si podemos observar que la velocidad sísmica responde a la dinámica dentro del volcán. En los días

posteriores al inicio de los episodios efusivos en 2013, 2014 y 2015, la señal filtrada entre 0.1 – 1 Hz (Figura 27 inf.) disminuyen por un periodo de un mes y posteriormente se recuperan. Ocurre lo contrario en meses previos al fin de los episodios efusivos, la velocidad sísmica en este caso aumenta. Se interpretan estas disminuciones y aumentos de velocidad como apertura y cierre de grietas debido a los cambios en la tasa de extrusión y la presurización dentro del volcán.

En el caso de la actividad explosiva, al igual que Lesage et al. (2018), no se detectaron variaciones importantes previas al colapso del domo en julio del 2015, pero, en contraste con el trabajo antes mencionado, si podemos observar disminuciones de la velocidad en la banda de frecuencias entre 0.1 – 1 Hz (Figura 27 inf.) previas a algunos de los eventos explosivos incluidos en el análisis. Observamos una disminución de aproximadamente -0.05% en semanas previas al evento de emisión de ceniza de marzo del 2014; también hay una disminución de velocidad cercana al -0.06% en semanas previas a la primera explosión vulcaniana de noviembre del 2014. Ambos decrementos son de orden similar a los causados por la lluvia o la temperatura. En el caso de los días previos al evento de emisión de ceniza de marzo del 2014, observamos una diferencia pequeña pero clara entre la  $dv/v$  observada y la corregida, sin embargo, esta diferencia no se ve antes de la explosión de noviembre del 2014. Este comportamiento también se observa en la señal filtrada entre 1 – 2 Hz con una menor intensidad y con un ligero desfase hacia adelante en el tiempo con respecto a las variaciones de la señal entre 0.1 – 1 Hz.

Enfocándonos ahora en la variación de la velocidad registrada en la banda entre 1 – 2 Hz, esta señal muestra ser sensible a los efectos meteorológicos, pero no presenta disminuciones previas a la actividad explosiva (Figura 27 sup.). Al igual que la banda entre 0.1 – 1 Hz, presenta decrementos de velocidad con el comienzo de un episodio efusivo y aumentos asociados al fin de la extrusión de material. Las variaciones registradas en esta banda de mayores frecuencias son de menor intensidad y presentan un ligero desfase, es decir, se presentan posteriormente a las variaciones registradas en la banda 0.1 – 1 Hz. La ausencia de variaciones

previas a la actividad volcánica en esta banda de frecuencia puede deberse al ascenso rápido del magma que presenta el volcán, tal como describieron Chaussard et al. (2013) y Lesage et al. (2018). Asimismo, puede estar relacionado con el volumen de material juvenil expulsado por el volcán y la tasa de extrusión. De acuerdo con estimaciones de Zobin et al. (2015), el volumen de lava eyectado por el volcán durante los episodios efusivos de 2013 y 2014 fue de  $2.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Este volumen es mucho menor si lo comparamos con la cantidad de material que liberó el volcán Merapi en una explosión en octubre del 2010 que si produjo disminuciones de la velocidad sísmica con antelación, estimada entre 20 a  $50 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (Budi-Santoso y Lesage, 2016). En el volcán Miyakejima, Anggono et al. (2012) también detectaron variaciones de la velocidad previas a un colapso calderico que expulsó un volumen entre 0.4 y  $2.2 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  en un periodo de dos meses.

Debido a lo anterior, no se concluye con seguridad que la meteorología pueda enmascarar variaciones de velocidad que puedan servir como precursores de actividad volcánica y se sugiere la aplicación de la metodología descrita en esta tesis o alguna similar durante un periodo de tiempo diferente y que incluya una descripción más detallada de la actividad volcánica.

De manera complementaria a los objetivos iniciales de la tesis, con base en la buena correlación entre las estimaciones de difusividad a partir del modelado poroelástico, la litología y las tomografías realizadas por varios autores, se apoya la idea de Liu et al. (2020) de utilizar las variaciones de velocidad como herramienta para estimar las propiedades hidráulicas en profundidad. Es probable que en el futuro podamos implementar las correlaciones cruzadas de ruido sísmico, el modelado poroelástico y otras técnicas como la presentada por Mao et al. (2022) para caracterizar la dinámica del agua subterránea y mejorar el monitoreo y la gestión del recurso hídrico.

## 7. CONCLUSIONES

En este trabajo se presentó el análisis de señales de variación de velocidad sísmica bajo el volcán de Colima calculadas durante el periodo 2013-2017 utilizando la técnica de correlación monoestación (SC), y considerando dos bandas de frecuencia: 0.1 – 1 Hz y 1 – 2 Hz.

Las señales de variación de velocidad están comprendidas en su mayoría en un rango entre  $\pm 0.2\%$ . Estas señales evidencian disminuciones asociadas a actividad tectónica regional.

Las señales SC muestran una relación espectral con las señales de precipitación, temperatura y presión atmosférica. Se asumió que estos parámetros se relacionan linealmente con la señal de velocidad y con base en las variaciones de presiones y esfuerzos que estos causan se generaron y realizaron correcciones a la señal para remover los efectos no sismovolcánicos. Estas correcciones se realizaron con modelos basados en la física de los procesos meteorológicos y su impacto en las propiedades del medio terrestre.

De los tres factores meteorológicos analizados en este trabajo, la lluvia es el principal parámetro que modifica la velocidad sísmica y lo hace substancialmente a profundidades menores a 1 km. Este parámetro tiene una correlación negativa con la variación de velocidad, puesto que un aumento en la precipitación induce a un aumento en la presión de poro y por lo tanto a una disminución de la velocidad sísmica. El efecto es primordialmente visible durante el 2013 y en las señales de más alta frecuencia. Se estimó que la precipitación puede inducir cambios en la velocidad sísmica principalmente en un rango entre  $-0.01\%$  y  $-0.05\%$ , pero también fueron detectadas variaciones en la velocidad de hasta  $-0.2\%$  producidas por la lluvia y el aumento en la presión de poro.

Mediante el modelo de Talwani et al. (2007) fue posible estimar los cambios de presión de poro en profundidad derivados de la lluvia. De igual manera,



comparando las señales de cambio de presión de poro con las señales de velocidad sísmica se estimó la variabilidad lateral de la difusividad hidráulica. A 1 km de profundidad la difusividad varía entre 0.12 y 0.20 m<sup>2</sup>/s. Los valores máximos se alcanzan en las zonas sur y noroeste del volcán, siendo lo anterior congruente con la litología y otras tomografías sísmicas, las cuales, han caracterizado estas zonas como de baja velocidad asociadas a un mayor fracturamiento.

El segundo factor importante en la variación de velocidad es la temperatura, que tiene una correlación positiva con la variación de velocidad y afecta físicamente al medio en mayor profundidad que la lluvia. De acuerdo con el ajuste realizado en el modelo de Tsai (2011) se propone que es capaz de producir variaciones de entre -0.05% y 0.05%. Es importante recordar que, si bien el ajuste del modelo termoelástico logró reducir las oscilaciones anuales que se asociaron a la variación térmica, se utilizaron algunas variables físicas que no están totalmente determinadas para los materiales y condiciones aquí explorados. Se propone a futuro ver la posibilidad de estudiar las propiedades físicas de los materiales bajo el volcán de Colima o analizar la relación entre la temperatura y la velocidad sísmica mediante modelos más robustos.

Dado que hay disminuciones de la velocidad sísmica que anteceden a algunos de los eventos explosivos del volcán de Colima, se propone continuar el análisis de  $dv/v$  con registros de ruido sísmico y la actividad volcánica en años más recientes. Para lograr enfocar los esfuerzos en entender mejor la relación entre  $dv/v$  y la actividad volcánica se sugiere aplicar las correcciones poroelásticas y termoelásticas de la siguiente manera:

- Construcción de una señal sintética a partir del modelo de Talwani et al. (2007), y la metodología de Rivet et al. (2015) y haciendo un ajuste lineal sin considerar la presión atmosférica, utilizando la difusividad estimada para  $SC_{prom}$  para cada banda (1.07 m<sup>2</sup>/s para frecuencias entre 0.1 y 1 Hz; y 0.15 m<sup>2</sup>/s para frecuencias entre 1 y 2 Hz) y los registros de acumulación diaria de lluvia. Remover este efecto en las señales  $dv/v$  eliminará

principalmente variaciones de velocidad causadas por precipitación diaria mayor a 100 mm.

- Construcción de la señal sintética que considera los esfuerzos termoelásticos a partir del modelo de Tsai et al. (2011) con los valores que se describen en la sección 4.3.3 con el fin de restarla a las señales  $dv/v$  y disminuir las oscilaciones anuales que se presentan principalmente a bajas frecuencias.

Las variaciones de presión atmosférica parecen tener un efecto en la velocidad de un orden de magnitud menor a  $10^{-3}\%$ . Considerando que las series  $dv/v$  tienen una variabilidad acotada en un rango de orden dos veces mayor, el efecto de la presión atmosférica puede no tomarse en cuenta para las correcciones.

## 8. ANEXO I. Diagramas WTC calculados por estación.

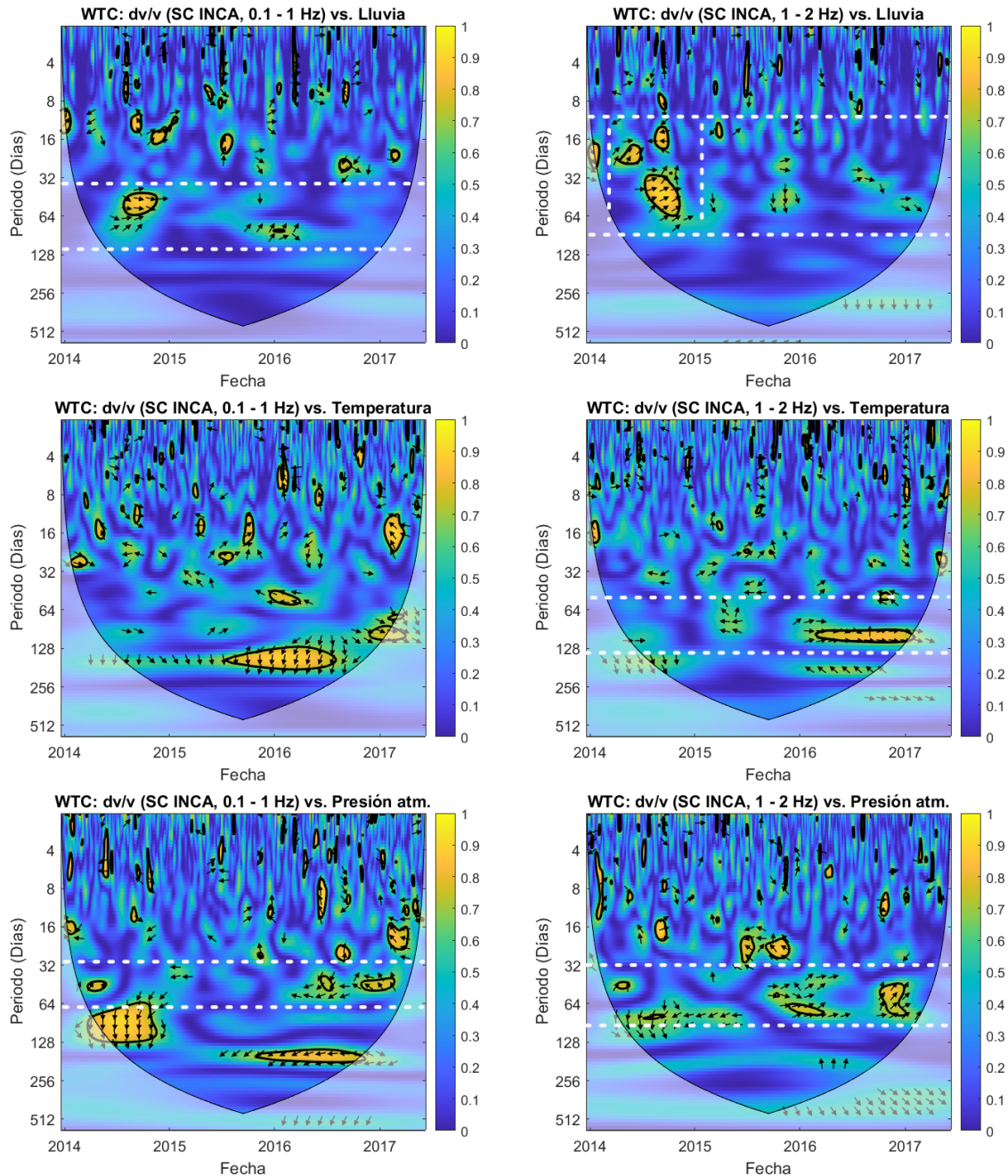


Figura A1. Wavelet Transform Coherence (WTC) comparando la variación de velocidad registradas en la estación INCA, a la izquierda la filtrada entre 0.1 – 1 Hz, a la derecha la filtrada entre 1 – 2 Hz contra la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica.

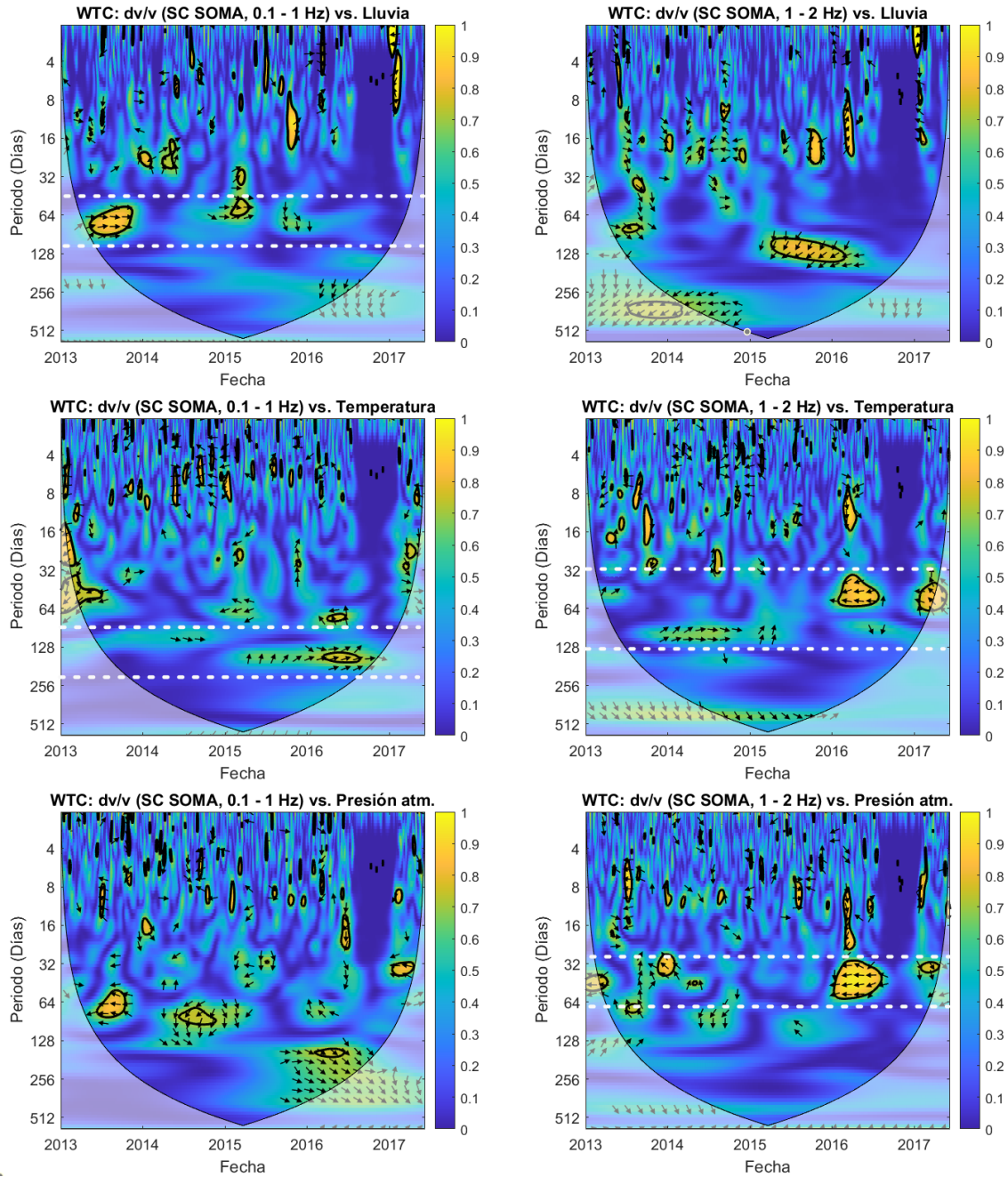


Figura A2. Wavelet Transform Coherence (WTC) comparando la variación de velocidad registradas en la estación SOMA, a la izquierda la filtrada entre 0.1 – 1 Hz, a la derecha la filtrada entre 1 – 2 Hz contra la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica.

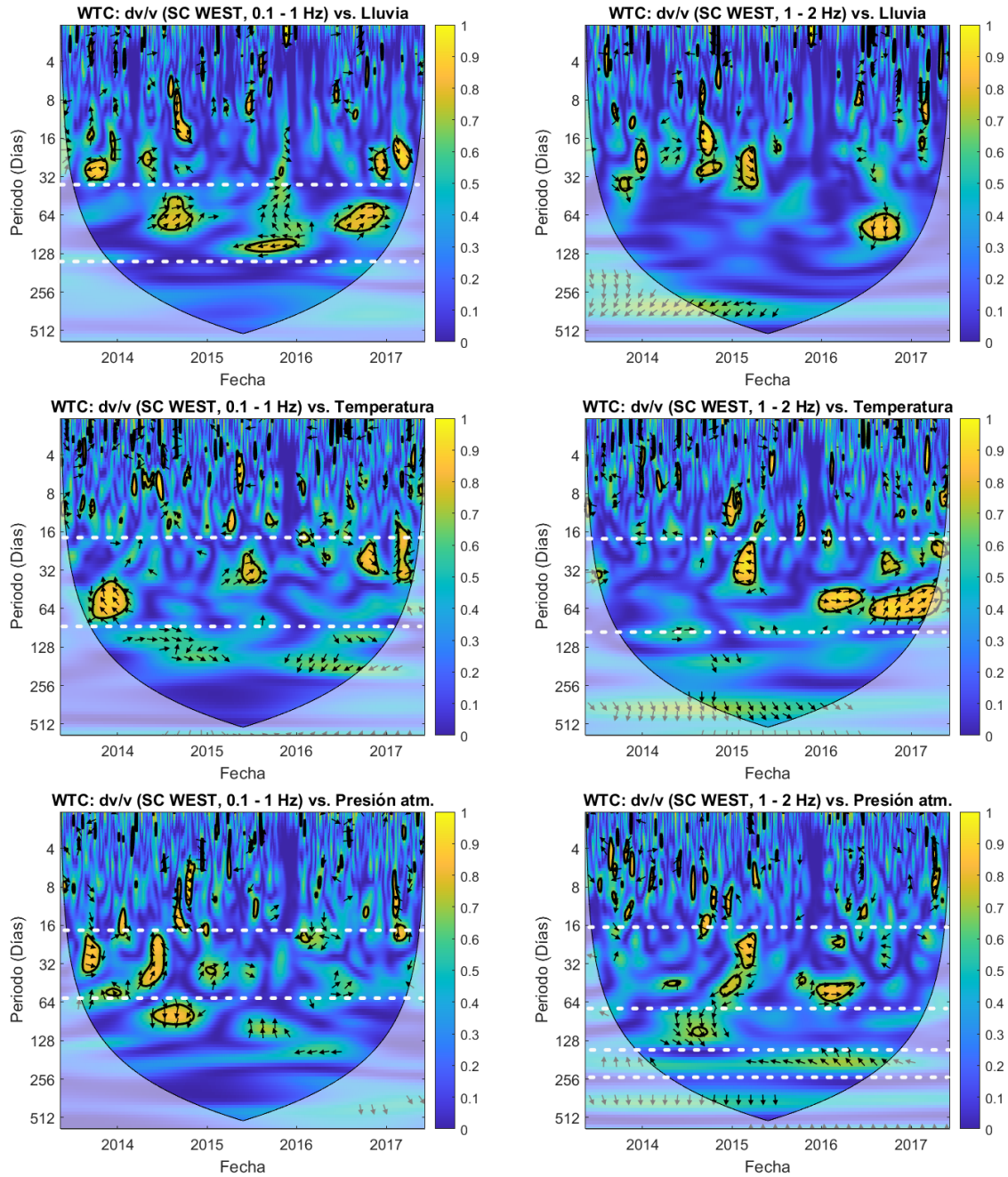


Figura A3. Wavelet Transform Coherence (WTC) comparando la variación de velocidad registradas en la estación WEST, a la izquierda la filtrada entre 0.1 – 1 Hz, a la derecha la filtrada entre 1 – 2 Hz contra la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica.

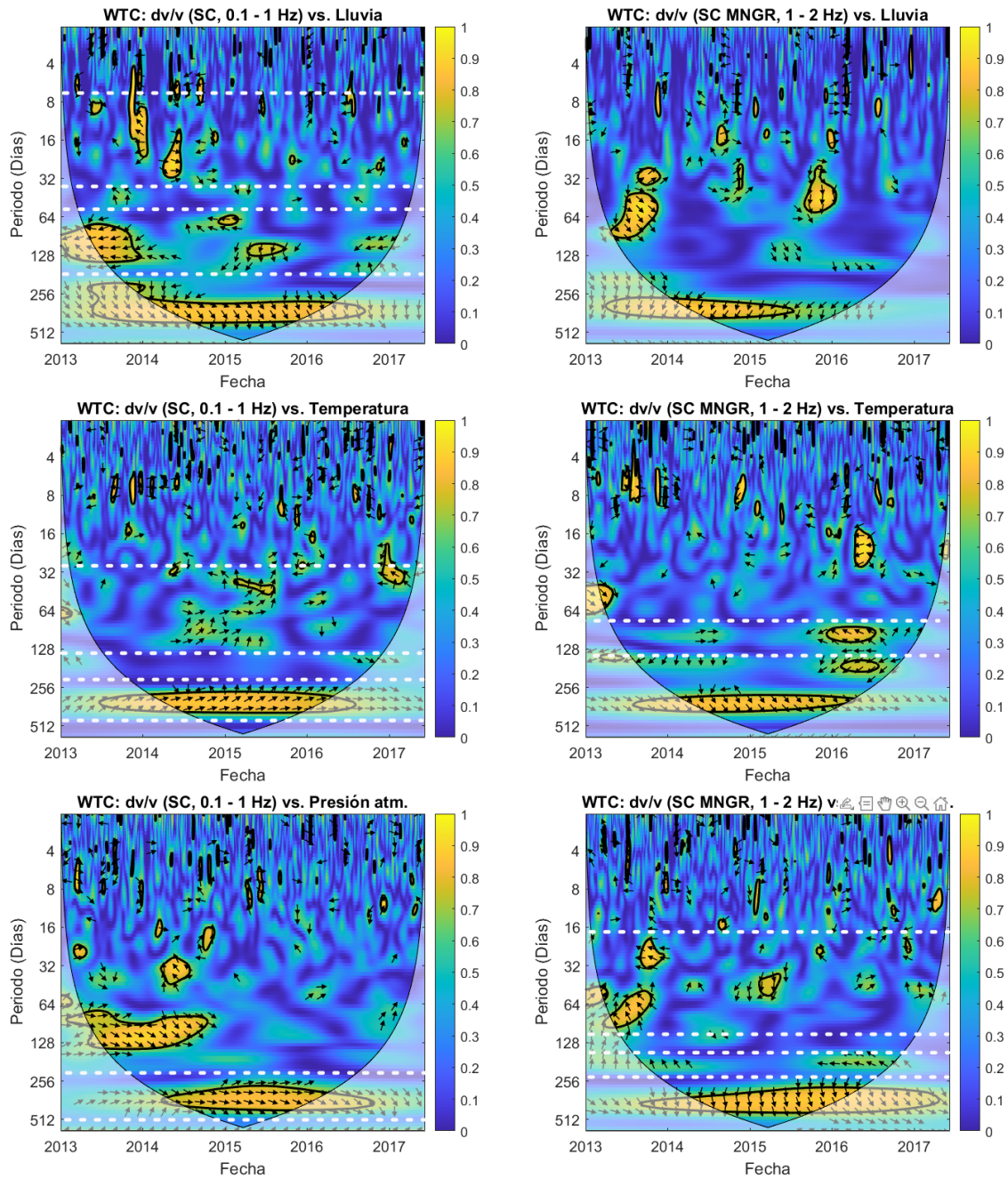


Figura A4. Wavelet Transform Coherence (WTC) comparando la variación de velocidad registradas en la estación MNGR, a la izquierda la filtrada entre 0.1 – 1 Hz, a la derecha la filtrada entre 1 – 2 Hz contra la lluvia, la temperatura y la presión atmosférica.

## 9. ANEXO II. Código de Python para el cálculo de cambios de presión inducidos por lluvia basado en la formulación de Talwani et al. (2007)

```
#Libs
import matplotlib.pyplot as plt
import numpy as np
import pandas as pd
import math
import datetime as dt

#Funcion para calcular Los cambios de presión de poro inducidos por La Lluvia
#####
####

#Variables:
#h, profundidad en metros
#c, difusividad hidraulica entre 0.1 y 10 m^2/s
#sampling, muestreo en segundos, para calculos diarios es igual a 24*3600
s
#rain, lluvia acumulada en MILÍMETROS

#Devuelve:
#Serie de tiempo del cambio de presiones que, posteriormente se puede
empatar con una lista de fechas

def talwani_model(h, c, sampling, rain):

    #Inicia el cálculo de Las cargas de agua
    mean_rain = rain.mean()
    water_change = ((rain - mean_rain)**2)**0.5          #Desviación
    lineal entre cada medida de Lluvia y el promedio
    water_change_pa = (water_change/1000) * 9.81 * 997  #Conversion a
    presiones en PASCALES

    #Fórmula y diccionario para calcular el valor de erfc en función de
    La diferencia de días
    def calc_erfc(h, c, sampling, x):
        y = math.erfc(h/math.sqrt(c*4*sampling*x))
        return y

    indexes_dict = range(1,len(rain)+100)
```

```

dict_erfc = {}
for value in indexes_dict:
    dict_erfc[value] = calc_erfc(h=h,c=c,sampling=sampling,x=value)
dict_erfc[0] = 0

```

*#Inicia el cálculo de Los cambios de presión*

```

model = []

```

```

for ind,value in enumerate(water_change_pa):
    i = ind
    n = -i-1
    result = 0
    counter = 0
    while counter > n:
        partial = water_change_pa[i+counter] * dict_erfc[-counter]
        result += partial
        counter -= 1
    model.append(result)

```

*#return model*

```

def pore_pressure_change(series):
    pp_change = []
    for ind,value in enumerate(series):
        if ind < len(model)-1:
            pp_change.append(series[ind+1] - series[ind])
        else:
            break
    return pp_change

```

*#Resultado*

```

talwani_sol = pore_pressure_change(model)
talwani_sol = pd.Series(talwani_sol)
return(talwani_sol)

```



## 10. REFERENCIAS

- Andajani, R. D., Tsuji, T., Snieder, R., & Ikeda, T. (2020). Spatial and temporal influence of rainfall on crustal pore pressure based on seismic velocity monitoring. *Earth, Planets and Space*, 72(1), 1–17. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01311-1>
- Anderson, D. L. (1961). Elastic wave propagation in layered anisotropic media. *Journal of Geophysical Research*, 66(9), 2953–2963. <https://doi.org/10.1029/JZ066i009p02953>
- Anggono, T., Nishimura, T., Sato, H., Ueda, H., & Ukawa, M. (2012). Spatio-temporal changes in seismic velocity associated with the 2000 activity of Miyakejima volcano as inferred from cross-correlation analyses of ambient noise. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247–248, 93–107. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.08.001>
- Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., Vargas-Bracamontes Dulce, M., González-Amezcuca, M., Navarro-Ochoa, C., Martínez-Fierros, A., & Ramírez-Vázquez, A. (2018). Seismic monitoring of effusive-explosive activity and large lava dome collapses during 2013–2015 at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 351, 75–88. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.12.017>
- Bandy, W. L., Michaud, F., Bourgois, J., Calmus, T., Dymont, J., Mortera-Gutiérrez, C. A., Ortega-Ramírez, J., Pontoise, B., Royer, J. Y., Sichler, B., Sosson, M., Rebolledo-Vieyra, M., Bigot-Cormier, F., Díaz-Molina, O., Hurtado-Artunduaga, A. D., Pardo-Castro, G., & Trouillard-Perrot, C. (2005). Subsidence and strike-slip tectonism of the upper continental slope off Manzanillo, Mexico. *Tectonophysics*, 398(3–4), 115–140. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.01.004>
- Ben-Zion, Y., & Leary, P. (1986). Thermoelastic strain in a half-space covered by unconsolidated material. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(5), 1447–1460. <https://doi.org/10.1785/bssa0760051447>
- Berger, J. (1975). A note on thermoelastic strains and tilts. *Journal of Geophysical Research*, 80(2), 274–277. <https://doi.org/10.1029/jb080i002p00274>

- Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N. M., Campillo, M., & Ferrazzini, V. (2011). Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. *Comptes Rendus - Geoscience*, 343(8–9), 633–638. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.010>
- Brenguier, F., Shapiro, N. M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., & Nercessian, A. (2008). Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. *Nature Geoscience*, 1(2), 126–130. <https://doi.org/10.1038/ngeo104>
- Budi-Santoso, A., & Lesage, P. (2016). Velocity variations associated with the large 2010 eruption of Merapi volcano, Java, retrieved from seismic multiplets and ambient noise cross-correlation. *Geophysical Journal International*, 206(1), 221–240. <https://doi.org/10.1093/GJI/GGW145>
- Cannata, A., Cannavò, F., Montalto, P., Ercoli, M., Mancinelli, P., Pauselli, C., & Leto, G. (2017). Monitoring crustal changes at volcanoes by seismic noise interferometry: Mt. Etna case of study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 337, 165–174. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.023>
- Chaussard, E., Amelung, F., & Aoki, Y. (2013). Characterization of open and closed volcanic systems in Indonesia and Mexico using InSAR time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8), 3957–3969. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50288>
- Clark, S. P. (1966). *Handbook of Physical Constants* (Geological Society of America. Memoir., Ed.; Vol. 97).
- Clarke, D., Zaccarelli, L., Shapiro, N. M., & Brenguier, F. (2011). Assessment of resolution and accuracy of the Moving Window Cross Spectral technique for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 186(2), 867–882. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05074.x>
- Clements, T., & Denolle, M. A. (2018). Tracking Groundwater Levels Using the Ambient Seismic Field. *Geophysical Research Letters*, 45(13), 6459–6465. <https://doi.org/10.1029/2018GL077706>
- Clements, T., & Denolle, M. A. (2023). The Seismic Signature of California's Earthquakes, Droughts, and Floods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 128(1). <https://doi.org/10.1029/2022jb025553>

- Colombi, A., Chaput, J., Brenguier, F., Hillers, G., Roux, P., & Campillo, M. (2014). On the temporal stability of the coda of ambient noise correlations. *Comptes Rendus Geoscience*, 346(11–12), 307–316. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2014.10.002>
- CONAGUA. (2020, noviembre 15). *Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS)*. <https://smn.conagua.gob.mx/es/observando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-ema-s>
- Cortés, A., Garduño, V. H., Macías, J. L., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J. C., Saucedo, R., & Gavilanes, J. C. (2010). Geologic mapping of the Colima volcanic complex (Mexico) and implications for hazard assessment. *Special Paper of the Geological Society of America*, 464(April), 249–264. [https://doi.org/10.1130/2010.2464\(12\)](https://doi.org/10.1130/2010.2464(12))
- Cubuk-Sabuncu, Y., Jónsdóttir, K., Caudron, C., Lecocq, T., Parks, M. M., Geirsson, H., & Mordret, A. (2021). Temporal Seismic Velocity Changes During the 2020 Rapid Inflation at Mt. Þorbjörn-Svartsengi, Iceland, Using Seismic Ambient Noise. *Geophysical Research Letters*, 48(11), 1–10. <https://doi.org/10.1029/2020GL092265>
- CUEIV. (2022). *Centro Universitario de Estudios Vulcanológicos*. Universidad de Colima. <https://portal.ucol.mx/cueiv/Sismico.htm>
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., & Wapenaar, K. (2006). Seismic interferometry - Turning noise into signal. *Leading Edge (Tulsa, OK)*, 25(9), 1082–1092. <https://doi.org/10.1190/1.2349814>
- De Plaen, R. S. M., Cannata, A., Cannavo', F., Caudron, C., Lecocq, T., & Francis, O. (2019). Temporal changes of seismic velocity caused by volcanic activity at Mt. Etna revealed by the autocorrelation of ambient seismic noise. *Frontiers in Earth Science*, 6(January), 1–11. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00251>
- De Plaen, R. S. M., Lecocq, T., Caudron, C., Ferrazzini, V., & Francis, O. (2016). Single-station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise. *Geophysical Research Letters*, 43(16), 8511–8518. <https://doi.org/10.1002/2016GL070078>
- de Plaen, R. S. M., Mordret, A., Arámbula-Mendoza, R., Vargas-Bracamontes, D., Márquez-Ramírez, V. H., Lecocq, T., Vázquez, C. A. R., & Amezcua, M. G. (2022). The shallow three-dimensional structure of Volcán de Colima revealed by

- ambient seismic noise tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 428(May). <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107578>
- Demant, A. (1979). Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 3(1), 39–57.
- Doetsch, J., Gischig, V. S., Villiger, L., Krietsch, H., Nejati, M., Amann, F., Jalali, M., Madonna, C., Maurer, H., Wiemer, S., Driesner, T., & Giardini, D. (2018). Subsurface Fluid Pressure and Rock Deformation Monitoring Using Seismic Velocity Observations. *Geophysical Research Letters*, 45(19), 10,389-10,397. <https://doi.org/10.1029/2018GL079009>
- Donaldson, C., Caudron, C., Green, R. G., Thelen, W. A., & White, R. S. (2017). Relative seismic velocity variations correlate with deformation at Kīlauea volcano. *Science Advances*, 3(6), 1–12. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700219>
- Donaldson, C., Winder, T., Caudron, C., & White, R. S. (2019). Crustal seismic velocity responds to a magmatic intrusion and seasonal loading in Iceland’s Northern Volcanic Zone. *Science Advances*, 5(11). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax6642>
- Escudero, C. R., & Bandy, W. L. (2017). Ambient seismic noise tomography of the Colima Volcano Complex. *Bulletin of Volcanology*, 79(2). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1096-2>
- Ewing, W. M., Jardetzky, W. S., & Press, F. (1957). *Elastic waves in layered media*. McGraw-Hill Book Co.
- Farquharson, J. I., & Amelung, F. (2020). Extreme rainfall triggered the 2018 rift eruption at Kīlauea Volcano. *Nature 2020 580:7804*, 580(7804), 491–495. <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2172-5>
- Feng, K. F., Huang, H. H., Hsu, Y. J., & Wu, Y. M. (2021). Controls on Seasonal Variations of Crustal Seismic Velocity in Taiwan Using Single-Station Cross-Component Analysis of Ambient Noise Interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(11). <https://doi.org/10.1029/2021JB022650>
- Fokker, E., Ruigrok, E., Hawkins, R., & Trampert, J. (2021). Physics-based relationship for pore pressure and vertical stress monitoring using seismic velocity variations. *Remote Sensing*, 13(14), 1–20. <https://doi.org/10.3390/rs13142684>

- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice Hall.
- Garduño-Monroy, V. H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, S., Gavilanes-Ruiz J. C., Cortés-Cortés, A., & Uribe-Cifuentes, R. M. (1998). La falla Tamazula, Límite suroriental del Bloque de Jalisco. En *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (Vol. 15, pp. 132–144).
- Global Volcanism Program. (2019). Report on Colima (Mexico). *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 44(8).  
<https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN201908-341040>
- González, M. B., Ramírez, J. J., & Navarro, C. (2002). Summary of the historical eruptive activity of Volcán De Colima, Mexico 1519-2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117(1–2), 21–46.  
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00233-0](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00233-0)
- Gradon, C., Brenguier, F., Stammeijer, J., Mordret, A., Hindriks, K., Campman, X., Lynch, R., Boué, P., & Chmiel, M. (2021). Seismic Velocity Response to Atmospheric Pressure Using Time-Lapse Passive Seismic Interferometry. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1–8.  
<https://doi.org/10.1785/0120210069>
- Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. En *Contemporary Physics* (Vol. 8, Número 3, pp. 53–92). [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60075-8](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60075-8)
- Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., & Campillo, M. (2009). Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 125(6), 3688–3695. <https://doi.org/10.1121/1.3125345>
- Hasselmann, K. (1963). A Statistical Analysis of the Generation of Microseisms. En *REVIEWS OF GEOPHYSICS* (Vol. 1, Número 2).  
<https://doi.org/10.1029/RG001i002p00177>
- Heap, M. J., Villeneuve, M., Albino, F., Farquharson, J. I., Brothelande, E., Amelung, F., Got, J. L., & Baud, P. (2020). Towards more realistic values of elastic moduli

- for volcano modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 390, 106684. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106684>
- Hillers, G., & Ben-Zion, Y. (2011). Seasonal variations of observed noise amplitudes at 2-18 Hz in southern California. *Geophysical Journal International*, 184(2), 860–868. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04886.x>
- Hillers, G., Ben-Zion, Y., Campillo, M., & Zigone, D. (2015). Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 202(2), 920–932. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv151>
- Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., & Nakahara, H. (2014). *application to stations in the surroundings of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. March.* <https://doi.org/10.1093/gji/ggu115>
- Hutapea, F. L., Tsuji, T., & Ikeda, T. (2020). Real-time crustal monitoring system of Japanese Islands based on spatio-temporal seismic velocity variation. *Earth, Planets and Space*, 72(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-1147-y>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (1984). *Conjunto de datos vectoriales Geológicos serie I. Colima, Carta E13-3.* <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825236571>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). (2013, octubre 25). *Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM).* <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>
- Kramer, R., Lu, Y., & Bokelmann, G. (2023). Interaction of Air Pressure and Groundwater as Main Cause of Sub-Daily Relative Seismic Velocity Changes. *Geophysical Research Letters*, 50(7). <https://doi.org/10.1029/2022GL101298>
- Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., Walter, F., Jongmans, D., Guillier, B., Garambois, S., Gimbert, F., & Massey, C. (2015). Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics*, 116, 62–74. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>
- Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern Global Seismology* (Vol. 148). Academic Press.

- Lecocq, T., & Caudron, C. (2014). *MSNoise*, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise. *MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise*. May. <https://doi.org/10.1785/0220130073>
- Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H. A., Brenguier, F., & Stammer, K. (2017). Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. *Scientific Reports*, 7(1), 1–16. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-14468-9>
- Lesage, P., Carrara, A., Pinel, V., & Arámbula-Mendoza, R. (2018). Absence of Detectable Precursory Deformation and Velocity Variation Before the Large Dome Collapse of July 2015 at Volcán de Colima, Mexico. *Frontiers in Earth Science*, 6(July), 1–12. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00093>
- Lesage, P., Reyes-Dávila, G., & Arámbula-Mendoza, R. (2014). Large tectonic earthquakes induce sharp temporary decreases in seismic velocity in Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119, 4360–4376. <https://doi.org/10.1002/2013JB010884>
- Lin, F. C., Moschetti, M. P., & Ritzwoller, M. H. (2008). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 173(1), 281–298. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x>
- Liu, C., Aslam, K., & Daub, E. (2020). Seismic Velocity Changes Caused by Water Table Fluctuation in the New Madrid Seismic Zone and Mississippi Embayment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(8), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2020JB019524>
- Longuet-Higgins, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857), 1–35. <https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012>
- Luu, K. (2021). *disba: Numba-accelerated computation of surface wave dispersion*. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.5775195>
- Mao, S., Lecointre, A., van der Hilst, R. D., & Campillo, M. (2022). Space-time monitoring of groundwater fluctuations with passive seismic interferometry. *Nature Communications*, 13(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-022-32194-3>

- Medina Martínez, F. (1983). Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, México (1560–1980). *Geofísica Internacional*, 22(2), 157–178. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1983.22.2.877>
- Meier, U., Shapiro, N. M., & Brenguier, F. (2010). Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise. *Geophysical Journal International*, 181(2), 985–996. <https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.2010.04550.X>
- Mordret, A., Mikesell, T. D., Harig, C., Lipovsky, B. P., & Prieto, G. A. (2016). Monitoring southwest Greenland's ice sheet melt with ambient seismic noise. *Science Advances*, 2(5), 1–9. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501538>
- Murnaghan, F. D. (1937). Finite Deformations of an Elastic Solid. En *Source: American Journal of Mathematics* (Vol. 59, Número 2). <https://www.jstor.org/stable/2371405?seq=1&cid=pdf->
- Nakata, N., Gualtieri, L., & Fichtner, A. (2019). *Seismic Ambient Noise* (N. Nakata, L. Gualtieri, & A. Fichtner, Eds.; Vol. 13, Número April). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108264808>
- Niu, F., Silver, P. G., Daley, T. M., Cheng, X., & Majer, E. L. (2008). Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site. *Nature*, 454(7201), 204–208. <https://doi.org/10.1038/nature07111>
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 514–523. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<514:TRBQVI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<514:TRBQVI>2.0.CO;2)
- Norini, G., Capra, L., Groppelli, G., Agliardi, F., Pola, A., & Cortes, A. (2010). Structural architecture of the Colima Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(12). <https://doi.org/10.1029/2010JB007649>
- Olivier, G., Brenguier, F., Carey, R., Okubo, P., & Donaldson, C. (2019). Decrease in Seismic Velocity Observed Prior to the 2018 Eruption of Kīlauea Volcano With Ambient Seismic Noise Interferometry. *Geophysical Research Letters*, 46, 3734–3744. <https://doi.org/10.1029/2018GL081609>
- Pacheco, J. F., Bandy, W., Reyes-Dávila, G. A., Núñez-Cornú, F. J., Ramírez-Vázquez, C. A., & Barrón, J. R. (2003). The Colima, Mexico, earthquake (Mw 5.3) of 7



- March 2000: Seismic activity along the southern Colima rift. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(4), 1458–1467.  
<https://doi.org/10.1785/0120020193>
- Poupinet, G., Ellsworth, W. L., & Frechet, J. (1984). Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California ( USA). *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5719–5731.  
<https://doi.org/10.1029/JB089iB07p05719>
- Prawirodirdjo, L., Ben-Zion, Y., & Bock, Y. (2006). Observation and modeling of thermoelastic strain in Southern California Integrated GPS Network daily position time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(2), 1–10.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB003716>
- Ratdomopurbo, A., & Poupinet, G. (1995). Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical Research Letters*, 22(7), 775–778.
- Reyes Alfaro, G. (2010). *Estructura de la corteza bajo el Volcán de Colima. (Colima, México) por medio de funciones de receptor. Tesis de Maestría* [Tesis de Maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Reyes-Dávila, G. A., Arámbula-Mendoza, R., Espinasa-Pereña, R., Pankhurst, M. J., Navarro-Ochoa, C., Savov, I., Vargas-Bracamontes, D. M., Cortés-Cortés, A., Gutiérrez-Martínez, C., Valdés-González, C., Domínguez-Reyes, T., González-Amezcu, M., Martínez-Fierros, A., Ramírez-Vázquez, C. A., Cárdenas-González, L., Castañeda-Bastida, E., Vázquez Espinoza de los Monteros, D. M., Nieto-Torres, A., Campion, R., ... Lee, P. D. (2016). Volcán de Colima dome collapse of July, 2015 and associated pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 320(July 2015), 100–106.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.015>
- Richter, T., Sens-Schönfelder, C., Kind, R., & Asch, G. (2014). Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature-related seismic velocity changes in northern Chile with passive image interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6), 4747–4765.  
<https://doi.org/10.1002/2013JB010695>

- Rivet, D., Brenguier, F., & Cappa, F. (2015). Improved detection of preeruptive seismic velocity drops at the Piton de la Fournaise volcano. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6332–6339. <https://doi.org/10.1002/2015GL064835>
- Rodríguez-Elizarrarás, S. R. (1995). Estratigrafía y estructura del Volcán de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(1), 22–46.
- Roeloffs, E. A. (1988). Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *Journal of Geophysical Research*, 93(B3), 2107. <https://doi.org/10.1029/jb093ib03p02107>
- Roverato, M. (2012). *Estratigrafía, mecanismos disparadores, transporte y emplazamiento de dos depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima: comparación con el Volcán Taranaki (NZ)*. [Centro de Geociencias]. <https://www.yumpu.com/es/document/read/14754105/roverato-matteo-centro-de-geociencias-unam>
- Sánchez-Sesma, F. J., Carbajal-Romero, M., Rodríguez-Sánchez, J. E., Ávila-Carrera, R., & Rodríguez-Castellanos, A. (2018). Recuperación de la función de Green mediante ruido sísmico. *Investigación y Ciencia de la Universidad Autónoma de Aguascalientes*, 49–57.
- Sánchez-Sesma, F. J., Pérez-Ruiz, J. A., Luzón, F., Campillo, M., & Rodríguez-Castellanos, A. (2008). Diffuse fields in dynamic elasticity. *Wave Motion*, 45(5), 641–654. <https://doi.org/10.1016/j.wavemoti.2007.07.005>
- Saucedo, R., Macías, J. L., Gavilanes, J. C., Arce, J. L., Komorowski, J. C., Gardner, J. E., & Valdez-Moreno, G. (2010). Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 Plinian eruption of Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3–4), 149–166. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.01.011>
- Sens-Schönfelder, C., & Brenguier, F. (2019). Noise-based monitoring. En N. Nakata, L. Gualtieri, & A. Fichtner (Eds.), *Seismic Ambient Noise* (pp. 267–301). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108264808.011>
- Sens-Schönfelder, C., & Wegler, U. (2006). Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia.

- Geophysical Research Letters*, 33(21), 1–5.  
<https://doi.org/10.1029/2006GL027797>
- Shearer, P. M. (2009). *Introduction to Seismology* (2nd Edition). Cambridge University Press.
- Silver, P. G., Daley, T. M., Niu, F., & Majer, E. L. (2007). Active source monitoring of cross-well seismic travel time for stress-induced changes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1 B), 281–293.  
<https://doi.org/10.1785/0120060120>
- Snieder, R. (2004). Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Physical Review E - Statistical Physics, Plasmas, Fluids, and Related Interdisciplinary Topics*, 69(4), 8.  
<https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.046610>
- Spica, Z., Perton, M., & Legrand, D. (2017). Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 1–13.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.010>
- Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N. M. (2007). Traveltime measurements from noise correlation: Stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*, 171(1), 223–230. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x>
- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An Introduction To Seismology and Earth Structures*. Blackwell Publishing.
- Sychev, I. v., Koulakov, I., Egorushkin, I., Zhuravlev, S., West, M., el Khrepy, S., Al-Arifi, N., & Alajmi, M. S. (2019). Fault-Associated Magma Conduits Beneath Volcán de Colima Revealed by Seismic Velocity and Attenuation Tomography Studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 8908–8923.  
<https://doi.org/10.1029/2019JB017449>
- Talwani, P., Chen, L., & Gahalaut, K. (2007). Seismogenic permeability, ks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(7), 1–18.  
<https://doi.org/10.1029/2006JB004665>
- Tsai, V. C. (2011). A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations. *Journal of*

- Geophysical Research: Solid Earth*, 116(4), 1–9.  
<https://doi.org/10.1029/2010JB008156>
- Universidad Nacional Autónoma de México, I. d. G., S. S. Nacional. (2022). *Catálogo de sismos*. <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/#>
- Wang, B., Yang, W., Wang, W., Yang, J., Li, X., & Ye, B. (2020). Diurnal and Semidiurnal P- and S-Wave Velocity Changes Measured Using an Airgun Source. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(1).  
<https://doi.org/10.1029/2019JB018218>
- Wang, Q. Y., Brenguier, F., Campillo, M., Lecointre, A., Takeda, T., & Aoki, Y. (2017). Seasonal Crustal Seismic Velocity Changes Throughout Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10), 7987–8002.  
<https://doi.org/10.1002/2017JB014307>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 - Basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5). <https://doi.org/10.1190/1.3457445>
- Wapenaar, K., & Fokkema, J. (2006). Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, 71(4). <https://doi.org/10.1190/1.2213955>
- Weaver, R. L., & Lobkis, O. I. (2004). Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function (L). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 116(5), 2731–2734. <https://doi.org/10.1121/1.1810232>
- Yates, A. S. (2018). *Seismic velocity changes at White Island volcano, New Zealand, using ten years of ambient noise interferometry*. Victoria University of Wellington.
- Yates, A. S., Savage, M. K., Jolly, A. D., Caudron, C., & Hamling, I. J. (2019). Volcanic, Coseismic, and Seasonal Changes Detected at White Island (Whakaari) Volcano, New Zealand, Using Seismic Ambient Noise. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 99–108. <https://doi.org/10.1029/2018GL080580>
- Zhan, Z., Tsai, V. C., & Clayton, R. W. (2013). Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content. *Geophysical Journal International*, 194(3), 1574–1581. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt170>
- Zimmerman, R. W. (2000). *Micromechanics of Poroelastic Rocks*. 411–469.  
[https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1332-1\\_5](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1332-1_5)

Zobin, V. M., Arámbula, R., Bretón, M., Reyes, G., Plascencia, I., Navarro, C., Téllez, A., Campos, A., González, M., León, Z., Martínez, A., & Ramírez, C. (2015). Dynamics of the January 2013–June 2014 explosive-effusive episode in the eruption of Volcán de Colima, México: insights from seismic and video monitoring. *Bulletin of Volcanology*, 77(4), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0917-z>

Zobin, V. M., & Tellez, A. (2019). Precursors to intra-eruptive repose during the 1998–2019 lava dome-building eruption at Volcán de Colima, México. *Bulletin of Volcanology*, 81(8). <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1307-8>