



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Monitoreo volcánico en un par de
estaciones a partir de ruido
sísmico en el volcán Popocatépetl**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Delma Díaz Alcántara

DIRECTOR(A) DE TESIS

Dr. Martín Cárdenas Soto



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

*A la Facultad de Ingeniería y a la Universidad Nacional Autónoma de México que me han formado. A mi familia y a todas las personas con quienes coincidí alguna vez.
Es gracias a ustedes que esto es posible.*

AGRADECIMIENTOS ESPECIALES

Este trabajo ha sido gracias al apoyo de los proyectos UNAM:PAPIIT (IN117217) y PAPIIME (PE103918).

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, a la Facultad de Ingeniería y, a todos los profesores que me han formado a lo largo de toda mi vida. Pero especialmente, a mi asesor el Dr. Martín por todos sus consejos, su paciencia y por contagiarme de su amor por la sismología.

Gracias a mis papás y a mi hermana por todo en la vida, por las palabras bonitas y siempre estar conmigo. A mis abuelos, tíos y primos por todos los cafés que hemos tomado juntos, las tardes de historias y las aventuras que jamás olvidaré, gracias porque sin saberlo me hicieron sonreír en aquellos días difíciles.

Por último quiero agradecer a los amigos que siguen en mi vida pero también a los que no, porque todos me han dejado momentos bonitos que hoy forman parte de mi.

RESUMEN

En este trabajo, utilizo las técnicas de Interferometría Sísmica de Coda y Factor de Estiramiento para analizar datos sísmicos de las estaciones Canario, Colibrí, Tlamacas y Chiquipixtle, en el volcán Popocatepetl, adquiridos durante el año 2012 y 2013. Mi objetivo es extraer los cambios relativos en velocidad de ondas contenidas en la coda e inferir la existencia de premonitores volcánicos.

La Interferometría Sísmica de Coda es una técnica reciente que ha sido implementada como parte del monitoreo volcánico en diferentes partes del mundo. Consiste en obtener la respuesta del medio a partir de la correlación cruzada (Función de Green Empírica) del ruido sísmico ambiental registrado en un par de estaciones.

La técnica de Factor de Estiramiento permite obtener cambios relativos de velocidad sísmica (ondas de cuerpo o superficiales). Asume que una traza A es, en realidad la traza B pero desfasada y calcula el factor de correlación con distintos valores de desfase hasta encontrar el máximo valor de correlación.

Finalmente, realizo un análisis de resultados con base en registros de actividad sísmica (eventos Lp) y precipitación (mm/día), mostrando que el factor dv/v para algunos componentes tiene una relación inversa con la actividad sísmica (eventos Lp), en ciertos periodos de tiempo, sin embargo, son muy cortos para asegurar que tienen una relación inversa.

ABSTRACT

In this project, I use Seismic Noise Interferometry and Stretching Factor to analyze seismic data from Canario, Colibrí, Tlamacas and Chiquipixtle, Popocatépetl volcano, acquired in 2012 and 2013. I focused my analysis to measure seismic velocity changes and infer premonitors of volcanic activity.

The Seismic Noise Interferometry is a recent technique used as part of volcano monitoring in different parts of the world. It consists in obtaining the response of subsoil from the cross-correlation function (empirical Green's Function) in a pair of sensors.

The technique of Stretching Factor allows to obtain relative seismic velocity changes (body waves and surface waves). It assumes that a seismic record A is, the seismic record B but outdated and it calculates the correlation factor with different seismic outdated values to achieve the utmost correlation factor.

Finally, I perform a data analysis based in seismic activity (Lp's), precipitation rate (mm/day), revealing that dv/v factor in many components has an inverse relation with the seismic activity (Lp's), in certain cases, nevertheless, these are very brief periods of time to ensure an inverse relation.



Figura 1. Vista del Popocatépetl, 1934. Dr. Atl [museoblaisten.com].

Índice general

Índice de figuras	IX
1. Introducción	1
2. Marco teórico y geológico	5
2.1. El volcán Popocatepetl	5
2.2. Interferometría Sísmica	9
2.2.1. Interferometría Sísmica de Coda	13
2.2.1.1. Correlación cruzada de ventanas	15
2.2.2. Estimación de cambios relativos en velocidad de ondas sísmicas	17
2.2.2.1. Método de distorsión de tiempo dinámi- co (DTD)	19
2.2.2.2. Método de factor de estiramiento (dv/v)	23
2.2.3. Estudios previos	25
2.2.3.1. Antecedentes en el Popocatepetl	31
3. Metodología	35
3.1. Datos	35
3.2. Procesamiento	37
3.2.1. Procesamiento Previo	38
3.2.1.1. Extracción de la función de Green	40
3.2.2. Factor de estiramiento dv/v	42

4. Resultados	47
4.1. Par de estaciones PBM-PBP	48
4.1.1. 2012-2013	48
4.1.2. Resultados 2012	64
4.2. Discusión del aspecto social	71
5. Conclusiones	73
6. Referencias	75

Índice de figuras

1.	Vista del Popocatépetl, 1934. Dr. Atl [museoblaisen.com].	V
2.1.	Localización del volcán Popocatépetl, coordenadas 19 N, 98.38 S y una elevación de 5500 m.	6
2.2.	Columna estratigráfica de los últimos 23 000 años [Siebe et al., 1995; Siebe y Macías, 2004]	7
2.3.	Emplazamiento de los edificios [modificado de Robin y Boudal, 1987].	8
2.4.	Principales fallas y fracturas propuestas por De Cserna [Del Pozzo et al, 2017].	9
2.5.	Representación de dos fuentes N1 y N2 actuando en las posiciones X_s y X_s' ; A y B simbolizan dos receptores ubicados en x_A y x_B , respectivamente.	10
2.6.	(a) y (b) son señales registradas en los dos receptores, A y B respectivamente, las fuentes está a la izquierda de la estación A y a la derecha de la estación B. En (c) observamos la correlación cruzada de ambas señales [Wapenaar et al., 2010].	11

2.7.	Representación de dos fuentes N1 y N2 actuando en las posiciones X_s y X_s' e iniciando en $t=0$ s. Por otro lado, A y B son receptores. a) Tren de ondas es emitido por la fuente X_s y viaja sobre el eje x. b) y c) respuestas observadas (funciones impulso o deltas de Dirac) en los puntos X_A y X_B respectivamente. d) Correlación de impulsos en A y B, interpretada como la respuesta de una fuente en A, observada en B y viceversa. [Wapenaar et al., 2010]	13
2.8.	Representación de una señal $A(t')$ (línea continua de color negro) con centro en t y $A(t'+ts)$ (línea continua de color morado), donde ts representa el tiempo de retardo entre ambas señales y $2T$ es el tamaño de la ventana temporal.	16
2.9.	Trazas ejemplo con velocidades diferentes (Mikesell et al., 2014)	17
2.10.	La secuencia 1 es igual a la secuencia 2, pero desfazada, y viceversa.	20
2.11.	En rojo la función de distancia calculada y la línea continua en color negro es la recta obtenida de una regresión lineal. [Mikesell et al., 2015]	23
2.12.	Observamos una traza cualquiera, multiplicada por distintos factores τ , tal como lo propone la técnica descrita anteriormente. En el recuadro de la derecha se gráfica el factor de correlación en cada una de las trazas y la traza original (recuadro 4).	25
2.13.	Gráfica de los cambios en la velocidad de ondas tipo S, medidos en un par de estaciones. [modificado de Ratdomopurbo et al., 1995]	26

2.14. Panel superior: factor dv/v calculado (rojo) y modelo (azul). Panel inferior: precipitación diaria (barras azules) y cambios relativos en el nivel freático (línea color negro) [modificado de Sensschnfelder et al., 2006].	27
2.15. a) Precipitación, b) dv/v sin corrección y c) dv/v corregida por factor de precipitación. Líneas de color rojo indican periodos de lluvias más intensas registradas en la zona. [modificada de Rivet et al (2015)]	28
2.16. A) y B) son factores dv/v obtenidos a partir de diferentes pares de estaciones ubicadas en el volcán Piton, Francia; C) lluvias y D) sismicidad registrada en la zona. La zona sombreada señala cómo el factor dv/v decrece cuando la sismicidad aumenta. [modificada de DePlaen et al., 2016]	29
2.17. El color verde indica el factor dv/v obtenido de un par de estaciones ubicadas en la Ladera de Utiku. El color azul muestra los cambios relativos en nivel freático, y lluvias acumuladas por día en color rosa [Voisin et al., 2016].	30
2.18. El color azul presentan el factor dv/v calculado, las barras amarillas indican eventos eruptivos en Pu'u 'Ō'ō y en color negro el valor de la inclinación radial [modificada de Donalson et al., 2017].	31
2.19. Curvas de las estimaciones por hora de las variaciones dv/v para la parte causal (10-15 s) de las 9 componentes [Neri-Olivia, 2018].	32
2.20. Tasas de aceleración entre 1990 y 1994 [Modificado de De la Cruz et al., 2008].	33
2.21. Amplitudes sísmicas indicando saltos para algunas erupciones entre 1996 y 2001 [Modificado de De la Cruz et al., 2008].	33

3.1. Ubicación de las estaciones sísmicas	36
3.2. Ejemplo de matriz de correlaciones o correlogramas entre las estaciones PBM-PBP en su componente vertical.	41
3.3. Ejemplo de una ventana seleccionada en la parte causal de la matriz de correlaciones o correlogramas entre las estaciones PBM-PBP en su componente vertical. Las trazas están filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz	44
4.1. Los primeros 9 recuadros corresponden a las curvas del factor dv/v [%] para los 9 componentes del par de estaciones PBM-PBP, utilizando ventana de 5 a 7 s y filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El eje horizontal corresponde al día de registro y el factor de correlación es señalado por la barra de colores. En la parte inferior se anexa la información de la cantidad de lluvia acumulada por día y el conteo de eventos Lp, normalizados.	50
4.2. Los primeros 9 recuadros corresponden a las curvas del factor dv/v [%] para los 9 componentes del par de estaciones PBM-PBP, utilizando ventana de 11 a 13 s y filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El eje horizontal corresponde al día de registro y el factor de correlación es señalado por la barra de colores. En la parte inferior se anexa la información de la cantidad de lluvia acumulada por día y el conteo de eventos Lp, normalizados.	52

4.3. a) Estimación del factor dv/v para el componente zz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp.	54
4.4. a) Estimación del factor dv/v para el componente zt de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp.	56

4.5. a) Estimación del factor dv/v para el componente r_t de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. 57

4.6. a) Estimación del factor dv/v para el componente z_r de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. 59

4.7. a) Estimación del factor dv/v para el componente tt de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. 60

4.8. a) Estimación del factor dv/v para el componente rr de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. 62

4.9. a) Estimación del factor dv/v para el componente rz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. 63

4.10. a) Estimación del factor dv/v para el componente zz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017) . . . 66

- 4.11. a) Estimación del factor dv/v para el componente zr de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017) . . . 67
- 4.12. a) Estimación del factor dv/v para el componente rz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017) . . . 68

- 4.13. a) Estimación del factor dv/v para el componente z_t de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017) . . . 69
- 4.14. a) Estimación del factor dv/v para el componente r_t de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC esta señalado con un una escala de colores (Revisar capitulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017) . . . 70

Introducción

El volcán Popocatépetl (19 N, 98.38 O y 5500 m sobre el nivel del mar) se localiza en los límites territoriales de los estados de Puebla, Morelos y México. Desde Diciembre de 1994 y hasta la fecha, la actividad volcánica ha incrementado de manera evidente y se estima que en sus alrededores viven más de 30 millones de personas, convirtiéndose en uno de los volcanes más peligrosos del mundo. Por ello es importante explorar nuevas técnicas de monitoreo volcánico que puedan ayudar a reducir el riesgo de un evento volcánico.

El monitoreo volcánico consiste en la observación continua y permanente, mediante instrumentación especializada, de ciertos parámetros asociados con el aumento en la actividad volcánica, como eventos Lp, deformación de la estructura externa, etcétera. El objetivo es inferir los cambios que ocurren durante una reactivación volcánica, es decir, precursores o anomalías y, con base en dicha información,

prevenir a la población vulnerable [Espinasa et al., 2014].

El Servicio Sismológico Nacional (SSN), Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED) y el Instituto de Ingeniería de la UNAM operan alrededor de 28 estaciones sísmicas en el volcán y zonas aledañas que envían información continua al centro de monitoreo en el CENAPRED, donde es procesada y almacenada en bases de datos. El monitoreo del volcán Popocatepetl está conformado por cuatro aspectos:

a) Monitoreo visual: Es una técnica cualitativa basada en la observación a simple vista o bien, utilizando instrumentos ópticos para detectar cambios externos como zonas de derrumbes.

b) Monitoreo sísmico: Se utiliza para inferir el comportamiento interno del volcán, a partir de la actividad sísmica registrada en la zona con sismógrafos triaxiales.

c) Monitoreo geodésico: Utiliza inclinómetros para medir las deformaciones que sufre la estructura externa del volcán y se relacionan con los cambios ocurridos en la presión que ejerce el material en el interior de la cámara magmática.

d) Monitoreo geoquímico: Analiza aquellos materiales lanzados desde el interior del volcán, por ejemplo: gases, cenizas, cambios de PH, etc.

En la actualidad se han desarrollado técnicas basadas en el uso de ondas superficiales porque se consideran especialmente susceptibles ante cambios ocurridos en el estado de esfuerzos del medio.

Algunos países han implementado las técnicas de Interferometría Sísmica de Coda (ISC) y Factor de Estiramiento como parte del monitoreo volcánico, monitoreo del deslizamiento de laderas, etc. [M. Haney et al. 2014; De Plaen et al. 2016] y buscan obtener los cambios relativos en la velocidad de las ondas contenidas en la coda. Ambas técnicas asumen que la Tierra es una fuente inagotable de ondas superficiales y utilizan dos sensores que funcionan como un sistema fuente-receptor que genera una respuesta ficticia en ambos receptores simultáneamente. Posteriormente se obtienen los cambios relativos en la velocidad (dv/v) calculando el tiempo de retraso que existen entre cada una de las respuestas generadas con la técnica de ISC y una traza referencia.

El objetivo es explorar la coda sísmica de las correlaciones cruzadas de 4 sismógrafos triaxiales de banda ancha ubicadas en el Volcán Popocatepetl (Tlamacas (PBM), Canario (PBP), Chipiquixtle (PBX) y Colibrí (PBC)), con el fin de obtener cambios en velocidad relacionados con etapas eruptivas y la influencia de algunos eventos estacionales como lluvias, cambios en temperatura, etc.

Marco teórico y geológico

2.1. El volcán Popocatepetl

El volcán Popocatepetl o Montaña que húmea en Náhuatl, es uno de los volcanes más activos de México y se ubica en la parte oriental de la Faja Volcánica Mexicana. Colinda con los estados de Puebla, Morelos y Estado de México (fig.2.19) y cubre una área de 600 km^2 . Los expertos lo catalogan como un estrato-volcán de edad plio-cuaternaria que descansa sobre un basamento de rocas metamórficas y sedimentarias de edad Cretácica. Tiene 3 unidades litológicas en el volcán. La primera corresponde al edificio actual del volcán, una alternancia de lavas andesíticas, dasíticas y riolíticas con depósitos piroclásticos. Subyace la formación Tarango, compuesta por materiales piroclásticos y de acarreo. La tercera y más profunda, está constituida por vestigios de algunos volcanes monogenéticos que se ubican en la parte sur-oeste del volcán [Macías, 2005; Mosser et al., 1996; Pozzo et al., 2011].

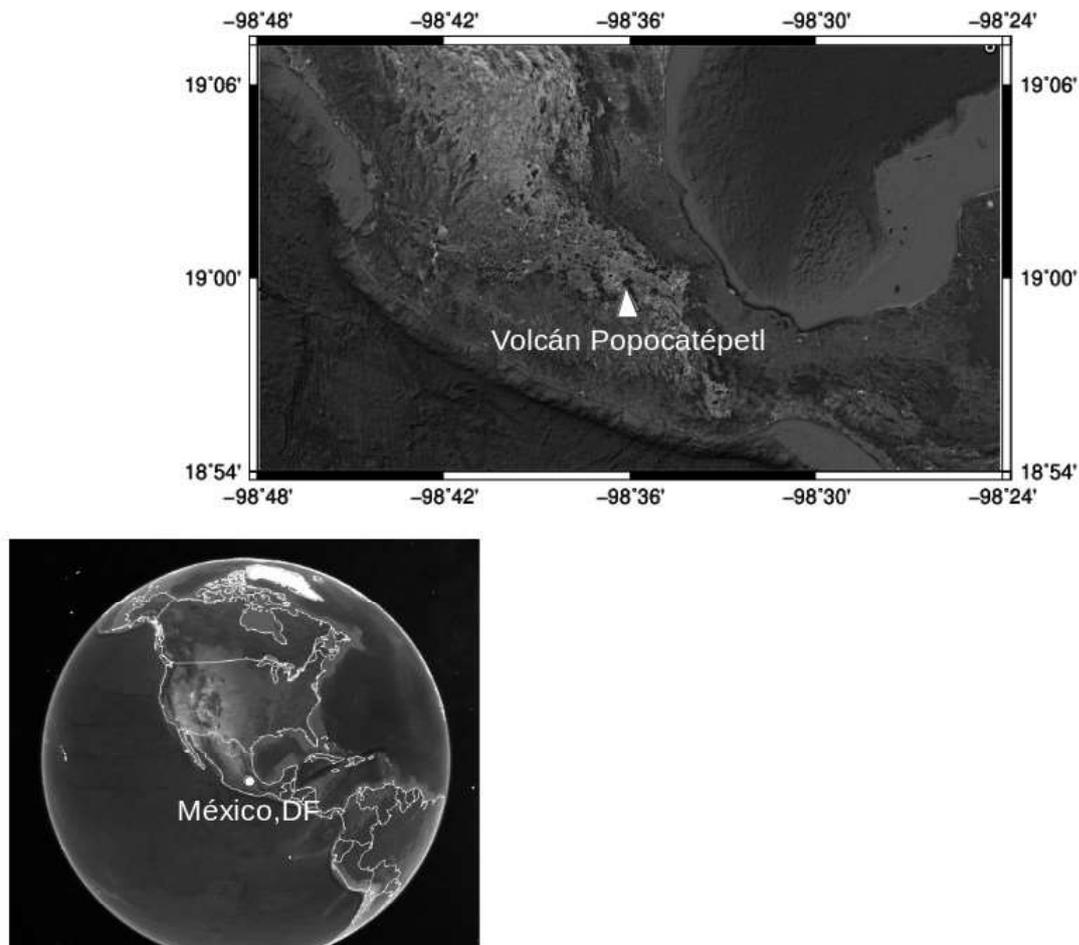


Figura 2.1. Localización del volcán Popocatépetl, coordenadas 19 N, 98.38 S y una elevación de 5500 m.

Hace 200 000 años el volcán Nexpayantla colapsó, formando una caldera y en su interior un nuevo edificio volcánico conocido como El Fraile, 40 000 años después una erupción destruyó la parte meridional del volcán. Finalmente, el edificio más reciente inició con un evento pliniano que depósito pómez de color blanco en la parte sur. Actualmente la estructura del Popocatépetl se constituye por

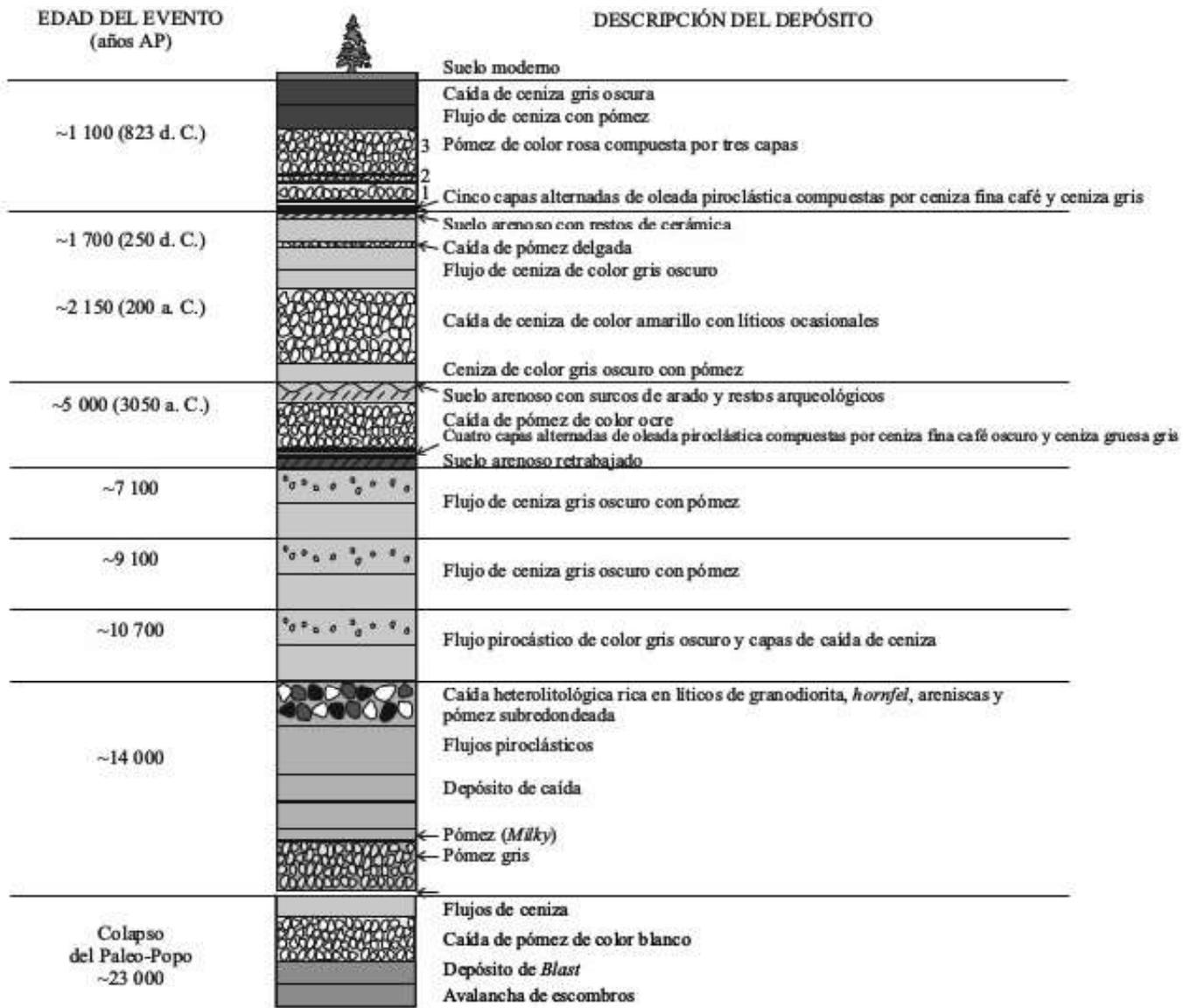


Figura 2.2. Columna estratigráfica de los últimos 23 000 años [Siebe et al., 1995; Siebe y Macías, 2004]

depósitos piroclásticos y coladas de lava andesítica-dacíticas, con algunos fenocristales de plagioclasa, hiperstena, augita, olivino y hornblenda con una matriz vítrea microcristalina (Fig. 2.4) [Macías et al, 2005].

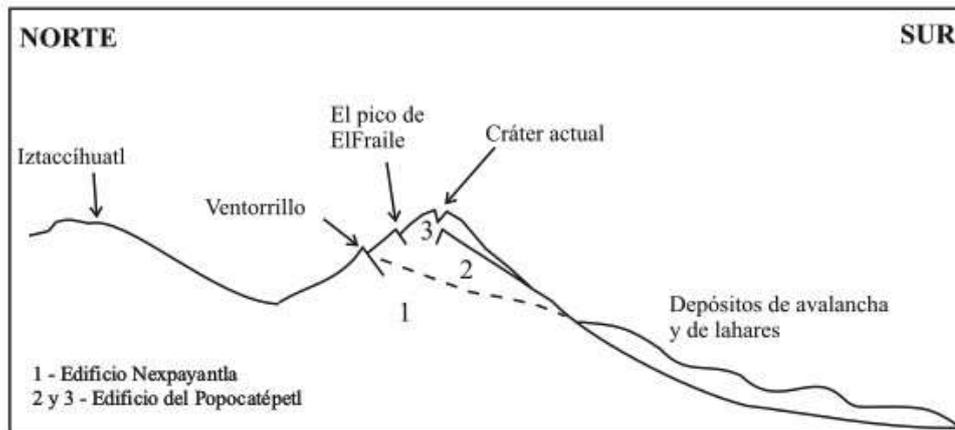


Figura 2.3. Emplazamiento de los edificios [modificado de Robin y Boudal, 1987].

De Cserna et al. (1988) propusieron en 1988 los principales sistemas de fallas y fracturas ubicados en el volcán y a continuación presento una breve descripción de ellos [Del Pozzo et al, 2017]:

- I) La falla Tochimisalco es un sistema de tipo normal que corre de N-S e inicia en el cráter del volcán. La segunda es la falla Tetela, se ubica en la parte sureste y tiene una dirección NE-SW.
- II) Las fallas Atexca y Tlamacas son transcurrentes dextrales. Esta última delimita la parte norte del Paleovolcán Nexpayantla.
- III) La fractura Tlaltezompa con dirección NE-SW, cruza el cráter y la parte central del pico el Fraile.
- Iv) La falla Nexpayantla (NW-SE) forma una barranca que recibe el mismo nombre.

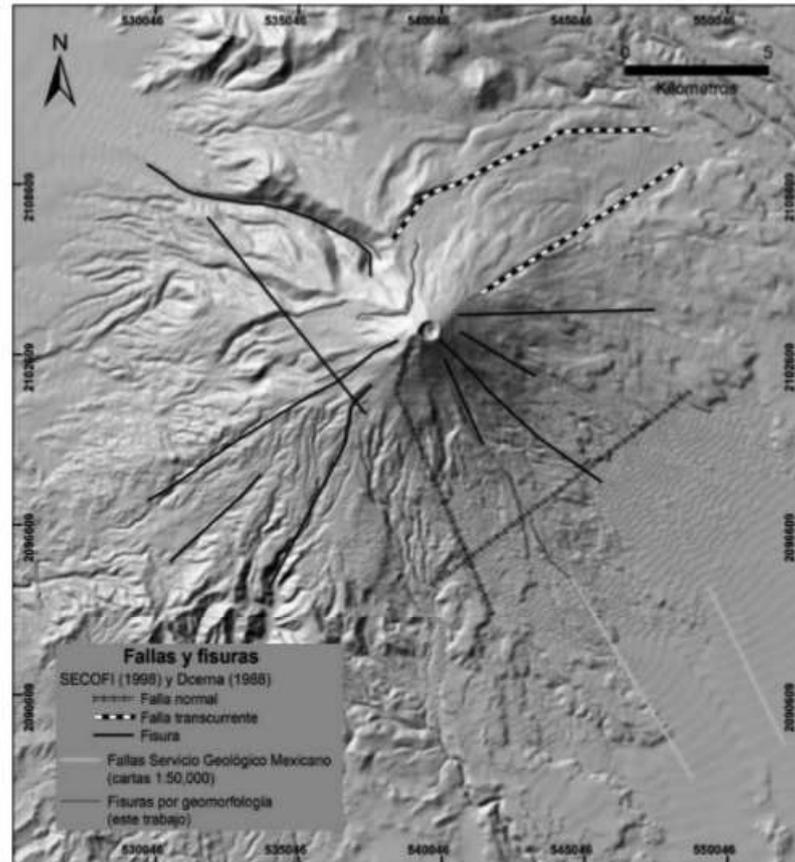


Figura 2.4. Principales fallas y fracturas propuestas por De Cserna [Del Pozzo et al, 2017].

2.2. Interferometría Sísmica

Claerbout et al. (1968) introdujo el término de interferometría sísmica (IS) en 1968 y nos permite extraer de manera indirecta la función de Green o función de transferencia que nos proporciona información de las propiedades elásticas del medio [Waapenaar et al., 2006 y Wapenaar and Fokkema, 2010]. Este principio supone que la Tierra es una fuente continua e inagotable de ondas sísmicas que

se propagan en todas direcciones, y toma como base la dispersión múltiple debido a heterogeneidades en la corteza terrestre. La adquisición de datos se realiza con una fuente activa o pasiva y en ambos casos, se obtiene una función que se interpreta como la respuesta sísmica en uno de los receptores, simulando que el otro es una fuente virtual y viceversa (Fig. 2.5) [Waapenaar et al., 2006].

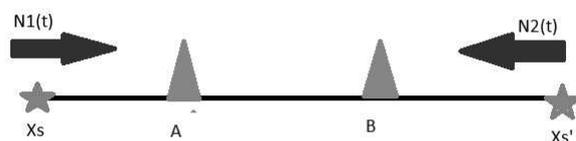


Figura 2.5. Representación de dos fuentes $N1$ y $N2$ actuando en las posiciones X_s y $X_{s'}$; A y B simbolizan dos receptores ubicados en x_A y x_B , respectivamente.

Considerando la derivación analítica para modelos de propagación, la función de Green se define como la derivada direccional de la función de correlación cruzada de las respuestas temporales en un par de estaciones, con respecto al tiempo y es equiparable a una función impulso o delta de Dirac (fig. 2.6a y 2.6b) [Sabra et al., 2005; Wapenaar et al., 2010]. Esta respuesta supone que ondas elásticas viajan en una sola dirección y ambos receptores funcionan como un sistema fuente-receptor, simultáneamente [Wapenaar et al., 2010; Campillo and Ann Paul, 2003].

En términos de la función de Green y considerando una fuente

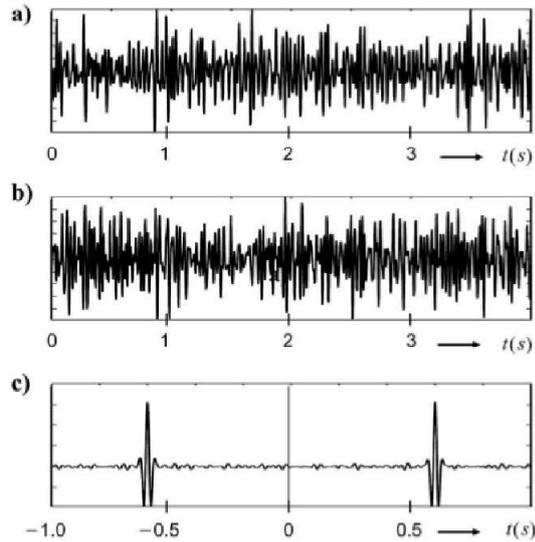


Figura 2.6. (a) y (b) son señales registradas en los dos receptores, A y B respectivamente, las fuentes está a la izquierda de la estación A y a la derecha de la estación B. En (c) observamos la correlación cruzada de ambas señales [Wapenaar et al., 2010].

ubicada en X_S , a la izquierda de A:

* $G(X_A, X_S, t)$ es la respuesta captada en A, debido a la señal emitida por una fuente llamada S ubicada en X_S .

* $G(X_B, X_S, t)$ es la respuesta captada en B, debido a la señal emitida por una fuente llamada S ubicada en X_S .

Es posible representar las respuestas $G(X_A, X_S, t)$ y $G(X_B, X_S, t)$ como una función impulso $\delta(t)$, a partir de la correlación cruzada entre la respuesta temporal obtenida en cada una de las estaciones (A y B).

* $G(X_A, X_S, t) = \delta(t - t_A)$, con $t_A = \frac{x_A - x_S}{c}$.

* $G(X_B, X_S, t) = \delta(t - t_B)$, con $t_B = \frac{x_B - x_S}{c}$.

La correlación de las funciones de Green en X_A y X_B se puede denotar como:

$$G(x_A, x_s, t) * G(x_B, x_s, -t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + t')dt, \quad (2.1)$$

donde el * se refiere a la convolución de ambos términos, sin embargo el tiempo negativo (-t) convierte a esta operación en una correlación cruzada y sustituyendo las funciones de Green por funciones impulso.

$$\int \delta(t + t' - t_A)\delta(t' - t_B)dt' = \delta(t - (t_A - t_B)) = \delta(t - (x_A - x_B)/c) \quad (2.2)$$

La ecuación anterior reproduce la correlación cruzada de la respuesta en X_A , cuando la fuente del tren de ondas elástico se encuentra en X_B , y si la fuente de ondas se ubica a la izquierda del receptor A (X_A) la ecuación anterior se expresa como:

$$G(x_B, x_A, t) = G(x_B, x_S, t) * G(x_a, x_S, -t) \quad (2.3)$$

Lo anterior se observa gráficamente en la figura 2.7, donde: a) dos trenes de ondas emitidos simultáneamente por las fuentes A y B; b) la función impulso t_A en X_A con la fuente ubicada a la derecha de B; c) la función impulso t_B en X_B si la fuente se encuentra a la derecha

de B. Finalmente, en d) se muestran los impulsos resultado de la correlación cruzada entre las 4 respuestas obtenidas anteriormente,

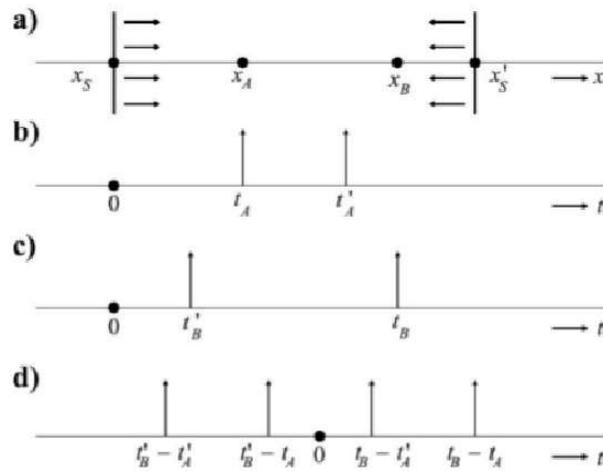


Figura 2.7. Representación de dos fuentes $N1$ y $N2$ actuando en las posiciones X_S y $X_{S'}$ e iniciando en $t=0$ s. Por otro lado, A y B son receptores. a) Tren de ondas es emitido por la fuente X_S y viaja sobre el eje x . b) y c) respuestas observadas (funciones impulso o deltas de Dirac) en los puntos X_A y X_B respectivamente. d) Correlación de impulsos en A y B , interpretada como la respuesta de una fuente en A , observada en B y viceversa. [Wapenaar et al., 2010]

2.2.1. Interferometría Sísmica de Coda

La coda o campo difuso de una onda sísmica es la parte final de un sismograma producido por un terremoto [Campillo et al., 2003] y contiene ondas de diferentes frecuencias que viajan en todas direcciones, como resultado de dispersión múltiple. Por tanto, es más sensible a los cambios en el medio y menos susceptible a fluctuaciones espaciales y temporales de la fuente de ruido. Estas ondas

son llamadas dispersivas porque su velocidad de fase depende directamente de la frecuencia y son generadas por heterogeneidades distribuidas en la corteza terrestre [Aki et al., 1969].

Existen dos modelos para este tipo de ondas, el primero considera que la dispersión es un proceso lento y la pérdida de energía no es constante. El segundo modelo es llamado Campos Difusos, y considera que la energía de dispersión es un proceso de difusión [Aki et al., 1979]. Es decir, que las ondas viajan en todas direcciones.

La interferometría sísmica (IS) de coda es una técnica que aprovecha el decaimiento temporal de las ondas superficiales para inferir la dispersión del medio. Propone que el medio dispersivo funciona como una función de transferencia [Sneider et al., 2006] y sus propiedades dispersivas no cambian con la velocidad de propagación, posición de heterogeneidades o tipo de fuente. Esta técnica asume que cada una de las perturbaciones o heterogeneidades localizadas en el medio causan un cambio en la fase y en el ángulo de refracción [Donaldson et al., 2017].

Para medir cambios entre un campo difuso de ondas perturbadas y no perturbadas se utiliza la función de correlación,

$$R(t_s) = \frac{\int_{t+T}^{t+T} u(t')w(t' + t_s)dt'}{\sqrt{\int_{t+T}^{t+T} u(t')dt' \int_{t+T}^{t+T} u(t' + t_s)dt'}} \quad (2.4)$$

en esta expresión t_s se refiere al tiempo de retardo (t_s) entre las ondas perturbadas y no perturbadas. La función de correlación se calcula a lo largo de una ventana temporal de tamaño $2T$ y con centro en t [Sneider et al., 2006] como muestra la figura 2.8. ASÍ, las perturbaciones pequeñas (infinitesimales) presentes en tiempos de arriba de cada una de las ondas contenidas en la coda, pueden ser medidas y utilizadas para obtener cambios relativos de velocidad del campo difuso [Donaldson et al., 2017].

2.2.1.1. Correlación cruzada de ventanas

El propósito de este análisis es detectar pequeños cambios relativos que ocurren en velocidad de ondas S. Para ello utilizamos los sismogramas completos y asumimos que una traza es una versión desfasada de otra (Fig. 2.8), es decir que el factor de correlación $CC(\tau)$ será igual a 1 cuando se corrige el desfase t_s [Ratdomopurbo et al., 1995].

Ratdomopurbo et al. (1995) proponen la siguiente metodología:

I) Necesitamos dos trazas y seleccionar un intervalo de tiempo para

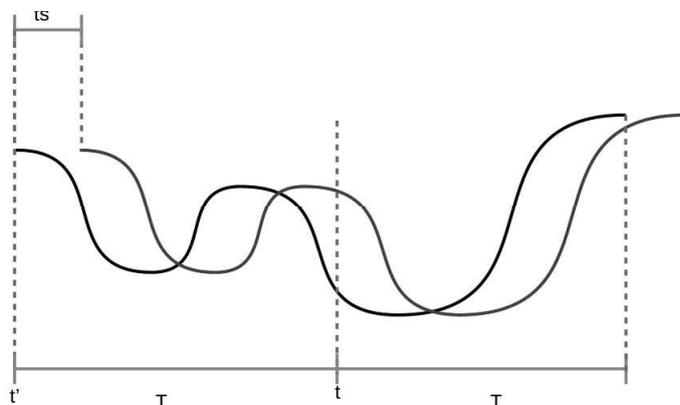


Figura 2.8. Representación de una señal $A(t')$ (línea continua de color negro) con centro en t y $A(t'+ts)$ (línea continua de color morado), donde ts representa el tiempo de retardo entre ambas señales y $2T$ es el tamaño de la ventana temporal.

realizar el ventaneo en ambas formas de onda.

II) Proponemos un vector arbitrario de retrasos llamado τ y haciendo uso de la ecuación 2.5, seleccionamos el τ donde el valor de CC_{max} sea máximo.

$$CC(\tau) = \frac{\int_{t_1}^{t_2} u_o(t)u(t + \tau)dt}{\sqrt{\int_{t_1}^{t_2} u_o(t)dt \int_{t_1}^{t_2} u(t)dt}} \quad (2.5)$$

Cuando dos trazas tienen velocidades similares, por ejemplo 6 y 5.94 km/s, el factor de correlación será mayor en una ventana de 1 a 2 s porque el desfase es menor que en la ventana de 2 a 3 s, pero nunca será igual a 1 (Fig. 2.9). Entonces, es claro que dos trazas no son versiones desplazadas una de la otra.

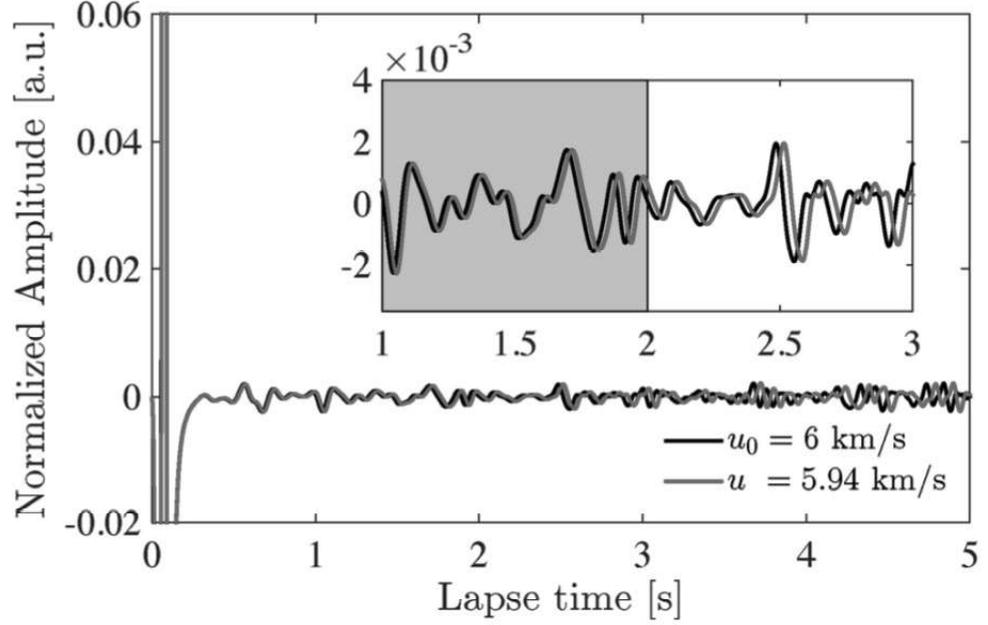


Figura 2.9. Trazas ejemplo con velocidades diferentes (Mikesell et al., 2014)

De acuerdo con Mikesell et al. (2015) el valor de τ_{max} se encuentra asociado con el valor máximo de correlación CC_{max} y podemos obtener el factor dv/v , utilizando el tiempo medio de la ventana de análisis como $t_{mid} = t_1 + (t_2 - t_1)/2$. Por ejemplo, si sustituimos $\tau_{max}=0.01$ y $t_{mid}=1.5$ en la ecuación 2.10, obtenemos:

$$\frac{\tau_{max}}{t_{mid}} = \frac{0.01}{1.5}(100) = 0.66\% = \frac{-\Delta V}{V} \quad (2.6)$$

2.2.2. Estimación de cambios relativos en velocidad de ondas sísmicas

En algunos campos de la geofísica, el monitoreo de los cambios temporales en velocidad de ondas de cuerpo y superficiales es de

gran importancia porque es posible relacionarlos con eventos sísmicos, variaciones en presión litostática, saturación de fluidos, etcétera [Sens-Schönfelder et al.,2006; Ratdomopurbo et al., 1995; Campillo and Ann Paul, 2003].

Haney et al., (2014) proponen para un semiespacio homogéneo y poco dispersivo, que el tiempo de viaje en una trayectoria determinada está definido por la ecuación 2.7 dónde d es la distancia recorrida.

$$t = \frac{d}{v} \quad (2.7)$$

La velocidad del medio V cambia en proporción ΔV en función de una perturbación en el medio. Si la localización de los sensores no cambia, la distancia de cada trayectoria será siempre la misma y debido a que los cambios en el tiempo dependen de un Δv ,

$$t + \Delta t = \frac{d}{v + \Delta v} \quad (2.8)$$

que los cambios son muy pequeños y considerando series de Taylor en primer orden, la ecuación 2.8 queda de la siguiente forma

$$t + \Delta t = \frac{d}{v} \left(\frac{d}{v + \Delta v} \right) \quad (2.9)$$

Finalmente, si combinamos las expresiones 2.8 y 2.9, obtenemos la ecuación 2.10, que relaciona cambios fraccionales del tiempo de viaje (dt/t) con el negativo de cambios fraccionales de velocidad (dv/v), reportada por Ratdomopurbo and Poupinet. (1995), dicha ecuación se puede aplicar a ondas directas y también a la coda de la señal.

$$\frac{\Delta t}{t} = -\frac{\Delta v}{v} \quad (2.10)$$

De acuerdo con Duputel et al. (2009) existen tres métodos para evaluar cambios dv/v :

- a) Correlación cruzada de ventanas
- b) Método de estiramiento
- c) Alineamiento temporal dinámico

2.2.2.1. Método de distorsión de tiempo dinámico (DTD)

El método DTD o DTW (Dinamic Time Warping), por sus siglas en inglés es descrito por Mikeseell et al. (2015) y Müller et al. (2007). Se define como un método de estiramiento no lineal y busca conseguir un factor tiempo $s(t)$ que minimiza el desfase que existe entre dos trazas $u(t)$ y $u_o(t')$, donde $t' = t + s(t)$.

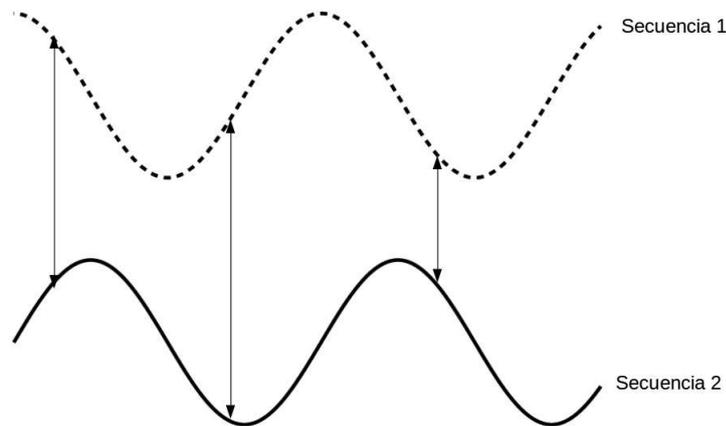


Figura 2.10. La secuencia 1 es igual a la secuencia 2, pero desfasada, y viceversa.

I) Inicia con la propuesta de una función error entre ambas trazas:
 $e(t, \tau) = (u(t) - u_0(t - \tau))^2$, τ es un vector de retrasos temporales, definido arbitrariamente, y cuyo intervalo es igual al muestreo de la señal ($dt = d\tau$).

II) El segundo paso es la construcción de una función distancia $d(t, \tau)$:

$$d(t_1, \tau) = e(t_1, \tau), \quad (2.11)$$

$$d(t_1, \tau) = e(t_1, \tau) + \min \begin{cases} d(t_{i-1}, \tau_{j-1}) \\ d(t_{i-1}, \tau_j) \\ d(t_{i-1}, \tau_{j+1}) \end{cases} \quad (2.12)$$

para $i= 2,3\dots N$, donde N es número de muestras en dos trazas y $j=1,2\dots(M-1)$, donde M es número de elementos en el vector τ y la distancia mínima acumulada D se obtiene en el máximo tiempo de muestro N .

$$D = \min[d(t_N, \tau)] \quad (2.13)$$

La distancia mínima se calcula con la ecuación 2.12 y los parámetros D y τ , mientras la función dinámica $s(t)$ que minimiza la distancia entre dos trazas se puede obtener realizando el proceso de manera recursiva.

El factor $s(t)$ obtenido es un vector de retrasos que se vinculan con los mínimos desfases entre $u(t)$ y $u_0(t)$ y está sujeto a las siguientes restricciones:

- a) La máxima distancia de comparación es $\pm\tau_{max}$.
- b) El máximo intervalo es dt , donde dt es el intervalo de muestreo en las trazas y entonces $(|s(t_i) - s(t_i - 1)| \geq dt)$.

De la ecuación 2.12, la máxima perturbación de velocidad es del 100 %. Sin embargo, en la realidad esto no es posible. Por tanto, Mikesell et al. (2015) realizaron una modificación y agregan el parámetro $b \geq 2$ como se muestra en la ecuación 2.14.

$$d(t_1, \tau) = e(t_1, \tau) + \min \begin{cases} d(t_{i-1}, \tau_{j-1}) + \sum_{c=i-1}^{i-b+1} e(t_c, \tau_{j-1}) \\ d(t_{i-1}, \tau_j) \\ d(t_{i-1}, \tau_{j+1}) + \sum_{c=i-1}^{i-b+1} e(t_c, \tau_{j+1}) \end{cases} \quad (2.14)$$

La optimización DTD (ec. 2.14) propone un valor $dt = d\tau * b$ que sustituye en el inciso b) de las restricciones que se mencionaron anteriormente, para obtener el rango $|s(t_i) - s(t_i - 1)| \geq \frac{dt}{b}$ que limita la máxima perturbación de la velocidad sísmica. Finalmente, se construye una gráfica con el tiempo $t(i)$ en el eje x , el vector de retrasos τ en y y la función distancia $d(t, \tau)$ en z como se muestra en la figura 2.12. El factor dv/v corresponde a la pendiente de la recta [Mikesell et al., 2015].

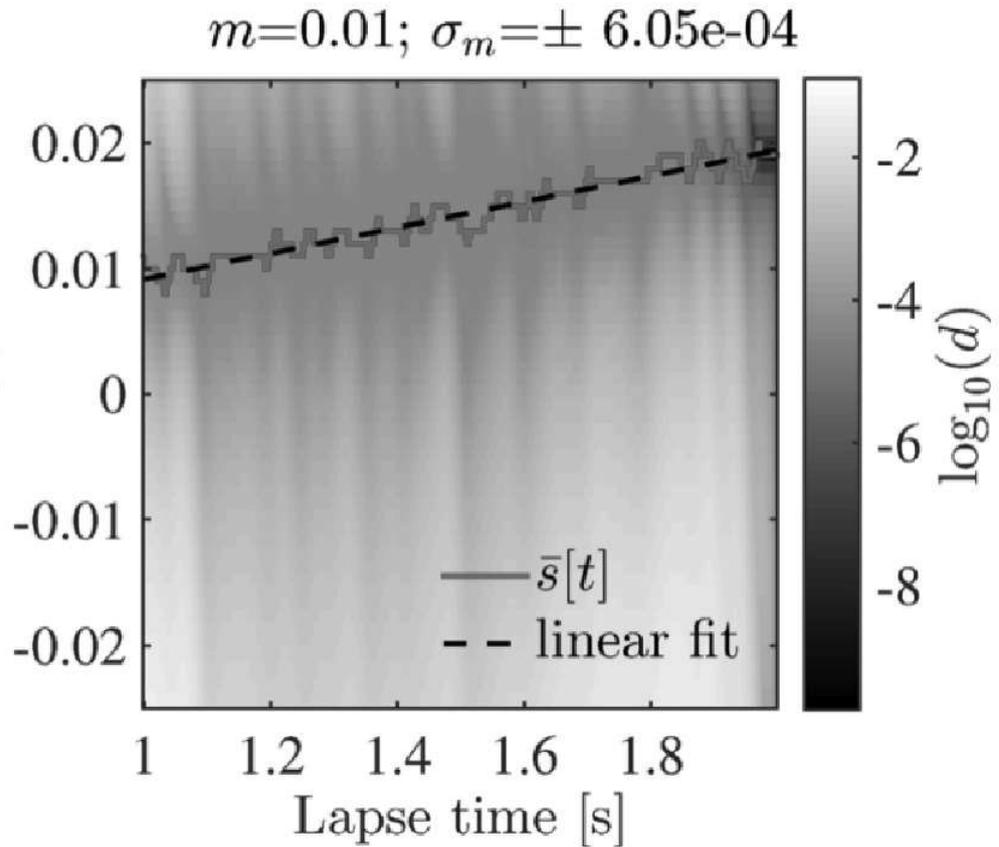


Figura 2.11. En rojo la función de distancia calculada y la línea continua en color negro es la recta obtenida de una regresión lineal. [Mikesell et al., 2015]

2.2.2.2. Método de factor de estiramiento (dv/v)

El método de factor de estiramiento (dv/v) asume que una traza es una versión desfasada de otra. Utiliza una relación lineal $\tau = t\epsilon$, donde ϵ se refiere al factor que es necesario estirar o comprimir una de las trazas para conseguir el mejor ajuste. Este factor está relacionado con la perturbación en la velocidad de las ondas superficiales

(Ec. 2.15) que, de acuerdo con Sens-Schönfelder et al. (2006) se trata de una perturbación homogénea.

$$\epsilon = -\Delta V/V \quad (2.15)$$

La estimación del mejor factor dv/v consiste en evaluar diferentes valores de ϵ en la ecuación 2.16 y buscar el valor donde se obtiene el mejor coeficiente de correlación $CC(\epsilon)$ entre ambas trazas [Mikesell et al., 2015].

$$CC(\epsilon) = \frac{\int_{t_1}^{t_2} u_o(t)u(\tau)dt}{\sqrt{\int_{t_1}^{t_2} u_o(t)dt \int_{t_1}^{t_2} u(\tau)dt}}, \text{ donde } \tau' = t(1 + \epsilon). \quad (2.16)$$

Esta técnica requiere que una o dos estaciones sísmicas registren de manera permanente y continua, incluso, en ausencia de fuentes activas [Sens-Schönfelder et al., 2006].

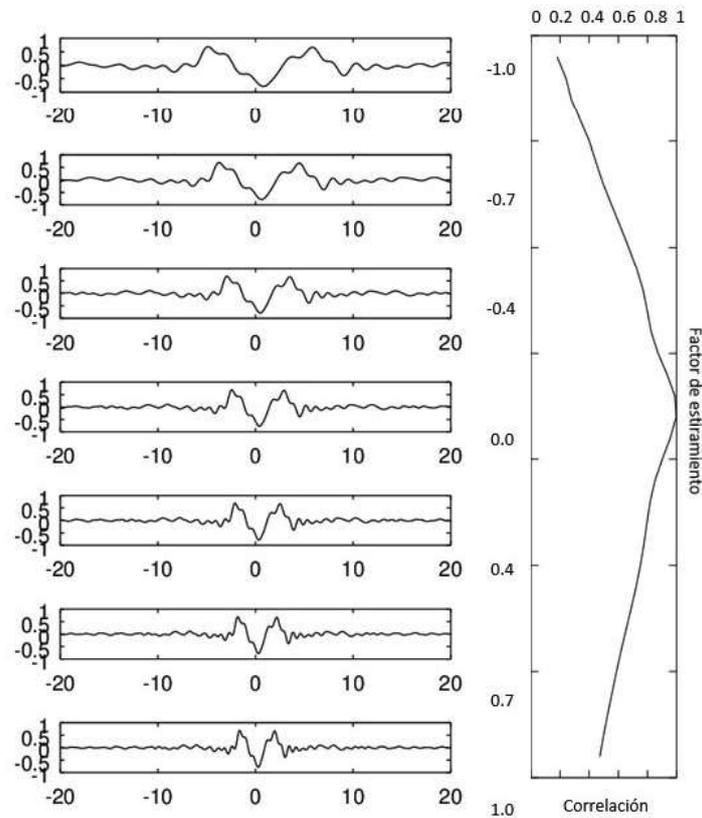


Figura 2.12. Observamos una traza cualquiera, multiplicada por distintos factores τ , tal como lo propone la técnica descrita anteriormente. En el recuadro de la derecha se gráfica el factor de correlación en cada una de las trazas y la traza original (recuadro 4).

2.2.3. Estudios previos

Diversos autores han aplicado la técnica de Interferometría Sísmica para extraer los cambios temporales de la velocidad (dv/V) de las ondas sísmicas como parte de un protocolo de monitoreo volcánico. Ratdomopurbo et al. (1995) es uno de los pioneros en el uso de esta técnica y logró extraer los cambios en la velocidad (dv/v) de ondas S

en el volcán Merapi, Indonesia. Los resultados mostraron que la velocidad se mantiene estable entre enero y abril de 1991, seguido por un incremento durante los meses de abril a septiembre del año 1991.

Ratdomopurbo et al. (1995) suponen que la velocidad aumenta en la zona cercana a la cámara magmática y lo relacionaron a cambios en el estado de los fluidos magmáticos por la presencia del magma proveniente de la corteza inferior. También, refieren que la mayoría de los cambios ocurren durante los meses de mayo y junio, casi 8 meses antes del gran evento eruptivo ocurrido el 2 de febrero de 1991 y en sus conclusiones lo llaman "periodo precursor a la erupción" (Fig. 2.13).

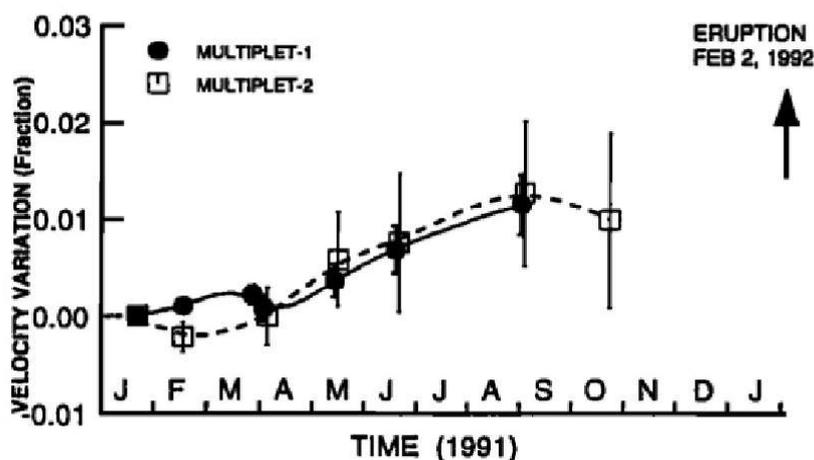


Figura 2.13. Gráfica de los cambios en la velocidad de ondas tipo S, medidos en un par de estaciones. [modificado de Ratdomopurbo et al., 1995]

Seschenfelder et al. (2006) aplican la técnica de Interferometría Sísmica de Coda y sugieren que los cambios en la velocidad de ondas superficiales en el volcán Merapi, de 1998 a 1999, están fuertemente influenciados por eventos estacionales como las temporadas de lluvias y luego de analizar sus resultados reportaron cierta periodicidad que coincidía con la cantidad de lluvia acumulada (mm/d) como muestra la figura 2.14. Concluyen que es importante considerar los efectos hidrológicos cuando se aplica la técnica de ISC en el análisis de cambios en el estado de esfuerzos de un volcán.

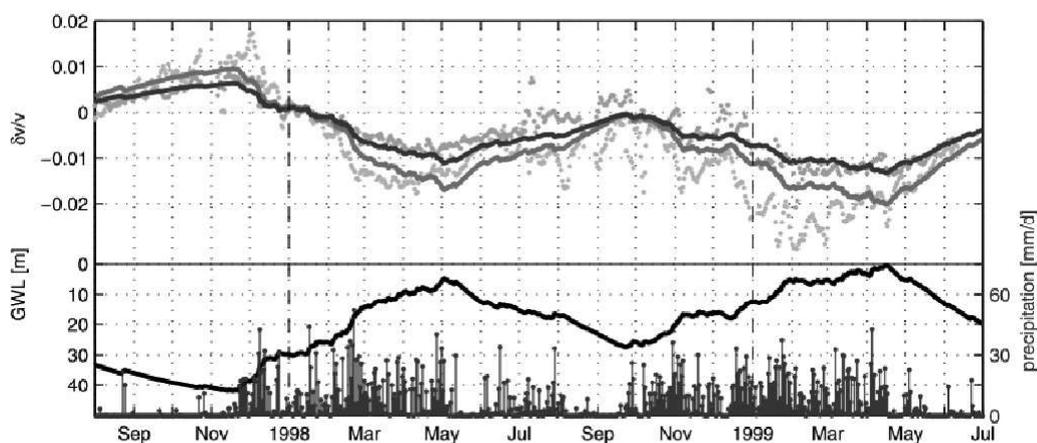


Figura 2.14. Panel superior: factor dv/v calculado (rojo) y modelo (azul). Panel inferior: precipitación diaria (barras azules) y cambios relativos en el nivel freático (línea color negro) [modificado de Sensschnfelder et al., 2006].

Años más tarde, Rivet et al. (2015) utilizaron registros de estaciones sísmicas (del 2009 al 2015) ubicadas en el volcán Piton de la

Fournaise, en Francia, para identificar las señales precursoras relacionadas con ascenso del magma antes de un evento eruptivo y en sus resultados muestran que los cambios en velocidad (dv/v) decrecen debido a la interacción entre la actividad magmática y el edificio volcánico, concluyendo que los cambios observados están influenciados por eventos estacionales como lluvias, y proponen una corrección con base en la presión de poro registrada en la zona de estudio (Fig. 2.15).

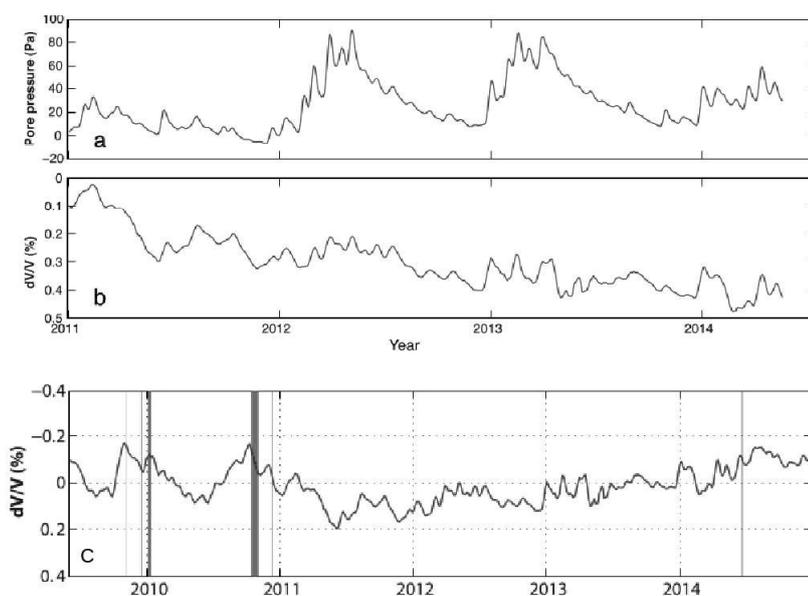


Figura 2.15. a) Precipitación, b) dv/v sin corrección y c) dv/v corregida por factor de precipitación. Líneas de color rojo indican periodos de lluvias más intensas registradas en la zona. [modificada de Rivet et al (2015)]

En 2016 De Plaen et al. realizaron una prueba en el volcán Piton localizado en la Isla Reunión en Francia utilizando el ruido sísmico

registrado por una estación sísmica en el 2014. En su trabajo también resaltan la influencia que tienen factores como las lluvias, en estimaciones del factor dv/v y concluyen que dicho factor disminuye con el aumento de la actividad sísmica (Fig. 2.16).

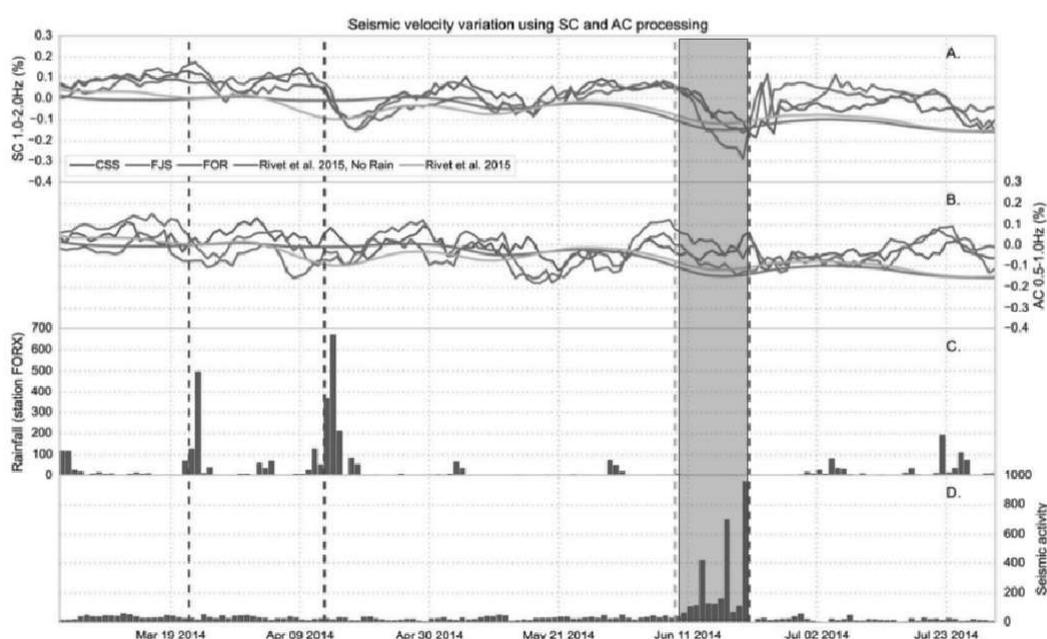


Figura 2.16. A) y B) son factores dv/v obtenidos a partir de diferentes pares de estaciones ubicadas en el volcán Piton, Francia; C) lluvias y D) sismicidad registrada en la zona. La zona sombreada señala cómo el factor dv/v decrece cuando la sismicidad aumenta. [modificada de DePlaen et al., 2016]

Voisin et al. (2016) estimaron el factor dv/v para una ladera ubicada en Utiku, Nueva Zelanda, y reportaron que los cambios relativos en velocidad de las ondas superficiales (dv/v) son proporcionales a cambios relativos en el nivel freático de la zona. Esto lo atribuyeron a dos factores: a) cambios en el medio y b) cambios en

propiedades de fuentes de ruido (Fig. 2.17).

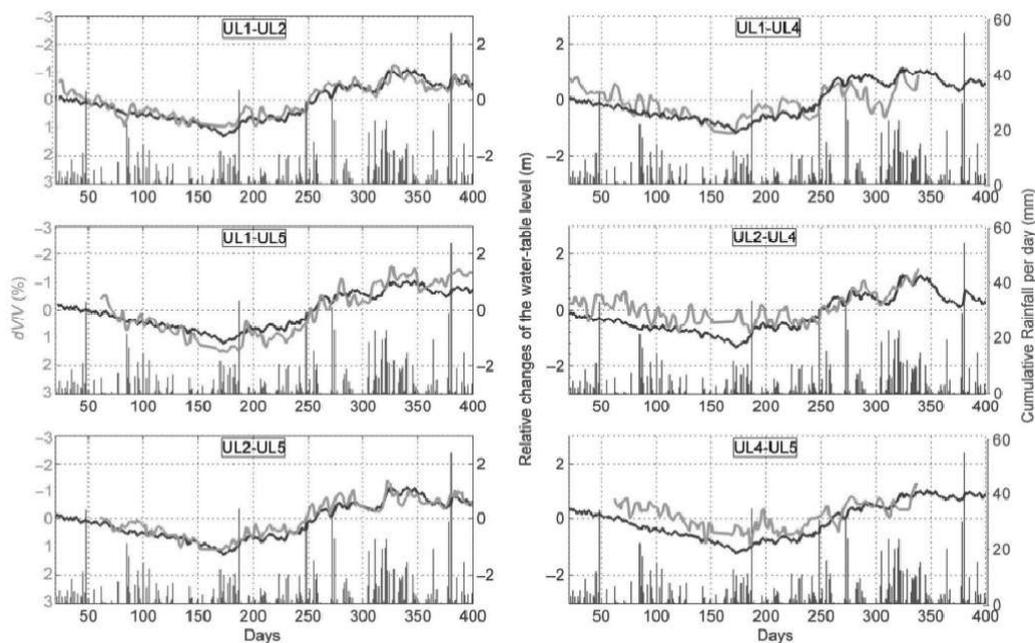


Figura 2.17. El color verde indica el factor dv/v obtenido de un par de estaciones ubicadas en la Ladera de Utiku. El color azul muestra los cambios relativos en nivel freático, y lluvias acumuladas por día en color rosa [Voisin et al., 2016].

Donaldson et al. (2017) realizó uno de los trabajos más recientes en el volcán Kilauea (de Junio del 2011 a Noviembre del 2015). Ellos utilizaron las series temporales del factor dv/v , obtenidos a partir de las ondas directas, y los registros de inclinómetros para buscar una relación entre ambos parámetros. En sus resultados mostraron que el del factor dv/v aumenta cuando la medición en el inclinómetro disminuye y lo asociaron a un decremento en actividad sísmica o en presión interna del volcán. También señalan que las ondas directas

tienen mayor influencia de cambios ocurridos en el interior del volcán y las ondas superficiales son mayormente afectadas por fenómenos estacionales (lluvias, cambios en presión y temperatura, etc.).

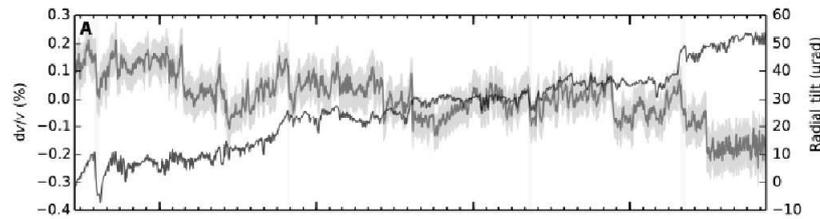


Figura 2.18. El color azul presentan el factor dv/v calculado, las barras amarillas indican eventos eruptivos en Pu'u 'Ō'ō y en color negro el valor de la inclinación radial [modificada de Donalson et al., 2017].

2.2.3.1. Antecedentes en el Popocatepetl

Neri-Olivia (2018) realizó una prueba con las técnicas Interferometría Sísmica de Coda (ISC) y Factor de Estiramiento, utilizando datos registrados en las estaciones Canario y Chipiquixtle durante el mes de junio, 2012. Analizó dos ventanas, una en la parte causal (10 a 15 s) y otra en la anticausal (-10 a -15 s).

En sus resultados dijo no haber encontrado una relación entre los 9 componentes analizados y tampoco reportó una correlación con los sismos registrados en el volcán durante el tiempo analizado.

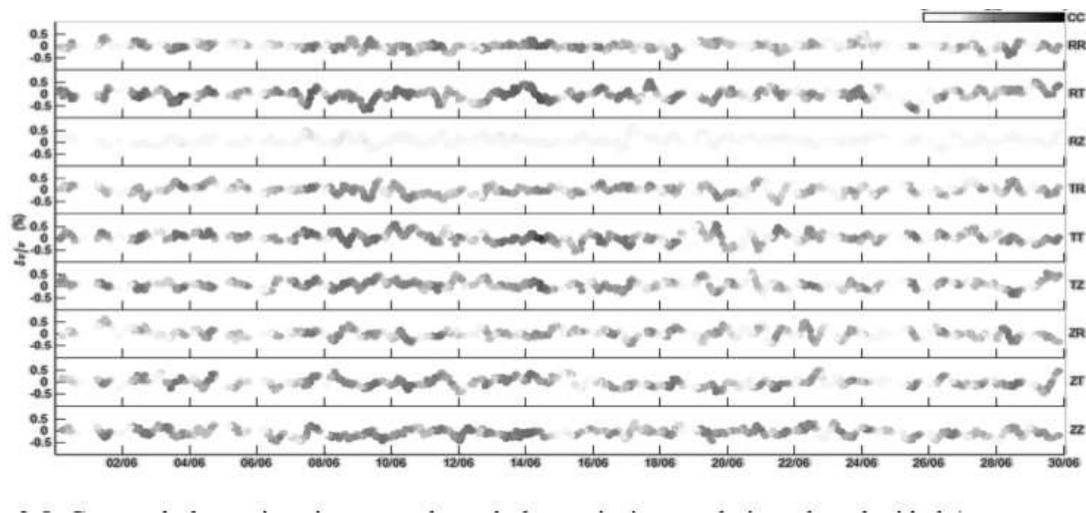


Figura 2.19. Curvas de las estimaciones por hora de las variaciones dv/v para la parte causal (10-15 s) de las 9 componentes [Neri-Olivía, 2018].

Martín Del Pozzo (2011) menciona que la predicción de eventos volcánicos es una tarea complicada debido a la complejidad de los procesos volcánicos. Sin embargo, hoy en día, es posible identificar algunos premonitores en la actividad que permiten tomar la decisión de alertar localidades vulnerables ante el peligro volcánico. En el 2008, De la Cruz et al. encontró una relación entre los vts registrados en Tlamacas, de 1990 a 1994, y los efectos de fluidos hidrotermales. Por ejemplo en la figura 2.21 se observa como las tasas de aceleración de esfuerzos y actividad sísmica que aumenta durante el año 1993.

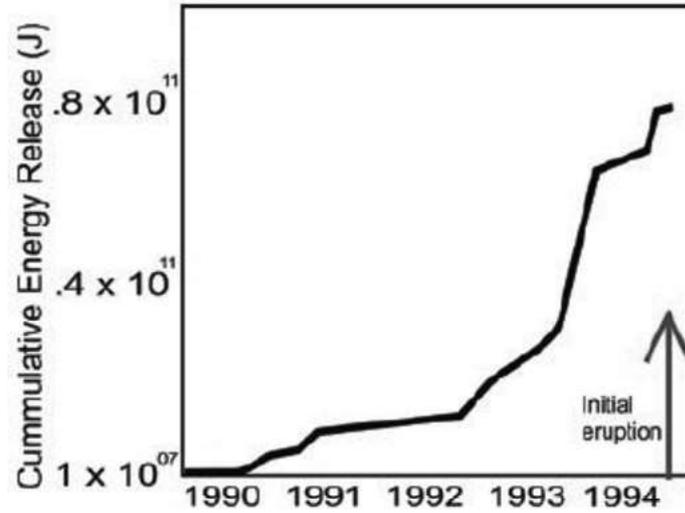


Figura 2.20. Tasas de aceleración entre 1990 y 1994 [Modificado de De la Cruz et al., 2008].

En la siguiente figura se observa un salto en las amplitudes asociado a fechas con erupciones volcánicas.

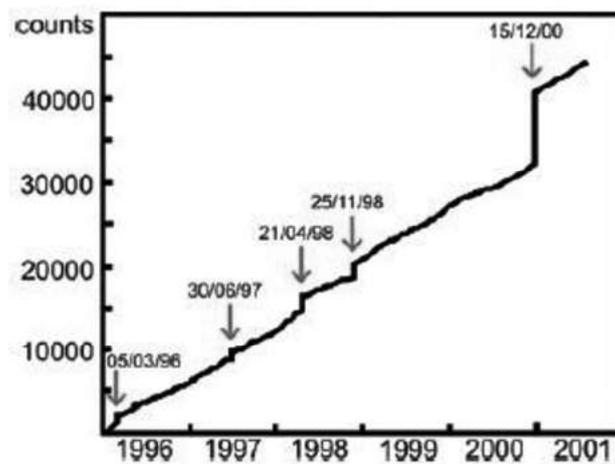


Figura 2.21. Amplitudes sísmicas indicando saltos para algunas erupciones entre 1996 y 2001 [Modificado de De la Cruz et al., 2008].

Metodología

En este capítulo describo la metodología que emplea la técnica de Interferometría Sísmica de Coda y cómo obtener cambios relativos que ocurren en velocidad de ondas contenidas en la Coda con la técnica de factor de estiramiento (dv/v) para los 6 pares formados con 4 estaciones ubicadas en el volcán Popocatépetl con la técnica de factor de estiramiento (dv/v).

3.1. Datos

Para vigilar permanentemente la actividad sísmica en el volcán, en 1994 el CENAPRED inició la instalación de la Red Sísmica del Volcán Popocatépetl que en un comienzo estaba formada por 7 estaciones triaxiales, es decir que realizan registros en 2 componentes horizontales (norte-sur, este-oeste y 1 vertical): 2 de banda ancha y 5 sismógrafos de periodo corto (1 Hz) como se observa en la figura 3.1.

3. METODOLOGÍA

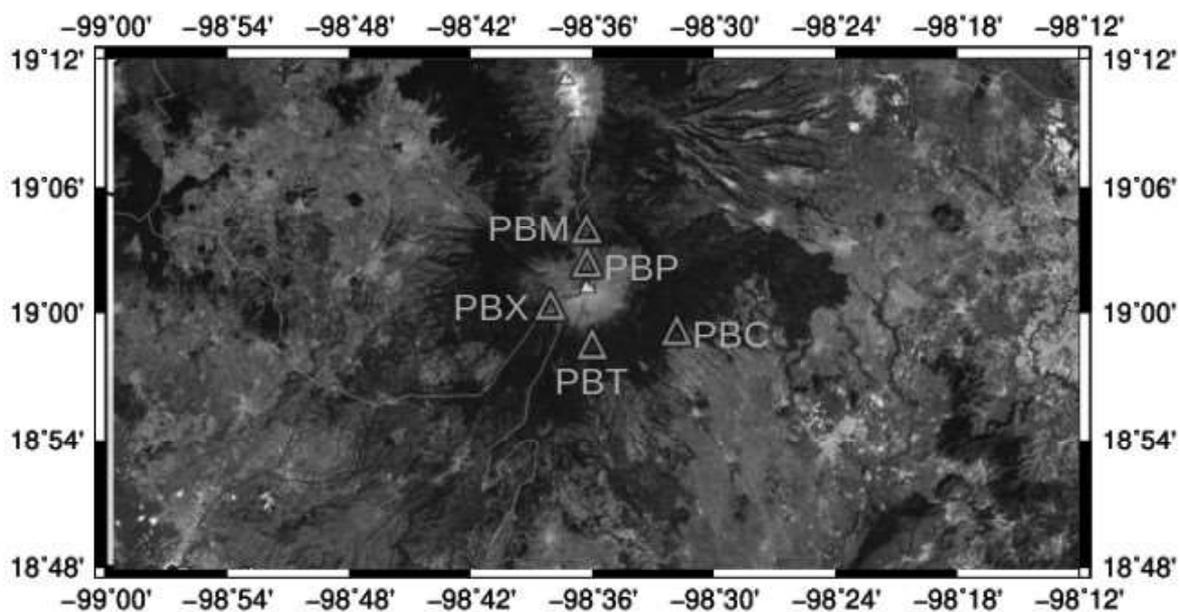


Figura 3.1. Ubicación de las estaciones sísmicas

En este proyecto utilicé datos de ruido ambiental registrados durante el 2012 y 2013, en las estaciones Tlamacas, Canario, Colibrí y Chipiquixtle que corresponde a sismógrafos de periodo corto.

Estación	Símbolo	Coordenadas [UTC]		
		Latitud	Longitud	Altura [m]
Tlamacas	PBM	19.0663	98.6278	3937
Canario	PBP	19.0410	98.6276	4313
Chipiquixtle	PBX	19.0095	98.6567	3985
Colibrí	PBC	18.9898	98.5577	2672
Tetexcaloc	PBT	18.9790	98.6241	3300

Tabla 3.1. Red Sísmica del Volcán Popocatepetl.

Posteriormente confronté los resultados con datos de actividad sísmica (eventos Long Period o Lp) registrados en la estación Canario (PBP), operada el CENAPRED, SSN y el Instituto de Ingeniería. También se utilizaron datos de precipitación acumulada (mm/día) obtenidos en estación meteorológica automática ubicada en la localidad de Altzomoni (19.1188, -98.6552), propiedad del Servicio Meteorológico Nacional. Adicionalmente, anexé información de explosiones relacionadas con la formación y destrucción de domos [Gómez-Vázquez, 2017] y eventos sísmicos asociados con la actividad volcánica [CENAPRED].

3.2. Procesamiento

Apliqué la técnica de Interferometría Sísmica de Coda (ISC) en 6 pares de estaciones (Tabla. 3.2) para obtener 9 componentes del tensor de Green para cada uno de los pares, simulando un sistema fuente-receptor en ambas estaciones, simultáneamente.

Posteriormente, con la técnica de Factor de Estiramiento busqué obtener variaciones en velocidad (dv/v) de ondas contenidas en la coda [Ratdomopurbo et al., 1995; Dupetel et al. 2009] y, finalmente presento los resultados en una gráfica, donde el eje horizontal indica

Estaciones	Símbolos
Tlamacas-Colibrí	PBM-PBC
Tlamacas-Canario	PBM-PBP
Tlamacas-Chipiquixtle	PBM-PBX
Canario-Colibrí	PBP-PBC
Canario-Chipiquixtle	PBP-PBX
Chipiquixtle-Colibrí	PBX-PBC

Tabla 3.2. Pares de estaciones.

el tiempo [s] y el vertical cambios relativos dv/v [%]. Para el procesamiento de datos creé un código fuente en OCTAVE (Software libre de programación, John W. Eaton y colaboradores).

3.2.1. Procesamiento Previo

La metodología a seguir no es única, depende del investigador y de los datos. Sin embargo, es pieza importante en el procesamiento y se realiza con el objetivo de disminuir la influencia de contribuciones de alta energía que podrían opacar bajas amplitudes del ruido sísmico [Taruselli et al., 2017]. En este trabajo utilicé el método propuesto en trabajos previos realizados por De Plaen et al. (2016), Taruselli. (2017), Duputel et al. (2009) y Rivet et al. (2015).

El primer paso fue series temporales con duración de un día, una hora, una semana, etcétera; y remover la media, tendencia lineal y la respuesta instrumental. Si el intervalo de muestreo es muy pequeño,

es necesario realizar el muestro de la señal con un nuevo intervalo y aplicar un filtro para disminuir el ruido.

La influencia de terremotos (eventos transitorios) se elimina con la técnica de normalización temporal o Normalización 1-bit y consiste en reemplazar la máxima amplitud por un 1 y la mínima por -1. La influencia de la microsismicidad se reduce con la técnica de normalización espectral o blanqueamiento que suaviza o ecualiza el espectro de Fourier. Es importante considerar que las trazas deben contener 80 % de los datos como parte del control de calidad [González et al., 2016; Rivet et al., 2015].

En el caso de los datos del Popocateptl, los corté en series temporales de un día y realicé un muestreo a 20 muestras por s. Se aplicaron normalizaciones en tiempo y frecuencia, sin algún filtrado previo y como que los datos fueron registrados con el mismo sismógrafo (Gural CMG40-6TD) no fue necesario aplicar una corrección instrumental. Las correlaciones cruzadas entre los pares de estaciones las hice en ventanas de 50 min y previamente roté los componentes horizontales a radial y transversal. Una explicación más detallada del preprocesamiento y control de calidad de los datos de correlación se encuentra en Neri-Oliva (2018).

3.2.1.1. Extracción de la función de Green

Recientes desarrollos en sismología han probado la posibilidad de extraer la Función de Green de un campo difuso, es decir, ondas con diferentes amplitudes y fases propagándose en todas direcciones [Shapiro et al., 2004].

La técnica de Interferometría Sísmica de Coda ayuda a extraer la función de Green, mediante la correlación cruzada de un par de estaciones para las 9 componentes. Inicialmente la técnica sugiere construir una matriz de correlaciones que muestre la parte causal y anticausal de las trazas. Teóricamente, asumimos un medio homogéneo y en teoría ambas partes deberían ser idénticas. Sin embargo, en realidad, esta suposición no se cumple pero intentamos corregir al promediar ambas partes, o bien, calculando el factor dv/v utilizando la misma ventana temporal en la parte causal y anticausal para finalmente promediar ambos valores. Aunque los dos caminos son válidos, de acuerdo con la literatura los dos presentan problemas de incertidumbre [Donaldson et al., 2017; De Plaen et al., 2016; Ratdomopurbo et al., 1995; Sens-Schönfelder et al., 2006]. Para este trabajo realicé el promedio de la parte causal y anticausal, con el fin de simular un medio homogéneo.

La figura 3.2 muestra la matriz de correlación para la componente vertical de PBM-PBP y la mayor amplitud, onda directa o pulso de correlación, se encuentra entre -10 y 10 s (tiempo de retraso). Después de estos tiempos se considera la existencia de ondas superficiales. Los espacios en blanco representan aquellos días donde el registro tuvo alguna falla.

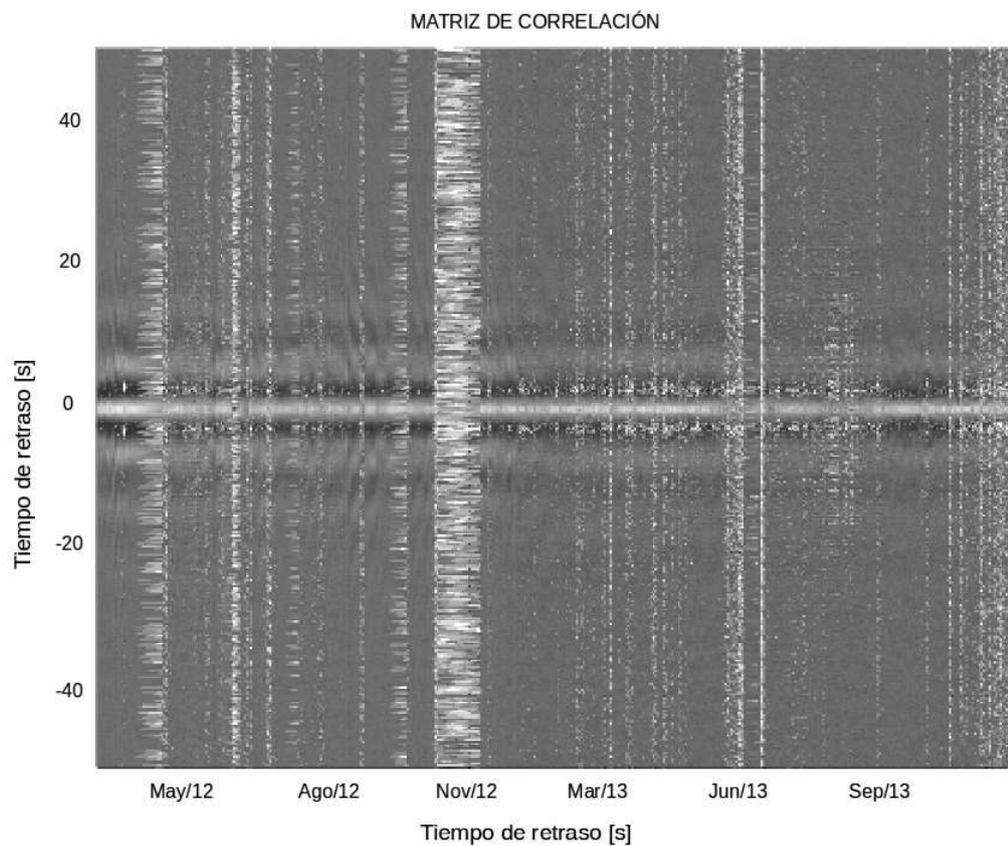


Figura 3.2. Ejemplo de matriz de correlaciones o correlogramas entre las estaciones PBM-PBP en su componente vertical.

3.2.2. Factor de estiramiento dv/v

Una vez que se tiene la matriz de correlación, obtenemos cambios en velocidad (dv/v) de ondas contenidas en la coda con la técnica de Factor de Estiramiento (FE), detallada en la literatura por autores como Rivet et al. (2015), De Plaen et al. (2016), Sens-Schönfelder et al. (2006) y Haney et al. (2014).

Metodología:

I) El primer paso es filtrar las trazas que forman la matriz de correlación. Es importante mencionar que el filtro depende de los datos y la información que se desea resaltar. Algunos autores como González et al. (2016), Rivet et al. (2015) y Cappa et al. (2015) sugieren filtrar en frecuencias bajas cuando trabajamos con correlaciones cruzadas y en frecuencias altas para autocorrelaciones. En este trabajo apliqué un filtro pasabandas entre 0.5 y 1 Hz, basándome en pruebas realizadas por Neri-Oliva (2018) con diferentes anchos de banda, esto es posible porque la amplitud de mediciones realizadas por el equipo Gural CMG40-6TD se mantienen planas después de 0.3 Hz.

II) Esta técnica requiere una ventana de tiempo en la parte causal

o anticausal para calcular factores dv/v , de acuerdo con Ratdomo-purbo et al. (1995), Sensschneider et al. (2006) y Donaldson et al. (2017) la parte inicial de la coda está contaminada por ondas directas que son mayormente susceptible a cambios relacionados con la cámara magmática. La parte final está compuesta en su mayoría por ondas superficiales y tiene mayor influencia de eventos estacionales como lluvias, cambios en temperatura, etc. De Plaen et al. (2016) proponen el uso de ventanas ubicadas en la parte posterior a la onda directa y realizar corrección por lluvia. Donaldson et al. (2017) sugiere investigar la influencia de los tremores registrados en la zona cercana al cráter del volcán utilizando ondas directas. Basado en lo anterior, realicé pruebas en la parte causal con distintas ventanas de tiempo (5-7 y 11-13 s) con la intención de encontrar la de mejor ajuste con el conteo de eventos Lps.

III) Es necesario proponer una traza de referencia para obtener el coeficiente de correlación entre cada una de las trazas contenidas en la matriz y la traza de referencia. En la literatura no existe un criterio para calcular esta traza, pero algunos autores utilizan el promedio simple, móvil o ponderado de trazas, e incluso se ha usado la traza de un día arbitrario [Voisin et al., 2016; Mikeseleni et al., 2015; Sens-Schönfelder et al., 2006]. En este trabajo propuse

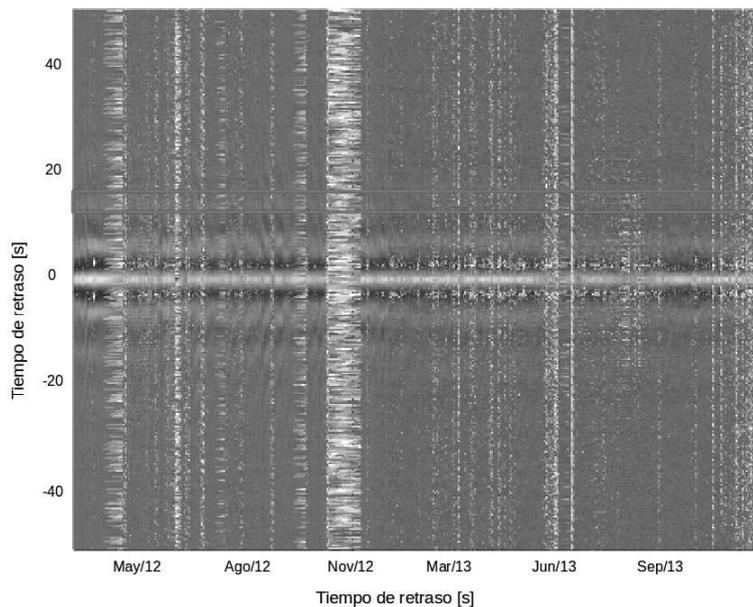


Figura 3.3. Ejemplo de una ventana seleccionada en la parte causal de la matriz de correlaciones o correlogramas entre las estaciones PBM-PBP en su componente vertical. Las trazas están filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz

dos trazas referencia. La primera a partir de un promedio móvil (30 días) con los 2 años, y la segunda con el promedio simple del año 2012.

IV) El vector ϵ está compuesto por los factores de estiramiento y compresión utilizados para modificar la traza referencia, de acuerdo a la ecuación $\tau = t(1 + \epsilon)$. Si bien, ϵ es un vector arbitrario existe una relación lineal con el tamaño del $\Delta\epsilon$ y algunos valores podrían omitir información de interés, por lo que Sens-Schönfelder et al. (2006), Taruselli et al. (2017) y De Plaen et al. (2016) proponen usar valores cercanos o iguales al intervalo de muestreo, en este

caso es 0.05 segundos y por efectos computacionales propongo un vector de 35 elementos, es decir, $\epsilon = [-0.5 : 0.05 : 0.5]$.

V) Una vez que tenemos el vector ϵ , la matriz de correlación y la traza referencia se inicia con el cálculo de correlaciones para obtener un factor ϵ para cada día, donde la correlación sea máxima y finalmente $\epsilon = -\delta V/V$. Confronté los resultados con conteo de eventos Lp y cantidad de lluvia acumulada por día en una gráfica, como propone la literatura antes mencionada.

Resultados

En este capítulo presento el análisis de los resultados obtenidos en el volcán Popocatepetl con las técnicas de Interferometría Sísmica y Factor de Estiramiento para extraer cambios relativos en velocidad de ondas (dv/v) contenidas en la coda. El análisis se realiza con base en información complementaria, anteriormente mencionada y que podría explicar el origen de dichos cambios.

En la literatura se encontraron estudios, en volcanes ubicados en distintas partes del mundo, y sugieren que cambios en el factor de estiramiento (dv/v) podrían ser relacionados con cambios en actividad sísmica de origen volcánico, y eventos estacionales como lluvias, cambios en temperatura, etc. [Haney et al., 2014; Poupinet et al., 1948,].

Algunos autores señalan que existe una relación inversa entre el

factor dv/v y la cantidad de eventos sísmicos (L_p), es decir, el factor dv/v aumenta cuando la actividad L_p disminuye y viceversa [De Plaen et al., 2016; Dupetel et al., 2009; Haney et al., 2014; Rivet et al., 2015; Sens-Schönfelder et al., 2006; Donaldson et al., 2017].

4.1. Par de estaciones PBM-PBP

Inicialmente, analicé los pares de estaciones mencionados en la (tabla 3.2), sin embargo, decidí presentar los resultados de PBM-PBP porque el conteo de eventos L_p se realizó en la estación Canario (PBP) y los datos de lluvia (mm/día) obtenidos en la estación meteorológica de Alzomoni, siendo Tlamacas la estación más cercana.

4.1.1. 2012-2013

Realicé pruebas con dos ventanas de tiempo en la parte causal de MC, la primera de 5 a 7 s porque tiene gran influencia de ondas directas [Ratdomopurbo et al., 1995; Sensschönfelder et al., 2006 y Donaldson et al. 2017] y otra de 11 a 13 s, cuya influencia de ondas directas es menor [De plaen et al., 2016; Sens-Schönfelder et al., 2006 y Rivet et al., 2015]. Seleccioné una traza de referencia obtenida con un promedio móvil de 30 días, suponiendo que no ocurren grandes cambios en ese periodo de tiempo.

En la figura 4.1 presento las curvas de factor dv/v [%] para los 9 componentes del par PBM-PBP (0.5-1.0 Hz), utilizando una ventana de 5-7 s en la parte causal de la MC y reflejan un carácter oscilatorio.

Las variaciones de velocidad (dv/v) para los componentes zt , tz , rt y rr presentan una disminución los primeros seis meses del año 2012, seguido por un aumento y culmina a finales del año. Por otro lado, entre el 19 de agosto y 19 de septiembre del 2012, se observa un mínimo en la curva de factor dv/v que coincide con un máximo de la curva de Lp 's para los componentes zz , zr , zt , tz , tt , rz y rr .

Finalmente, los componentes zz , zr , tt manifiestan un comportamiento similar a la curva de lluvia acumulada, especialmente durante el año 2013.

4. RESULTADOS

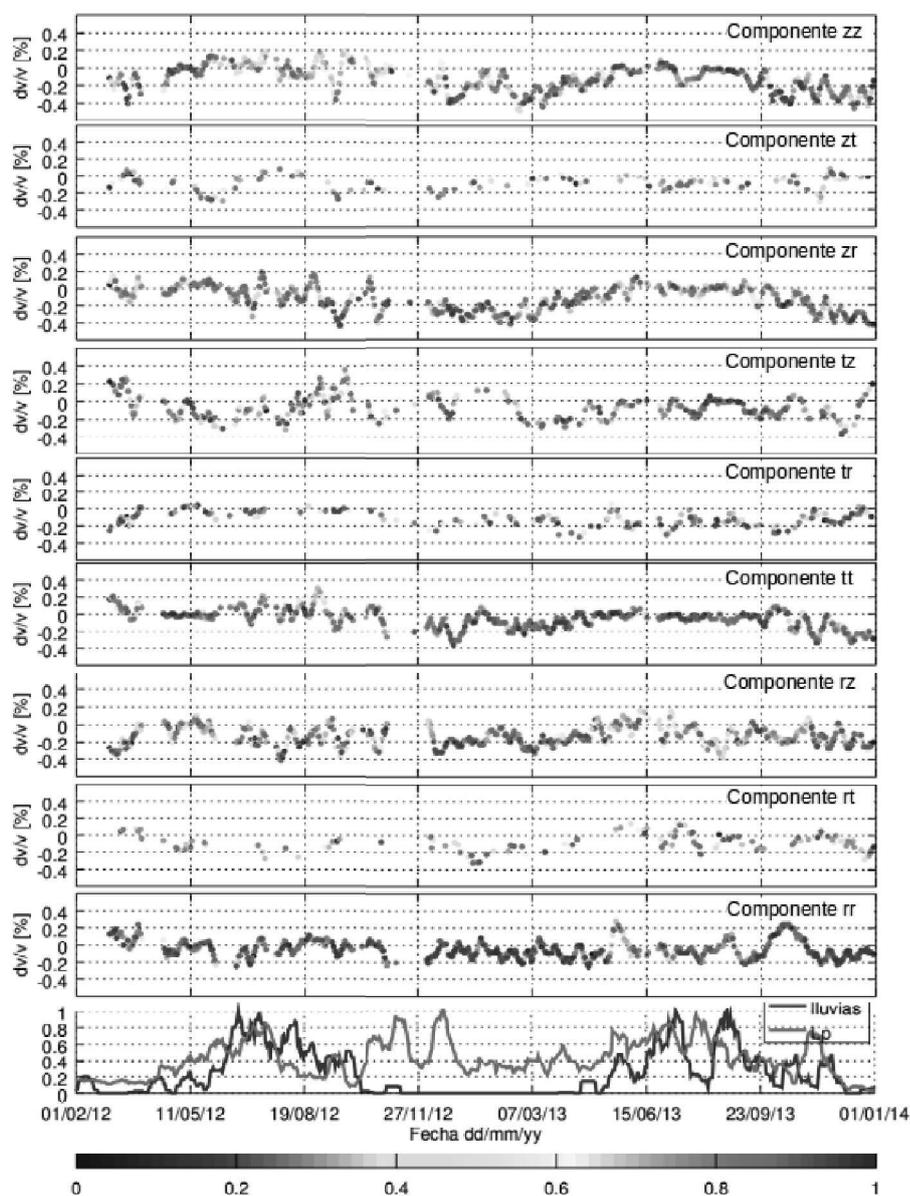


Figura 4.1. Los primeros 9 recuadros corresponden a las curvas del factor dv/v [%] para los 9 componentes del par de estaciones PBM-PBP, utilizando ventana de 5 a 7 s y filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El eje horizontal corresponde al día de registro y el factor de correlación es señalado por la barra de colores. En la parte inferior se anexa la información de la cantidad de lluvia acumulada por día y el conteo de eventos L_p , normalizados.

Análogamente, en la figura 4.2 presento las curvas de factor dv/v [%] para los 9 componentes del par de estaciones PBM-PBP (0.5-1.0 Hz), empleando una ventana de 11 a 13 s en la parte causal de la MC. Las variaciones de velocidad de ondas contenidas en la coda (dv/v) tienen oscilaciones, que su mayoría duran unos días y no parecen seguir un comportamiento similar a la curva de lluvias o inverso al conteo de eventos Lp. El factor dv/v para los componentes zr , tz y rz muestran un punto mínimo que coincide con un punto máximo del conteo de eventos Lp, entre el 19 de agosto y 19 de septiembre del 2012.

4. RESULTADOS

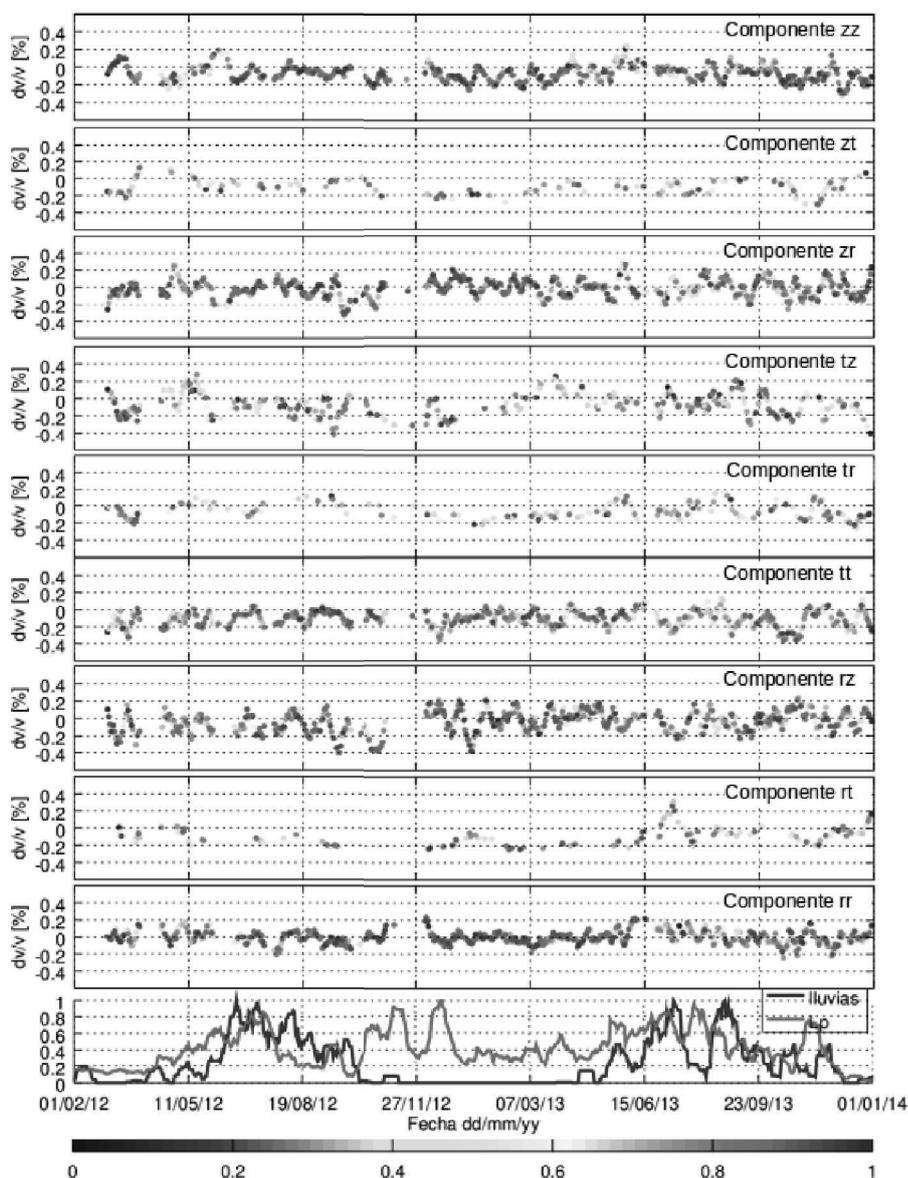


Figura 4.2. Los primeros 9 recuadros corresponden a las curvas del factor dv/v [%] para los 9 componentes del par de estaciones PBM-PBP, utilizando ventana de 11 a 13 s y filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El eje horizontal corresponde al día de registro y el factor de correlación es señalado por la barra de colores. En la parte inferior se anexa la información de la cantidad de lluvia acumulada por día y el conteo de eventos L_p , normalizados.

Considerando lo anterior, tomé la decisión de analizar, a mayor detalle, los 9 componentes obtenidos con la ventana de 5 a 7 s. Señalé con líneas continuas de color negro a aquellos segmentos donde las variaciones relativas de velocidad y el conteo de eventos L_p son inversos.

a) Componente zz (vertical-vertical).

En la figura 4.3 presento los resultados dv/v para el componente zz en una ventana de 5 a 7 segundos en la parte causal. La gráfica del factor dv/v (fig. 4.3) tiene cambios evidentes y suaves cada 6 meses, aproximadamente. Existe una tendencia positiva entre febrero y agosto del 2012, y otra de marzo a mediados de junio del 2013. De la misma forma, de agosto a diciembre del 2012 y de junio a enero del 2013, la gráfica es decreciente y visualmente el dv/v parece coincidir con la gráfica de lluvia acumulada (mm/d) registrada en la zona.

El comportamiento del factor dv/v es oscilatorio, con cambios, aproximados de 15 a 20 días y los meses de agosto a noviembre (2012 y 2013). Resalté con líneas continuas de color negro cuatro tendencias que coinciden de manera inversa con la gráfica de eventos L_p y representa un 40 a 50 % de la gráfica total.

4. RESULTADOS

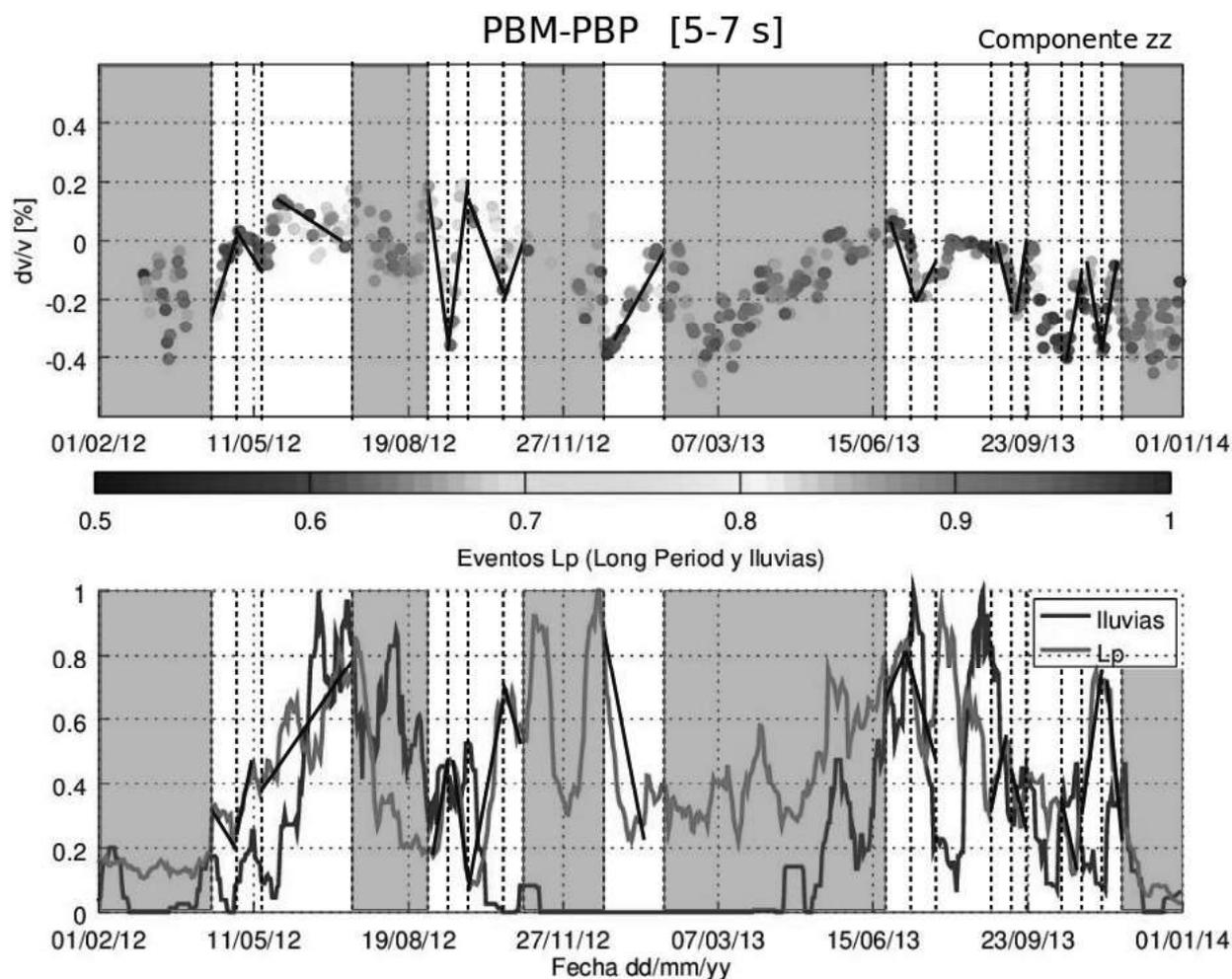


Figura 4.3. a) Estimación del factor dv/v para el componente zz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

b) Componente zt (vertical-tangencial) y c) Componente rt (radial-tangencial).

Los componentes vertical-tangencial y radial-tangencial (PBM-PBP) presentan una faltantes de registros comunes entre las estaciones. La curva del factor dv/v , para ambas componentes, refleja cambios suaves en intervalos de 7 a 30 días, aproximadamente. Entre un 30 y 40 % de la curva factor dv/v tiene una relación inversa con el conteo de eventos L_p .

4. RESULTADOS

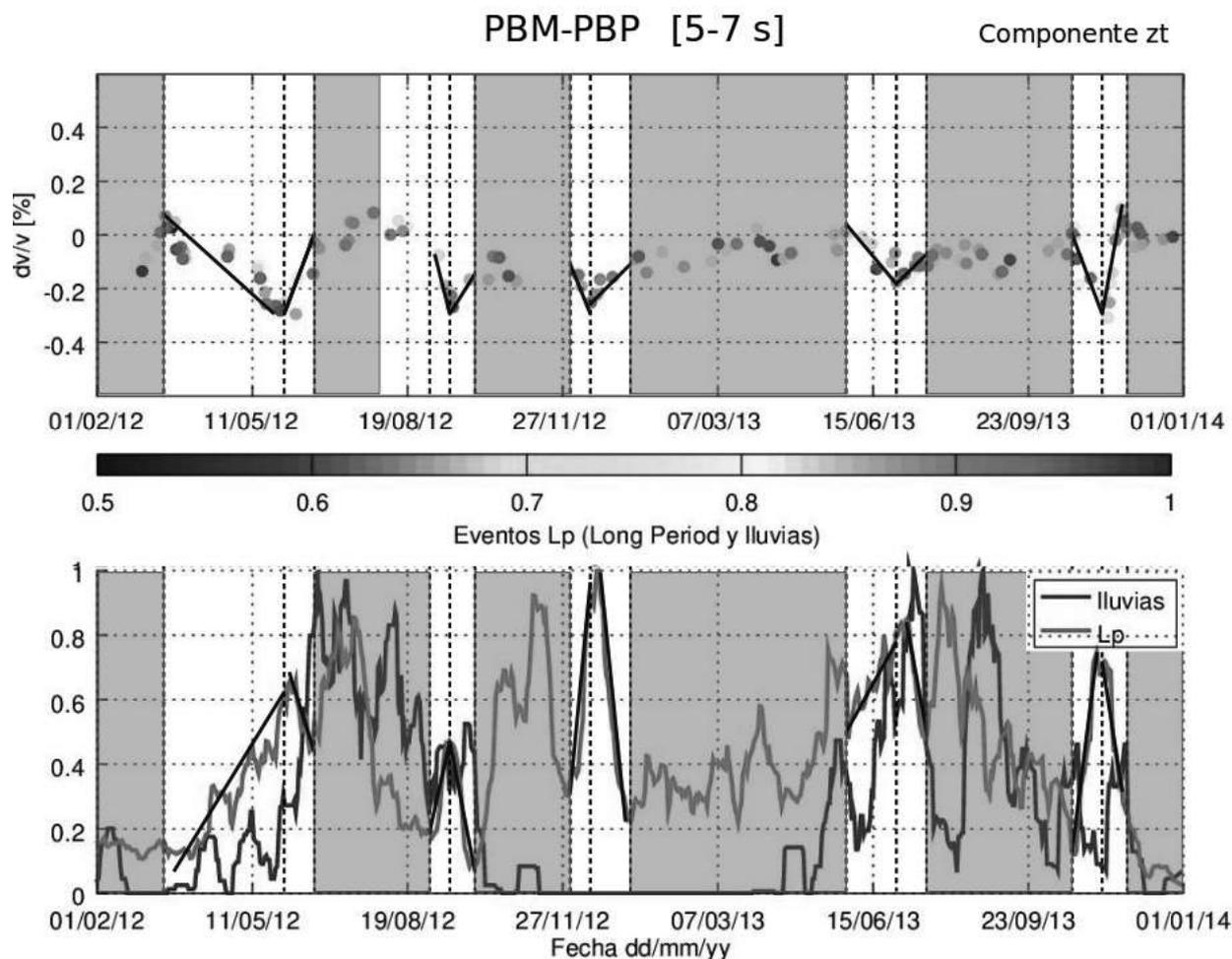


Figura 4.4. a) Estimación del factor dv/v para el componente zt de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

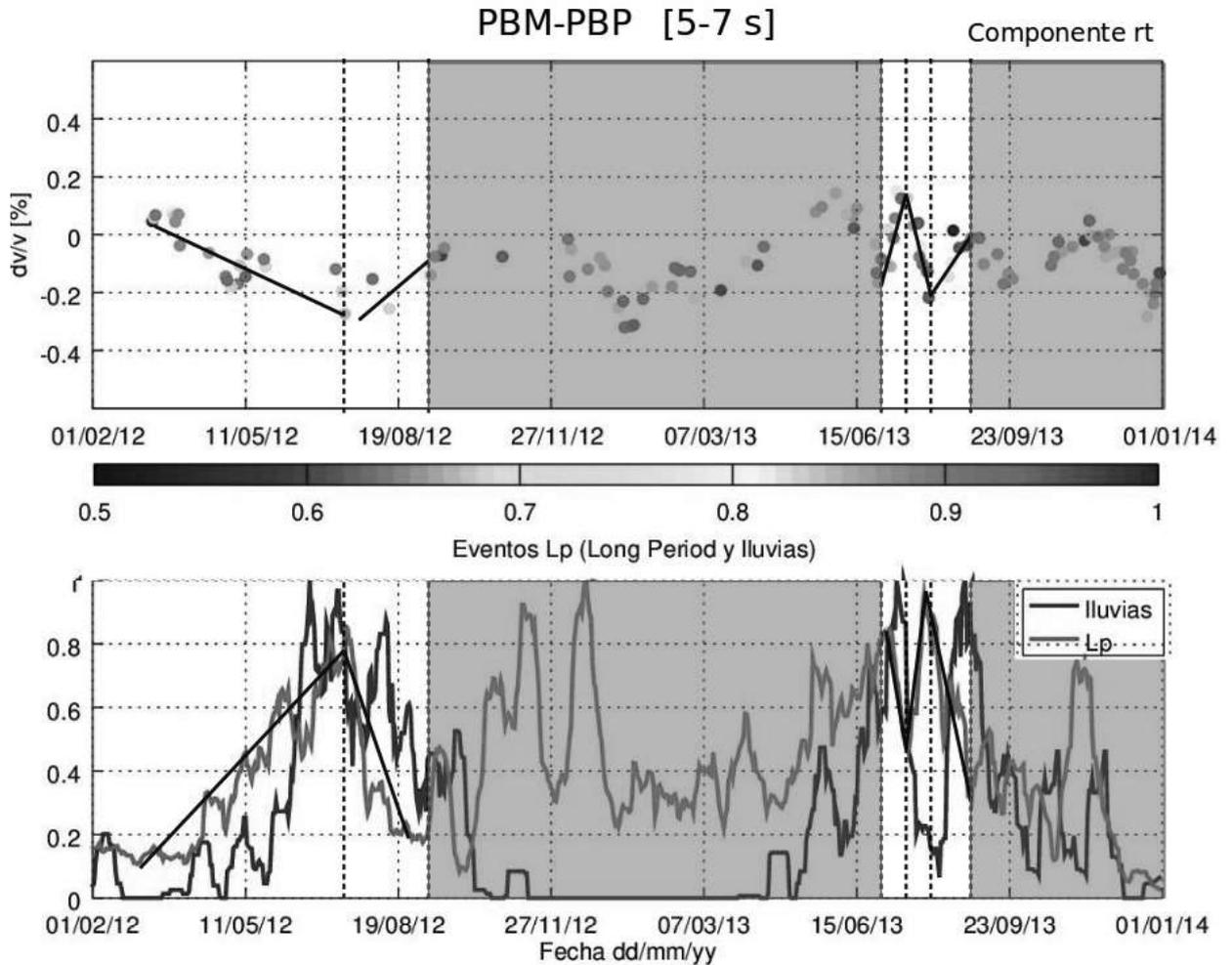


Figura 4.5. a) Estimación del factor dv/v para el componente rt de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

d) Componente z_r (vertical-radial) y e) componente tt (tangencial-tangencial).

Las gráficas de los componentes z_r (fig. 4.6) y tt (fig. 4.7) son similares entre sí durante el año 2012, se observa una tendencia negativa entre enero y diciembre más. Las variaciones indicadas con líneas continuas de color negro, coinciden inversamente con la gráfica de eventos Lp. Durante el año 2013, los componentes siguen un comportamiento similar a la gráfica de lluvias (mm/d), además entre un 50 y 60% de las curvas de factor dv/v tiene una relación inversa con el conteo de eventos Lp, aumentando de marzo a junio y decrece a partir de junio, sin embargo a finales del 2013, el dv/v comienza un aumento cuando los Lp's disminuyen y viceversa.

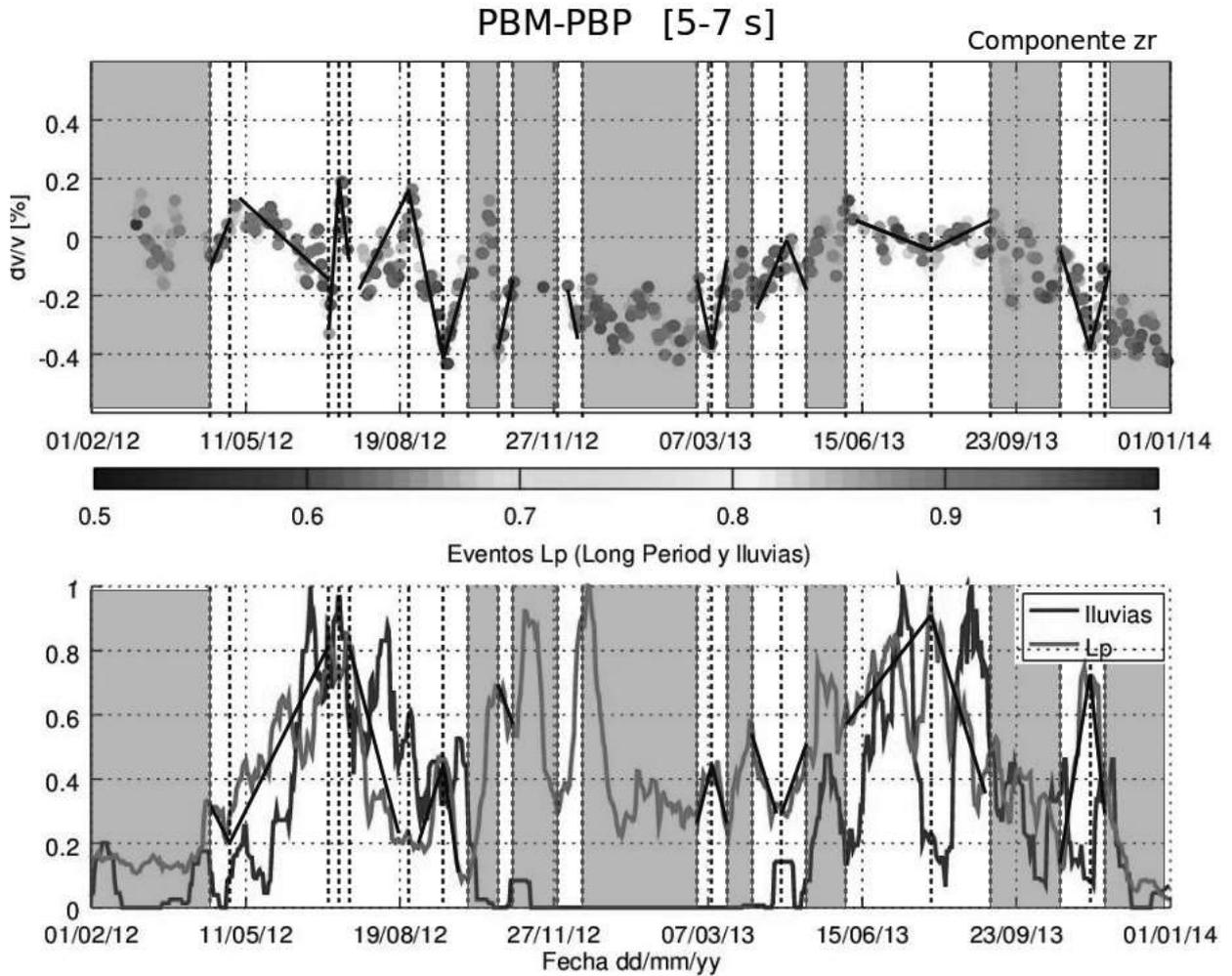


Figura 4.6. a) Estimación del factor dv/v para el componente zr de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

4. RESULTADOS

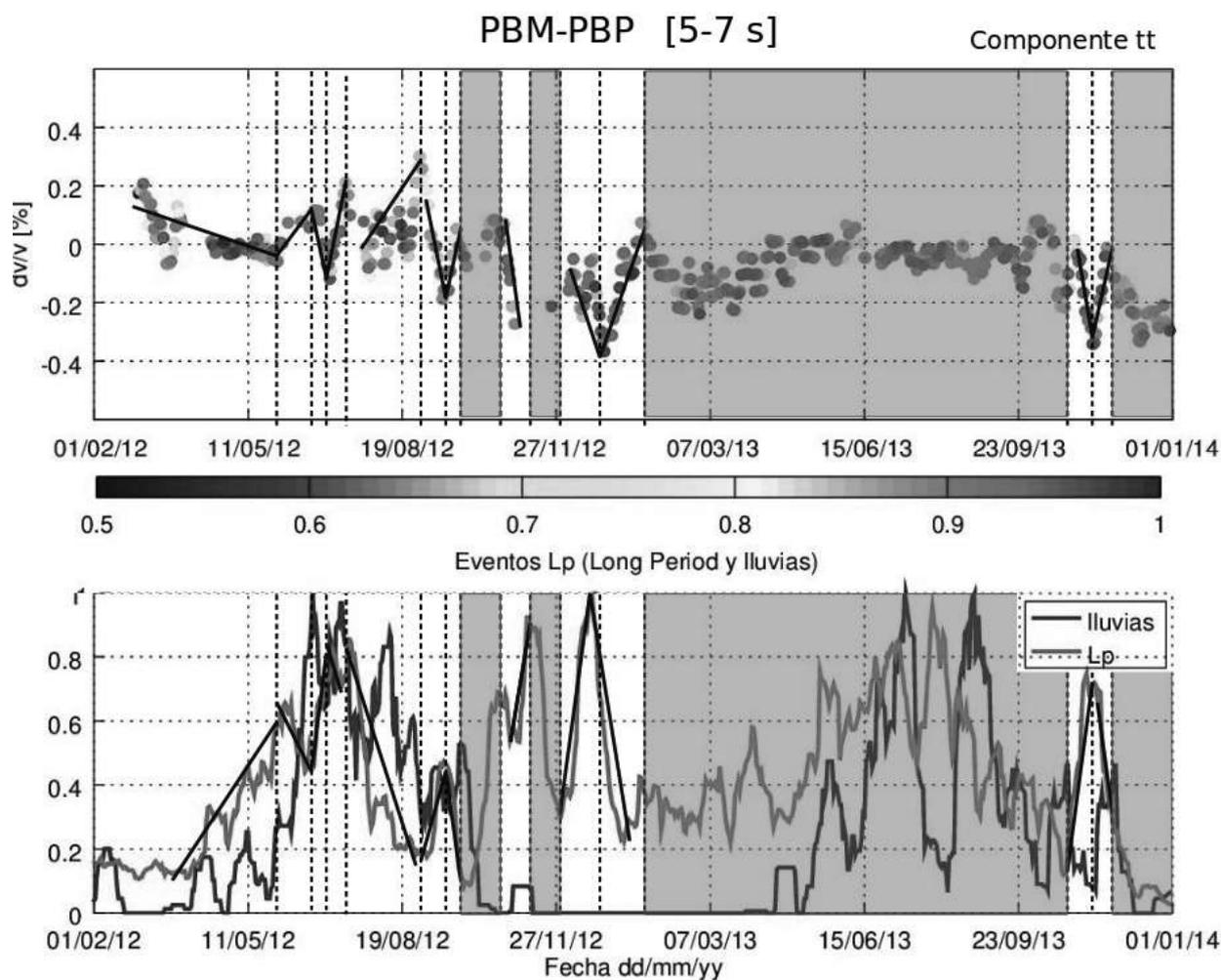


Figura 4.7. a) Estimación del factor dv/v para el componente tt de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

f) Componente rr y g) Componente rz.

El factor dv/v que se muestra en la figura 4.8 corresponde a la componente rr (radial-radial) y se identifican tendencias de periodos cortos, es decir, la pendiente cambia de positiva a negativa o viceversa, cada 20 días o menos. El 70 % de la curva dv/v tiene una relación inversa con la curva de Lp's durante el año 2012.

El factor dv/v para el componente rz (4.9), refleja un comportamiento inverso al conteo de Lp's en un 70 % y se observan cambios abruptos durante mayo, junio, julio y agosto (2012 y 2013), que posiblemente están relacionados con la temporada de lluvias.

4. RESULTADOS

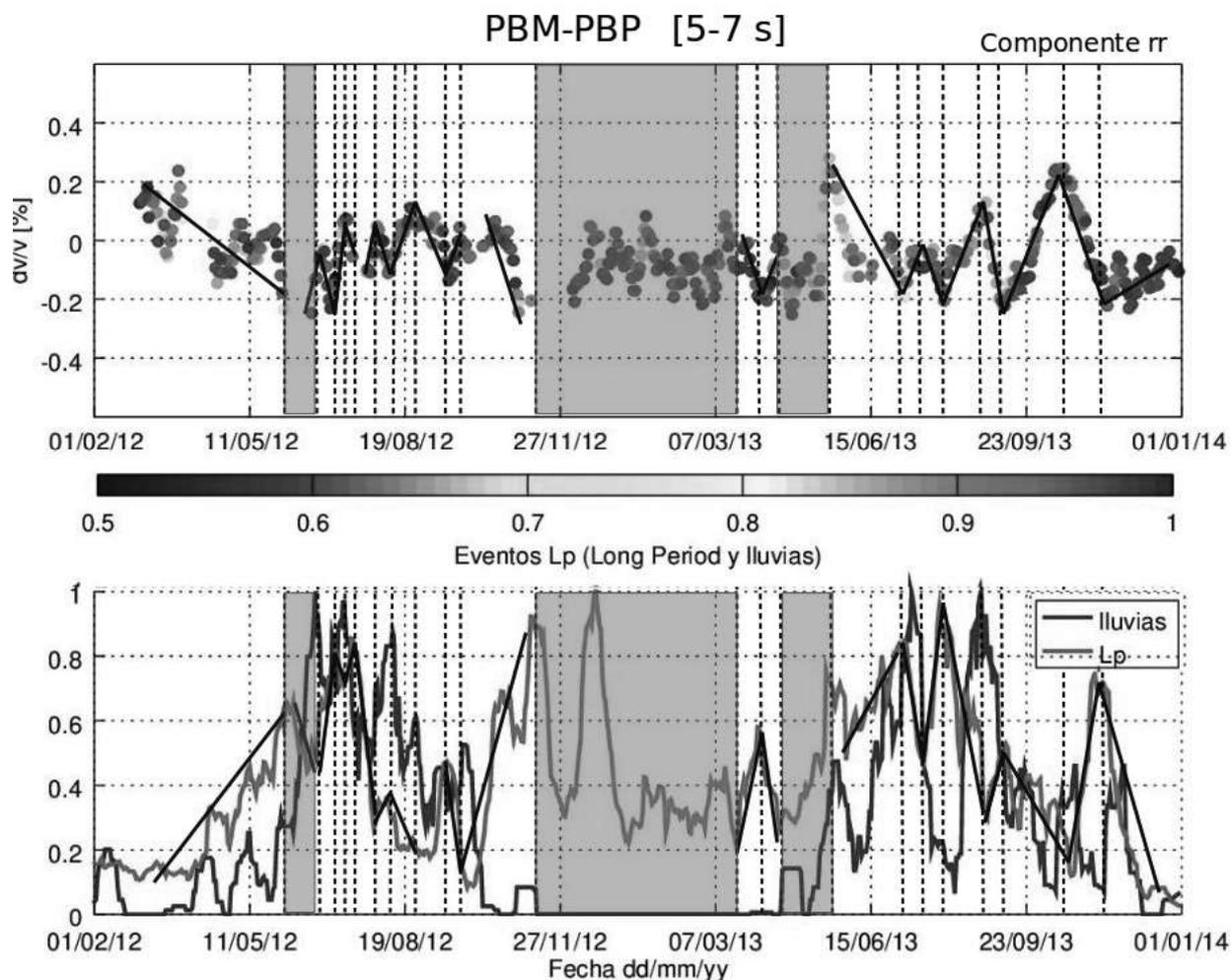


Figura 4.8. a) Estimación del factor dv/v para el componente rr de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

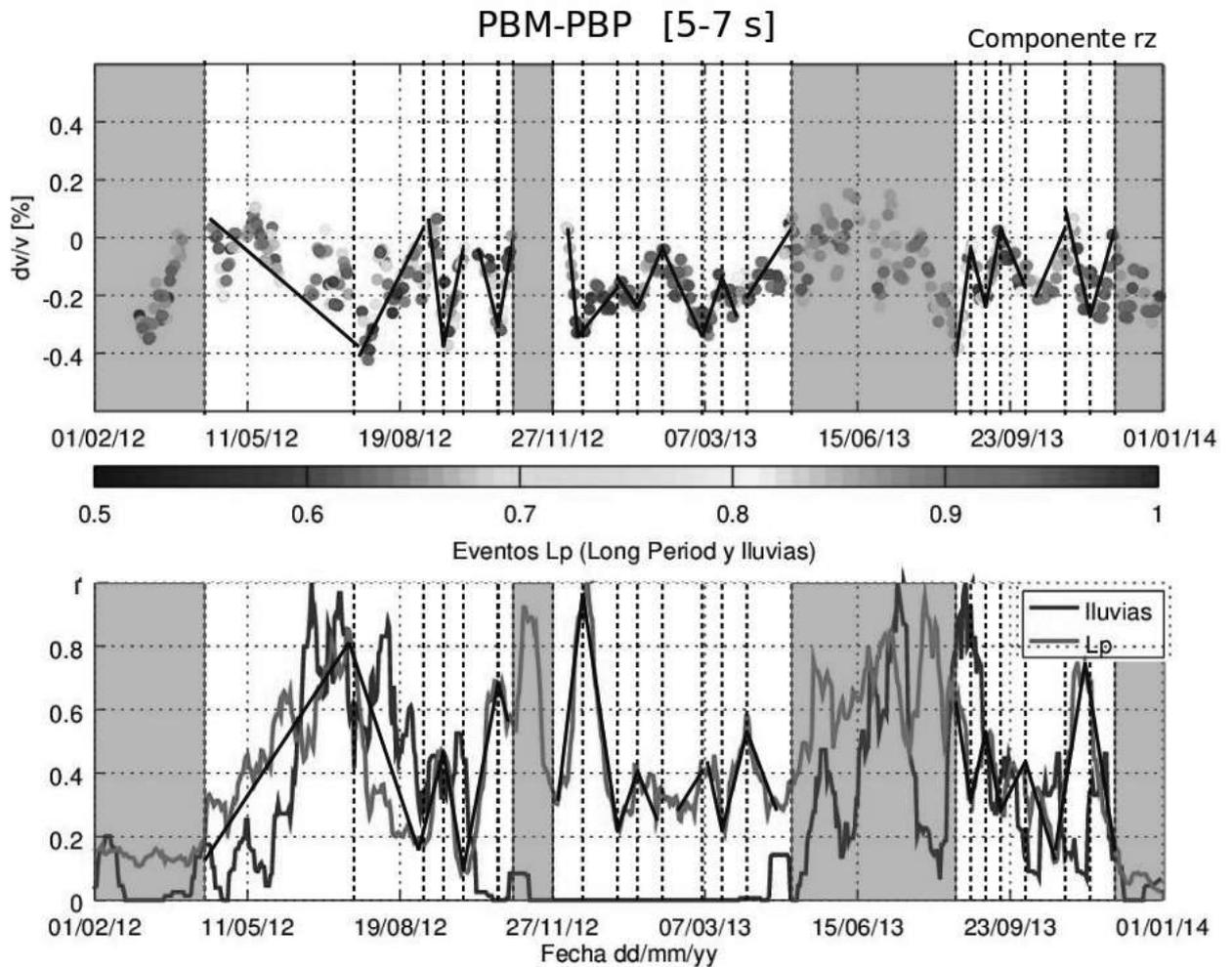


Figura 4.9. a) Estimación del factor dv/v para el componente rz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas verticales continuas señalan cambios inversos entre tendencias que muestran el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP.

4.1.2. Resultados 2012

Finalmente, anexo los resultados que obtuve con la técnica de ISC para los 9 componentes de PBM-PBP (2012), filtrados de 0.5 a 1.0 Hz y utilizando un promedio simple para calcular la traza referencia. Señalé con líneas no continuas de color negro, los intervalos donde la curva de factor dv/v tiene un comportamiento inverso al conteo de eventos L_p .

a) Componente zz

En la figura 4.10, el 70 % del factor dv/v presenta variaciones inversas al conteo de eventos L_p , cada 15 o 20 días, aproximadamente. Durante los primeros meses del año el factor dv/v decrece, hasta los primeros días de mayo, donde comienza un aumento que culmina a mediados de agosto y cambia a una tendencia negativa.

b) Componente zr (vertical-radial) y c) Componente rz .

El 70 % de las estimaciones relativas de velocidad que se calcularon para las componentes zr (fig. 4.11) y rz (fig. 4.12), muestra una relación inversa con la curva de eventos L_p .

d) Componente r_t (radial-tangencial) y e) z_t (vertical-tangencial).

En las figuras 4.13 y 4.14 presento las gráficas del factor dv/v para las componentes r_t y z_t , ambas tienen muy pocos datos y no observo una relación inversa con los eventos L_p .

4. RESULTADOS

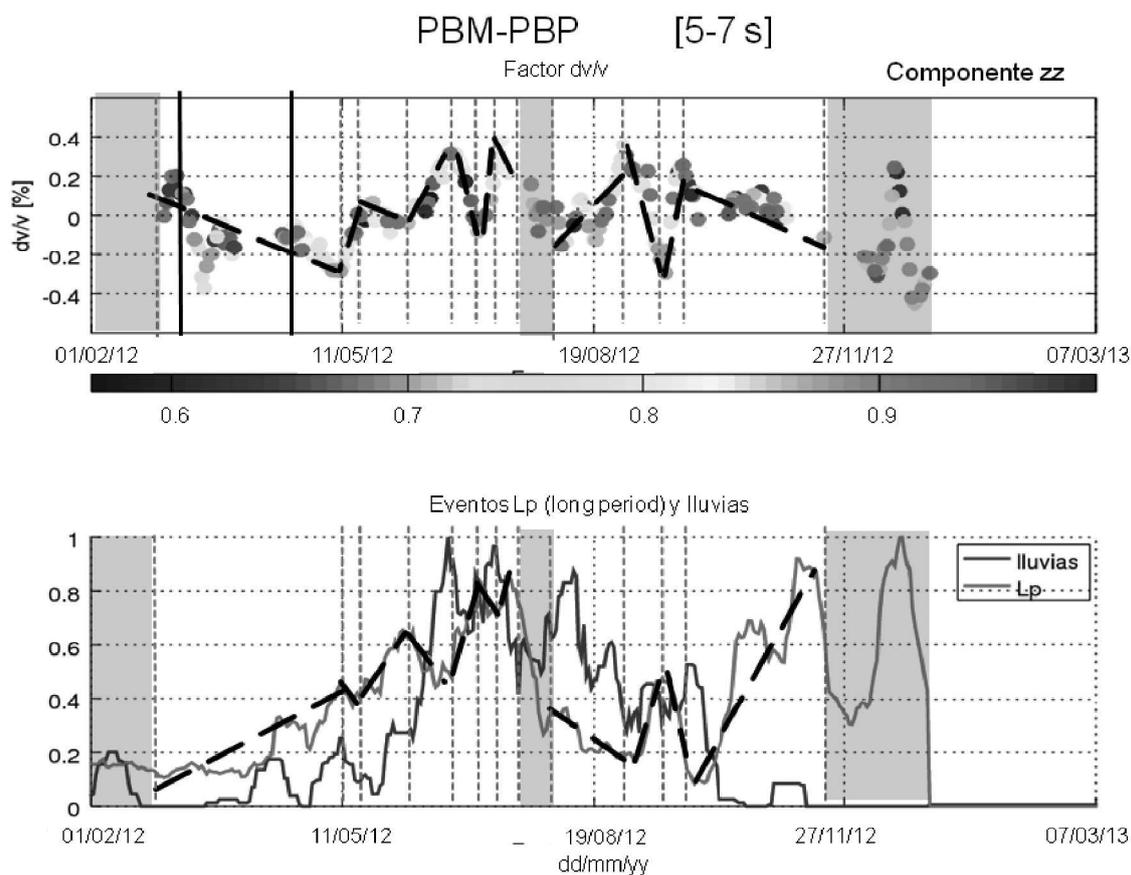


Figura 4.10. a) Estimación del factor dv/v para el componente zz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017)

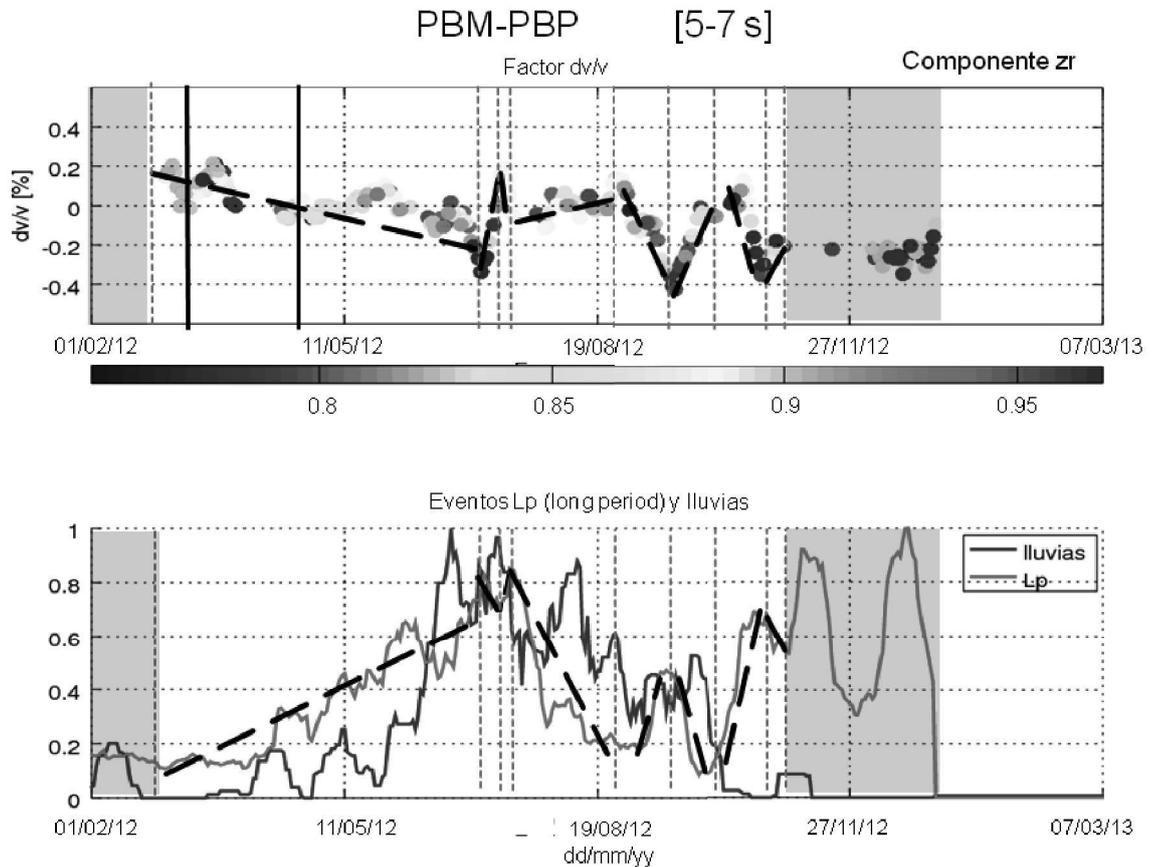


Figura 4.11. a) Estimación del factor dv/v para el componente z_r de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017)

4. RESULTADOS

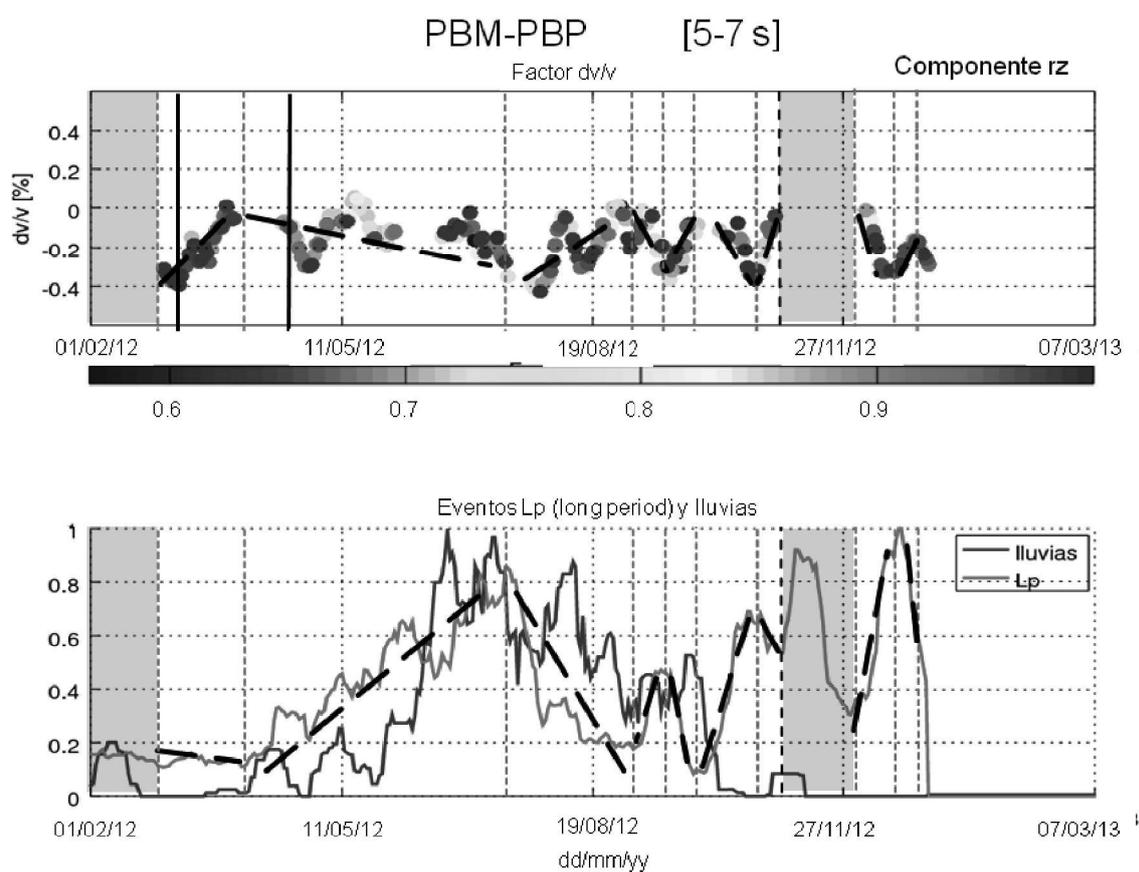


Figura 4.12. a) Estimación del factor dv/v para el componente rz de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017)

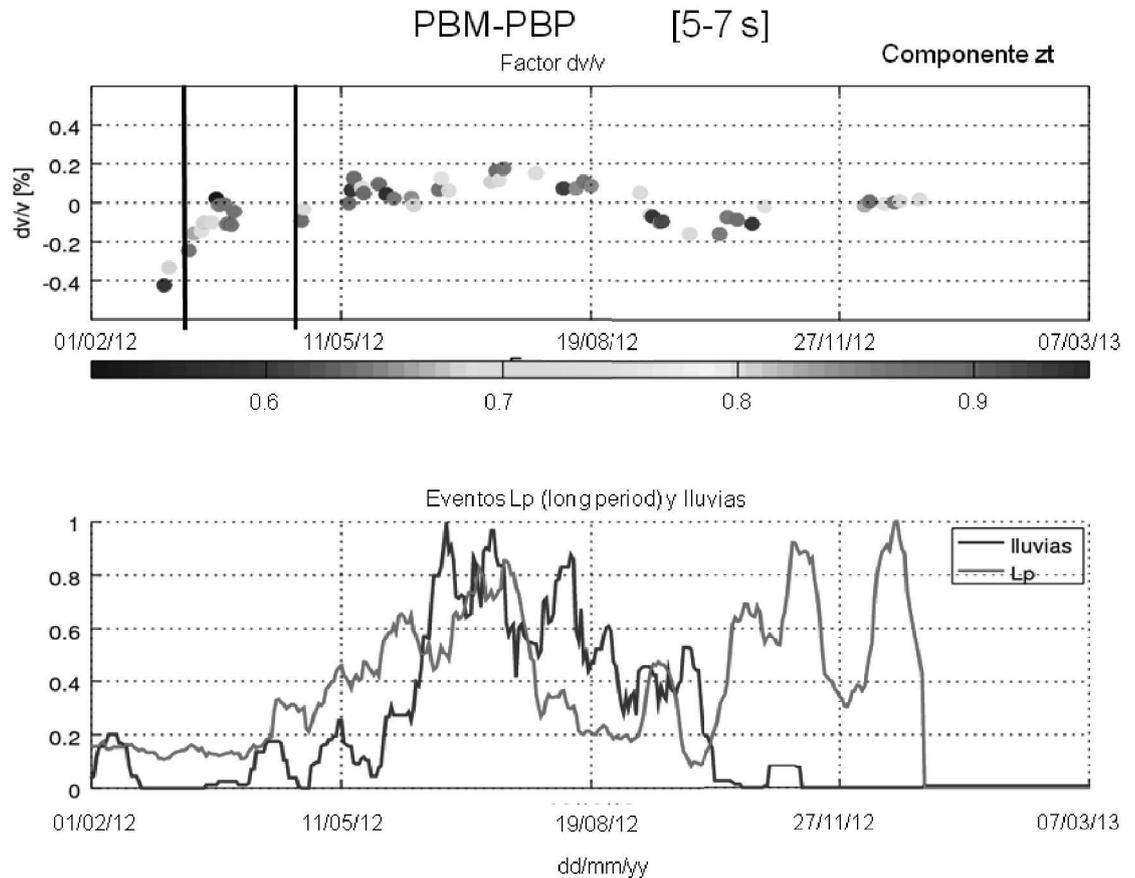


Figura 4.13. a) Estimación del factor dv/v para el componente z_t de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos Lp. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos Lp. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017)

4. RESULTADOS

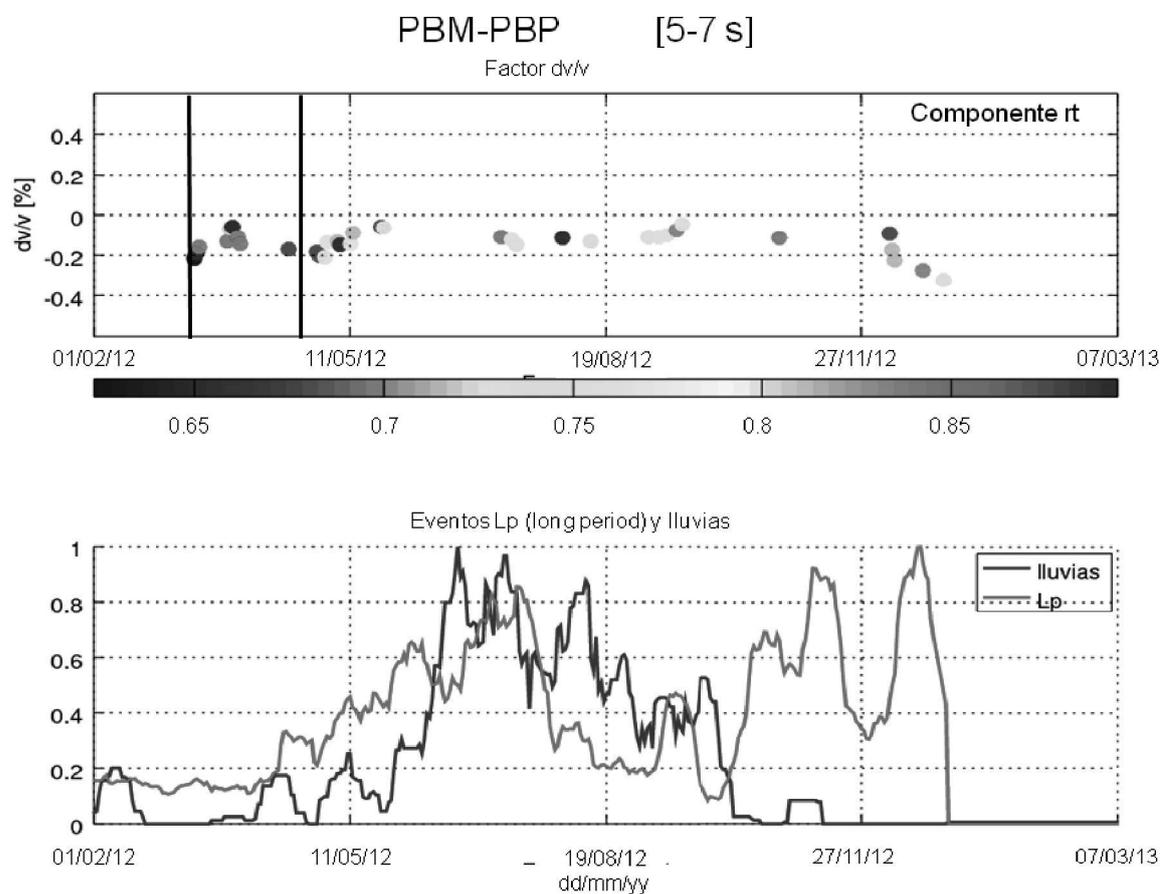


Figura 4.14. a) Estimación del factor dv/v para el componente rt de PBM-PBP, filtradas entre 0.5 y 1.0 Hz. El CC está señalado con una escala de colores (Revisar capítulo 2 y 3 para su explicación). b) Valores normalizados del conteo de eventos LP (línea roja) y cantidad de lluvia acumulada (línea azul). Líneas no continuas señalan tendencias inversas entre el factor dv/v y el conteo de eventos LP. Zonas sombreadas en color morado refieren intervalos de tiempo donde no se observan cambios inversos en tendencias del factor dv/v y eventos LP. Líneas gruesas color negro indican un periodo explosivo asociado a la formación y destrucción de un domo (Gómez-Vázquez, 2017)

4.2. Discusión del aspecto social

Cerca de 30 millones de personas viven en los alrededores del volcán Popocatépetl, aunado a esto, en los últimos años la actividad volcánica ha ido en aumento. Por esta razón, expertos y autoridades buscan mejorar el protocolo de monitoreo volcánico, con el objetivo de detectar anomalías que indiquen la ocurrencia de un evento volcánico y alertar de manera eficaz a la población vulnerable. Sin embargo, los volcanes son sistemas abiertos que involucran muchos parámetros (acumulación de vapores, fluidos, características del magma, geomorfología del volcán, etc.), por esta razón, predecir un evento volcánico resulta muy complicado.

Los primeros trabajos en monitoreo se basaron en la observación cualitativa del volcán y con el tiempo surgieron técnicas cuantitativas que no dependen del observador. Actualmente, el monitoreo del volcán Popocatépetl incluye aspectos químicos, físicos, sísmicos, etc. y los expertos buscan nuevas técnicas para integrar un protocolo que nos brinde la mayor cantidad de información antes evento volcánico y reducir la incertidumbre en el momento de alertar a 30 millones de personas, lo cual tiene implicaciones logísticas, económicas y sociales muy importantes

De esta manera, se pensó la posibilidad de implementar la técnica de Interferometría Sísmica de Coda y el cálculo del factor de Estiramiento como parte del protocolo porque aprovecha el ruido sísmico registrado en el lugar y no depende directamente del criterio de un observador como ocurre con otras técnicas. La desventaja más importante es que las ondas superficiales son sensibles a muchos factores y en la interpretación es necesario tomarlos en consideración.

Conclusiones

En este trabajo analicé cambios relativos en velocidad de ondas contenidas en la coda, con el objetivo de contribuir al conocimiento del comportamiento pre-eruptivo del volcán Popocatepetl, utilizando la técnica ISC y un código para estimar el factor dv/v . Empleé datos de ruido sísmico ambiental, registrados durante los años 2012 y 2013 en 4 estaciones de banda ancha localizadas en el volcán Popocatepetl. Para el análisis, utilicé registros de actividad volcánotectónica en la estación Canario (PBM-PBP) y la cantidad de lluvia acumulada (mm/día) obtenidos por la estación meteorológica ubicada en la localidad de Alzomoni, cerca de Tlamacas.

Los componentes analizadas en el capítulo anterior, parecen reflejar una relación inversa entre el factor dv/v y el conteo de eventos L_p para ciertos periodos de tiempo. Por ejemplo, entre agosto y septiembre del 2012, la curva de L_p 's registra un máximo y el dv/v ,

para la mayoría de componentes en ambas ventanas (5-7 y 11-13 s), muestra un mínimo. Sin embargo, no puedo asegurar dicha relación porque los cambios relativos en velocidad de ondas contenidas en la coda son susceptibles a diversos factores (temperatura, presión de poro, etc.) que no contemplé en este trabajo.

De acuerdo a los resultados obtenidos, la curva dv/v para los 9 componentes de PBM-PBP (5-7 s) tiene un mayor porcentaje (20-70 %), donde la relación con el conteo de Lp's es inverso. Y la ventana de 11-13 s muestra variaciones oscilatorias que en su mayoría no coinciden, de manera inversa con la curva de Lp's [Donaldson et al., 2017, De Plaen et al., 2016, Dupetel et al., 2009, Haney et al., 2014]

Finalmente, las técnicas de Interferometría Sísmica de Coda y Factor de Estiramiento tienen un gran potencial como parte del protocolo de monitoreo de actividad volcanotectónica porque la metodología es sencilla, poco costosa y la recolección de datos se puede realizar de manera continua. Sin embargo, un volcán es un sistema abierto y ello involucra una gran cantidad de parámetros que deberían ser considerados en este tipo de análisis, haciendo de la interpretación un proceso robusto y complicado.

Referencias

Referencias:

1) Donaldson Clare, Caudron Corentin , G. Green Robert, Weston A. Thelen, Robert S. White., 2017. Relative seismic velocity variations correlate with deformation at Kīlauea volcano. *Science Advances*, 3 : e1700219

2) C. Sens-Schönfelder y U. Wegler., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. *Geophysical research letters*, vol. 33, L21302, doi:10.1029/2006GL027797.

3) Christophe Voisin, Stéphane Garambois, Chris Massey, and Romain Brossier,. 2016. Seismic noise monitoring of the water table

in a deep-seated, slow-moving landslide. Interpretation (SEG and AAPG), Vol. 4, No. 3 (August 2016); p. SJ67–SJ76.

4) Del Pozzo Anna Lillian, 2012. Precursors to eruptions of Popocatepetl Volcano, Mexico. Geofís. Intl vol.51 no.1 México ene./mar. 2012.

5) De Plaen, R. S. M., Lecocq, T., Caudron, C., Ferrazzini, V., Francis, O., 2016. Single station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise, Geophys. Res. Lett., 43, 8511–8518, doi:10.1002 / 2016GL070078.

6) Duputel, Z., Ferrazzini, V., Brenguier, F., Shapiro, N., Campillo, M., Nercessian, A., 2009. Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 184, 164 – 173.

7) Gómez Angel Vázquez, 2017. Proceso actual de emplazamiento y destrucción en el volcán Popocatepetl (Tesis de Doctorado). UNAM, Tesis de Doctorado, México.

8) González, D.M., Bataille, K., Eulenfeld, T., Franco, L.E., 2016.

Temporal seismic wave velocity variations at Láscaar volcano, Andean Geology ,43 (2), 240-246, doi: 10.5027/andgeoV43n2-a05.

9) G. Poupinet, W. L. Elsworth, J. Frechet,. 1984. Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California. Journal of geophysical research, vol. 89, NO. B7, páginas 5719-5731.

10) Macías José Luis, 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana V olumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana Tomo LVII, núm . 3, 2005, p . 379-424.

11) Marco Taruselli, 2017. Cross-correlation of ambient seismic noise to monitor groundwater level variations. Application to Crépieux charmy water capturing field, France (Tesis de maestria). Politécnico de Milano, Italia.

12) Matthew M. Haney, Alicia J. Hotovec-Ellis, Ninfa L. Bennington, Silvio De Angelis and Clifford Thurber,. 2014 Tracking Changes in Volcanic Systems with Seismic Interferometry. Encyclopedia

of Earthquake Engineering. *doi*10.1007/978-3-642-36197-5_0-1.

13) Mikesell, T. D., Malcolm, A.E., Yang, D., Haney, M.M., 2015. A comparison of methods to estimate seismic phase delays: numerical examples for coda wave interferometry, *Geophys J. Int.*,202, 347 – 360, *doi* : 10.1093/gji/ggv138.

14) Muller, M., 2007. Information retrieval for music and motion. Verlag Berlin, Heidelberg .

15) Neri Olivia., 2017. Estudio de interferometría sísmica multi-componente de ruido ambiental en geotermia y vulcanología (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.

16) Ratdomopurbo Antonius y Poupinet Georges, 1995. Monitoring a temporal change of seismic velocity in a volcano: application to the 1992 eruption of Mt. Merapi (Indonesia). *Geophysical research letters*, vol. 22, NO. 7, PAGES 775-778, April 1, 1995.

17) Rivet, D., Brenguier, F., Cappa, F., 2015. Improved detection of preeruptive seismic velocity drops at the Piton de La Fournaise volcano, *Geophys. Res. Lett.*, 42,6332–6339. *doi*:10.1002/2015GL064835.

18) R. Arámbula-Mendoza, C. Valdés-González, A. Martínez-Bringas. 2010. Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196, 156–168.

19) Quezada-Reyes, A., Lesage, P., Valdés-González, C., and Perrier, L., 2013, An analysis of the seismic activity of Popocatepetl Volcano, Mexico, associated with the eruptive period of December 2002 to February 2003: Looking for precursors, in Rose, W.I., Palma, J.L., Delgado Granados, H., and Varley, N., eds., *Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards: Geological Society of America Special Paper 498*, p. 89–106, doi:10.1130/2013.2498(06).

20) Snieder R., 2006. The Theory of Coda Wave Interferometry. *Pure appl. Geophys.* 163 (2006) 455–473, 0033–4553/06/030455–19, DOI 10.1007/s00024-005-0026.

21) Takano, T., T. Nishimura, H. Nakahara, Y. Ohta, and S. Tanaka,. 2014. Seismic velocity changes caused by the Earthtide: Ambient noise correlation analyses of small-array data, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 6131–6136, doi:10.1002/2014GL060690.

6. REFERENCIAS

22) Whitcomb, J.H., Garmany, J.D., Anderson, D.L., 1973, Earthquake Prediction: Variation of Seismic Velocities before the San Francisco Earthquake, *Science*, 180, 632 – 635.