



Universidad de San Carlos de Guatemala
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Física

**MEDICIÓN DE PEQUEÑAS PERTURBACIONES DE
VELOCIDAD SÍSMICA PARA EL VOLCÁN DE PACAYA,
GUATEMALA, UTILIZANDO RUIDO SÍSMICO
AMBIENTAL.**

Amilcar Elias Roca Palma

Asesorado por Dr. Gregory P. Waite, Lic. Robin Onelio Yani Quiyuch.

Guatemala, mayo de 2018

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

**MEDICIÓN DE PEQUEÑAS PERTURBACIONES
DE VELOCIDAD SÍSMICA PARA EL VOLCÁN DE
PACAYA, GUATEMALA, UTILIZANDO RUIDO
SÍSMICO AMBIENTAL.**

TRABAJO DE GRADUACIÓN
PRESENTADO A LA JEFATURA DEL
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
POR

AMILCAR ELIAS ROCA PALMA

ASESORADO POR DR. GREGORY P. WAITE, LIC. ROBIN ONELIO YANI
QUIYUCH.

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN FÍSICA APLICADA

GUATEMALA, MAYO DE 2018

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA
ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS



CONSEJO DIRECTIVO

DIRECTOR M.Sc. Edgar Anibal Cifuentes Anléu
SECRETARIO ACADÉMICO Ing. José Rodolfo Samayoa Dardón

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

EXAMINADOR Dr. Enrique Pazos Ávalos
EXAMINADOR Dr. Juan Ponciano Castellanos
EXAMINADOR Dra. María Eugenia Cabrera Catalán



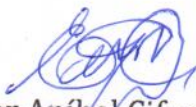
Universidad de San Carlos de Guatemala
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas



Ref. D.DTG. 003-2018
Guatemala 010 de mayo de 2018

El Director de la Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de San Carlos de Guatemala, luego de conocer la aprobación por parte del Coordinador de la Licenciatura en Física Aplicada, al trabajo de graduación Titulado: **MEDICIÓN DE PEQUEÑAS PERTURBACIONES DE VELOCIDAD SÍSMICA PARA EL VOLCÁN DE PACAYA, GUATEMALA, UTILIZANDO RUIDO SÍSMICO AMBIENTAL** presentado por el estudiante universitario **Amilcar Elias Roca Palma**, autoriza la impresión del mismo.

IMPRIMASE.


MsC. Edgar Anibal Cifuentes Anle
Director
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas



Quiero dar las gracias al departamento de Geofísica de INSIVUMEH, por brindarme el espacio para desarrollar mi trabajo de graduación. A Gregory P. Waite de la Universidad Tecnológica de Michigan, por toda la expertis y apoyo brindado desde tierras lejanas. A mi familia, por todo el apoyo incondicional. A mi novia, Elisa Tobar, por su constante e incondicional apoyo durante el desarrollo de mi trabajo.

Para mi padre, Carlos Amilcar Roca Romero.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	IV
ÍNDICE DE TABLAS	V
OBJETIVOS	VII
INTRODUCCIÓN	IX
1. Señales sísmicas de origen volcánico.	1
1.1. Clasificación de terremotos volcánicos	1
1.2. Eventos volcánicos con frecuencias altas	2
1.3. Eventos volcánicos con baja frecuencia	3
1.4. Eventos híbridos	3
1.5. Ruido sísmico ambiental	3
2. Volcán de Pacaya	5
2.1. Descripción Histórica	5
2.2. Actividad Eruptiva	6
2.3. Actividad de Monitoreo e Instrumentación	7
3. Análisis de datos sísmicos.	11
3.1. Disponibilidad de los datos.	11
3.2. Pre-procesamiento de los datos	13
3.3. Procesamiento de datos	14
3.3.1. Resultados: Autocorrelación y Correlación cruzada.	17
3.3.2. Definición de una función de referencia para la correlación.	20
3.3.3. Apilamiento:	22
3.3.4. Método de Ventana desplazada en espectros cruzados.	22
3.3.4.1. Resultados del método de ventana desplazada en espectros cruzados.	24

4. Valores de perturbación de velocidad sísmica.	39
4.1. Valores de velocidad relativa.	39
4.2. Análisis de resultados	42
CONCLUSIONES	47
RECOMENDACIONES	49
BIBLIOGRAFÍA	51

ÍNDICE DE FIGURAS

2.1. Complejo Volcánico Pacaya. Mapa elaborado por Dulce Gonzalez, INSIVUMEH.	5
2.2. Curva de respuesta de velocidad - Canal vertical. El eje vertical muestra la ganancia del instrumento en cuentas/metro/segundo. Esta curva se elaboró utilizando el software GSAC [10]	8
2.3. Instrumento sísmico de periodo corto, Sixaola4. Foto tomada de la página del fabricante [20]	9
2.4. Estaciones del Volcán de Pacaya. Elaborado por Dulce Gonzalez [12]	9
3.1. Datos registrados por las 3 estaciones.	12
3.2. Correlación cruzada, Estaciones PCG2 y PCG4. Primer rango de frecuencias.	17
3.3. Correlación cruzada, Estaciones PCG2 y PCG4. Segundo rango de frecuencias.	18
3.4. Autocorrelación, estacion PCG2 y PCG2. Segundo rango de frecuencias.	19
3.5. Autocorrelación, estacion PCG4 y PCG4. Segundo rango de frecuencias.	19
3.6. Actividad del Volcán de Pacaya registrada por el software RSAM. . .	21
3.7. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG4. Acoplamiento: 2 días.	26
3.8. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG4. Acoplamiento: 5 días.	27
3.9. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG4. Acoplamiento: 10 días.	28
3.10. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG2. Acoplamiento: 2 días.	30
3.11. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG2. Acoplamiento: 5 días.	31
3.12. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG2. Acoplamiento: 10 días.	32

3.13. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG4, PCG4. Acomplamiento: 2 días..	34
3.14. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG4, PCG4. Acomplamiento: 5 días..	35
3.15. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG4, PCG4. Acomplamiento: 10 días..	36
3.16. Regresión lineal ponderada para la estación PCG4 en autocorrelación.	37
4.1. Valores de velocidad relativa (o perturbaciones en la velocidad sísmica) usando las funciones de autocorrelación y correlación cruzada.	40
4.2. Valores relativos de velocidad correspondientes a la autocorrelación de PCG2 y PCG4. Es posible visualizar las contribuciones individuales de cada estación al promedio de la velocidad y cómo la falta de datos afecta dicha contribución.	41
4.3. Actividad volcánica significativa representada por tres áreas de color, que corresponden a la Tabla 4.1 y a los cambios relativos de velocidad	
4.1. Área de color rojo representa la etapa de fuerte desgasificación, el área de color amarillo representa los flujos de magma y el área de color cian representa la inflación del cráter.	42
4.4. Valores de RSAM correspondientes al mismo periodo de la Tabla 4.1. El marco rojo representa la etapa de desgasificación fuerte, el marco marrón representa los flujos de magma, el marco naranja representa la etapa de inflación del cráter.	43

ÍNDICE DE TABLAS

1.1. Terremotos tectónico volcánicos [29]	1
1.2. Terremotos eruptivos [29]	2
2.1. Volcán de Pacaya.	6
2.2. Volcán de Pacaya, actividad eruptiva.	6
2.3. Sixaola 4 - Características de instrumentación sísmica de periodo corto.	7
2.4. Sixaola 4 - Estación sísmica de Periodo Corto.	10
3.1. Listado de las estaciones de periodo corto.	11
3.2. Métodos de pre-procesamiento.	13
3.3. Parámetros de correlación.	16
3.4. Comportamiento Regular e Iregular para el Volcán de Pacaya.	21
3.5. Parámetros de acoplamiento de señales	22
3.6. Parámetros para el método de Ventana desplazada.	23
3.7. Regresión lineal ponderada para valores de la función de autocorrelación de PCG4.	37
4.1. Actividad significativa del Volcán de Pacaya.	42

OBJETIVOS

- **Generales**

1. Implementar una metodología que permita una aplicación inmediata y práctica de métodos de análisis de señales sísmicas en regiones volcánicas.
2. Uso de software sísmico para estudiar, analizar y manipular datos sísmicos que se registran en medios volcánicos.

- **Específicos**

1. Identificar las principales características de las señales sísmicas relacionadas con la actividad volcánica y su clasificación respectiva.
2. Obtener valores de perturbaciones de velocidad relacionados con la actividad del Volcán de Pacaya mediante el uso de sismómetros de periodo corto.
3. Comparar la actividad superficial del Volcán de Pacaya, la actividad sísmica volcánica y los valores de perturbación de velocidad, en periodos iguales.

INTRODUCCIÓN

El Volcán de Pacaya es un complejo volcánico activo ubicado en Escuintla, Guatemala. Este volcán es estudiado y monitoreado por el personal del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH) a través del uso de instrumentación sismológica que se ubica en diferentes puntos de los flancos del volcán. Este estudio ha utilizado los datos registrados alrededor de 10 meses para calcular cambios pequeños de velocidad sísmica (también llamado perturbaciones en los valores de velocidad sísmica), en el medio volcánico debido a la actividad volcánica más significativa. El flujo de trabajo de procesamiento de señales implementado aquí para lograr resultados útiles, utiliza herramientas de procesamiento de señales digitales comunes, junto con la normalización temporal, la normalización espectral y el método de espectros cruzados de ventana móvil. Todo el flujo de trabajo está integrado en un software llamado MSNoise que enfatiza su análisis en el ruido ambiental sísmico, ya que este tipo de ruido representa de una mejor manera el medio volcánico. El Volcán de Pacaya presentó tres eventos significativos durante el periodo de interés para este estudio. Las perturbaciones en los valores de velocidad obtenidos después del procesamiento de la señal, sugieren que estos corresponden a los periodos más significativos de actividad volcánica. La primera actividad, fuerte desgasificación ubicada en la cumbre de Pacaya, se correspondió con una disminución de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en el medio volcánico. Este no fue el caso para las otras dos actividades: los flujos de magma y la inflación del cráter. Ambas correspondían a un aumento de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

Estos resultados pueden usarse para mejorar la rutina de monitoreo volcánico de INSIVUMEH y para caracterizar, como primera aproximación, el comportamiento de Pacaya antes, durante y después de eventos volcánicos significativos.

1. Señales sísmicas de origen volcánico.

1.1. Clasificación de terremotos volcánicos

La primera y todavía muy popular clasificación de los terremotos volcánicos fue propuesta por Minakami (1960-1974). Fue hecho según la ubicación de sus focos, su relación con las erupciones y la naturaleza del movimiento del terremoto. La parte complicada del estudio de las señales sísmicas volcánicas es que todos los tipos de estas señales pueden participar en la misma erupción. Por lo tanto, para encontrar una distribución correcta de señales sísmicas volcánicas para un volcán específico, los centros de monitoreo de volcanes prestan atención a la frecuencia y el patrón de ocurrencia de cada erupción, los espectros de señal y las formas de onda. Todo esto se realiza durante muchos meses o años. Ejemplo de estas actividades se pueden encontrar para el Volcán Colima o el Volcán Etna [29]. La clasificación de Minakami (1960-1974) se divide en dos conjuntos: terremotos tectónico volcánicos y terremotos eruptivos. Tablas 1.1 y 1.2 brindan información sobre estos conjuntos:

Tabla 1.1. Terremotos tectónico volcánicos [29]

TIPO A	TIPO B
Profundidad 1-20 km.	Hipocentros cercanos al cono activo.
Ocurren alrededor de la base del volcán.	Más superficiales que el tipo A.
Magnitudes inferiores a 6.0 .	Magnitudes muy pequeñas.
Ondas P y S bien definidas.	Predeominan las ondas superficiales. Ondas S no son del todo claras.

Tabla 1.2. Terremotos eruptivos [29]

TERREMOTOS POR EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA	MICRO-TREMOR
Predominan longitudes de onda largas.	Caracterizado por ondas superficiales.
Hipocentros debajo del cráter activo.	Forman enjambres.
Acompañan erupciones explosivas individuales	Ocurren en diferentes etapas de la actividad volcánica.
Magnitud relacionada a explosiones eruptivas.	

Los terremotos tectónicos volcánicos se generan por estrés o migración de magma que produce la ruptura a lo largo del camino. Estos eventos son útiles para caracterizar los cambios inter-eruptivos de un volcán. Los terremotos de erupción son las señales registradas cuando el volcán ha alcanzado la etapa explosiva.

El contenido de frecuencia para estos eventos proporciona mucha información y puede usarse para confirmar las clasificaciones anteriores o proponer una nueva. Las siguientes secciones brindan suficiente información sobre el contenido de frecuencia de las señales sísmicas volcánicas, pero es importante tener en cuenta que es solo una descripción general o una buena aproximación. Cada volcán necesita un estudio previo para hacer una clasificación apropiada de sus señales y modelos fuente.

1.2. Eventos volcánicos con frecuencias altas

Los eventos volcánicos de alta frecuencia son causados por la acumulación de estrés debido, por ejemplo, a fuerzas tectónicas. Las fuerzas volumétricas asociadas con la intrusión de magma también generan estos eventos [28].

Las principales características de estos eventos son:

- Clara definición de llegadas de ondas P y S.
- Contenido de frecuencia >5 Hz.
- Siguen una distribución tipo enjambre pero no siguen la usual distribución llamada *Main-After Shock* [29].
- Localizados dentro del edificio volcánico.
- Profundidad >2 km.

Por lo tanto, estos eventos pueden estar relacionados con eventos tectónicos volcánicos, tipo A.

1.3. Eventos volcánicos con baja frecuencia

Un aspecto importante de estos eventos es que no existe una descripción exacta del modelo fuente para este tipo de eventos, sin embargo, en los pocos casos en los que ha sido posible inferir cuál es la ubicación de la fuente, resulta que es situado en la parte poco profunda del medio volcánico (profundidad < 2 km) [28]. Las fuentes pueden ser movimientos de fluidos o perturbaciones de presión en el conducto magmático superior.

Algunas características importantes de los eventos de baja frecuencia son:

- Usualmente no muestran llegadas de ondas S.
- Contenido de ondas con característica emergente.
- El contenido en frecuencia en su mayoría está restringido en el rango de 0.2 - 10 Hz.

Por lo tanto, estos eventos pueden estar relacionados con eventos tectónicos volcánicos, tipo B.

1.4. Eventos híbridos

Es posible tener señales sísmicas con características de alta y baja frecuencia. Por lo tanto, los eventos híbridos pueden reflejar una posible combinación de mecanismo fuente de ambos tipos. Estos eventos generalmente están relacionados con el crecimiento del cráter [28].

1.5. Ruido sísmico ambiental

El ruido sísmico ambiental se compone de energía sísmica dispersa de forma múltiple procedente de fuentes naturales y antropogénicas. La propagación de la onda en un medio específico está directamente relacionada con las propiedades elásticas de dicho medio. Entonces, si tales propiedades cambian en el espacio y el tiempo, esto conduce a una respuesta sísmica diferente del medio. Un medio volcánico tiene componentes que cambian sus propiedades elásticas, antes y después de una erupción. Algunos de estos componentes pueden ser los reservorios y conductos del magma [29].

Para identificar el ruido sísmico ambiental en una señal sísmica, la señal debe dividirse en dos partes diferentes: señal transitoria y estacionaria. La señal transitoria se puede asociar a eventos de corto tiempo como erupciones, eventos tectónicos, etc. Las señales transitorias tienen la mayoría de los parámetros bien identificados, como la amplitud y el periodo, y pueden estar bien representados por la transformada ordinaria de Fourier. Este no es el caso de las señales estacionarias, para las cuales no existe la transformada ordinaria de Fourier [1]. Las señales estacionarias son producidas por fuentes que cambian en el espacio y el tiempo pero que son intrínsecas al medio, por lo que cualquier cambio en ellas conduce a un cambio en las propiedades elásticas del medio. Debido a esta característica, las señales producidas por estas fuentes se llaman estacionarias, y estas son las consideradas como ruido sísmico ambiental. Entonces, si las señales estacionarias son parte de cualquier conjunto de ondas sísmicas que representan la actividad sísmica por cualquier cantidad de meses o años, la correlación en el espacio (correlación cruzada) y el tiempo (autocorrelación) junto con los pasos de procesamiento de señal correctos para dicho conjunto, mostrará la presencia de señales estacionarias, que se conocen como ruido coherente [13].

Finalmente, teniendo la función de correlación que representa el ruido coherente durante un periodo específico (por ejemplo, meses o años), es posible obtener una aproximación de la transformada de Fourier que se ajusta mejor a la función de correlación y luego obtener la función de densidad espectral de potencia, para visualizar sus características predominantes en el dominio de la frecuencia [1].

2. Volcán de Pacaya

2.1. Descripción Histórica

La actividad actual del Volcán de Pacaya comenzó en 1961, siendo la explosión de 2010 la última más fuerte registrada. El Volcán de Pacaya es un complejo con al menos seis conos: Cerro Grande, Cerro Chiquito, Cerro Chino, Pacaya Viejo, Cerro Mackenny. Cerro Mackenny es el cono activo [22]. El Volcán de Pacaya está representado en el siguiente mapa:

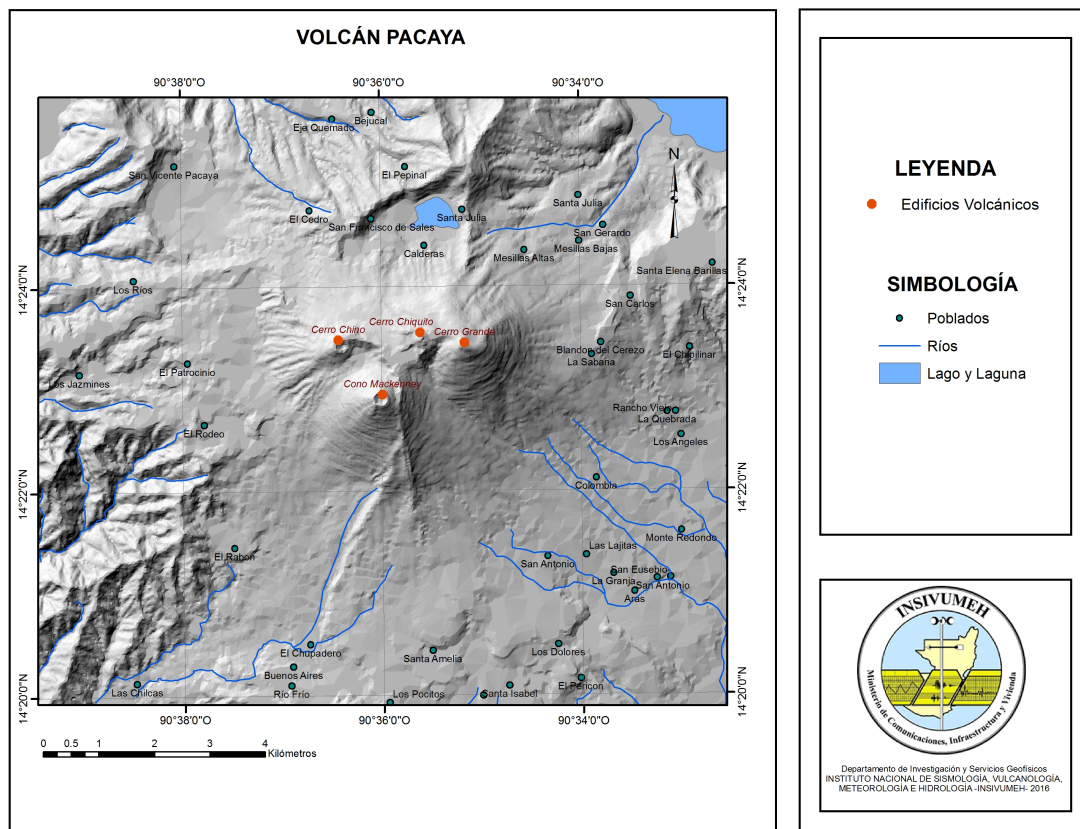


Figura 2.1. Complejo Volcánico Pacaya. Mapa elaborado por Dulce Gonzalez, IN-SIVUMEH.

Todos estos conos han sido producto de la actividad asimétrica que ha causado pequeños colapsos en los flancos y en la parte superior del volcán. El Volcán Pacaya está ubicado en el sur de Guatemala y forma parte del frente volcánico junto con Santa María, Atitlán, Fuego y Agua. Fuego es el otro volcán activo [22]. La unidad de Investigación y Servicios Geofísicos, del Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología, -INSIVUMEH-[12], realiza las labores de monitoreo sísmico y volcánico. El Volcán de Pacaya ha sido objeto de estudio de mucha importancia en Guatemala, ya que existen muchas comunidades viviendo alrededor o en las cercanías de los flancos y por lo tanto están expuestos a su actividad [16].

La Tabla 2.3 brinda información importante del Volcán de Pacaya:

Tabla 2.1. Volcán de Pacaya.

Parámetro	Descripción	
Coordenadas	Lat. 14.381° N	Lon. -90.601° W †
Elevación	2552 m (a.s.l)	†
Clasificación	Complejo volcánico	†
Contenido en roca	Basáltica, Dacítica, Andecítica	††
Configuración tectónica relacionada	Zona de subducción	††

† Base de datos tomada de *Volcanoes of the World*, 2010 [27].

†† Base de datos tomada de *National Museum of Natural History*[19].

2.2. Actividad Eruptiva

Usando la clasificación propuesta por Newhall y Self (1982) [3], la actividad típica en el Volcán Pacaya se puede clasificar con los siguientes parámetros de explosividad volcánica:

Tabla 2.2. Volcán de Pacaya, actividad eruptiva.

Parámetro	Descripción
Índice de explosividad volcánica	1 - 2
Tipo de erupción	Estromboliana
Volumen de producto expulsado	$10^4 - 10^7 \text{ m}^3$
Altura de columna	0.1 -5 km
Estilo de erupción	Central
Característica volcánica	Flujo de lava

El último evento importante registrado, ocurrió el 27 de mayo 2010, y produjo una columna de ceniza de 21 km de altura, que construyó una manta de ceniza muy alargada con un volumen estimado en 1.3 E7 m^3 [22], en concordancia con la tabla anterior.

2.3. Actividad de Monitoreo e Instrumentación

INSIVUMEH [12] realiza rutinas de monitoreo volcánico para Pacaya utilizando 4 estaciones que brindan información en tiempo real. Uno de ellos (PCG1 -3 componentes de velocidad) ha sido parte de la red sismológica nacional durante más de 10 años y sus datos se recopilan en tiempo real utilizando ondas de radio. PCG1 está vinculado directamente con el software RSAM [7] para visualizar las amplitudes sísmicas en tiempo real. Las otras tres estaciones sísmicas (PCG2, PCG3, PCG4) usan 6 componentes (3 para la aceleración-3 para la velocidad) para registrar el movimiento del suelo [20]. Estas tres estaciones han sido parte de la red sismológica nacional desde 2016, y se instalaron como parte de un proyecto de colaboración entre INSIVUMEH y la Universidad Tecnológica de Michigan [6], con fondos de la ONG Geocientíficos Sin Fronteras [2]. Las estaciones sísmicas de 6 componentes envían datos utilizando la red de internet (3G), luego son almacenados en formato SEED [23] para finalmente ser procesados utilizando el programa de uso sismológico llamado SEISCOMP3 [24].

Las estaciones sísmicas PCG2, PCG3 y PCG4 se utilizan para medir eventos de periodo corto [20]. Los 3 canales de velocidad, que se utilizan para este estudio, registran los datos bajo los siguientes parámetros:

Tabla 2.3. Sixaola 4 - Características de instrumentación sísmica de periodo corto.

Parámetro	Valor [†]
Componentes	3
Muestras por segundo	50 or 100
Rango de respuesta plana en frecuencia	0.7 – 17Hz
Polos	-1, -3.03, -3.03, -94.5
Ceros	0, 0, 0
Sensitividad	3E8 cuentas/m/s ±0.05
Digitalizador	24 bit ADC, SIGMA Delta.
Rango dinámico del digitalizador	24 bits (144 dB)

[†] Datos recolectados de las especificaciones del fabricante [20].

Para visualizar el rango de frecuencia plana de este instrumento, Figura 2.2 muestra la curva de respuesta de velocidad:

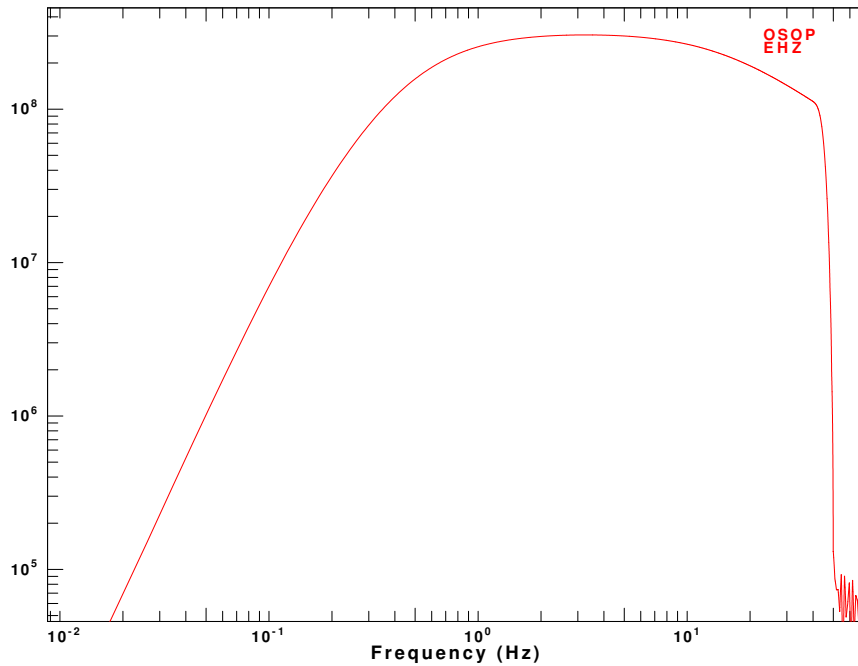


Figura 2.2. Curva de respuesta de velocidad - Canal vertical. El eje vertical muestra la ganancia del instrumento en cuentas/metro/segundo. Esta curva se elaboró utilizando el software GSAC [10]

Esto corresponde al canal de velocidad vertical (EHZ) pero para los otros componentes (Norte-Sur (EHN), Este-Oeste (EHE)) la curva es la misma porque los dos últimos componentes usan los mismos parámetros de filtro. Es importante ver el efecto del filtro paso bajo cerca de 40 Hz y la región de respuesta "plana" del componente de velocidad que, afortunadamente, cae dentro del rango de frecuencias especificado por el fabricante.

La siguiente imagen muestra el instrumento sísmico:



Figura 2.3. Instrumento sísmico de periodo corto, Sixaola4. Foto tomada de la página del fabricante [20]

El siguiente mapa muestra la ubicación de cada estación y su código respectivo. Las estaciones PCG2, PCG4, PCG4 se utilizan para este estudio. Los pequeños cuadrados azules representan estos instrumentos.

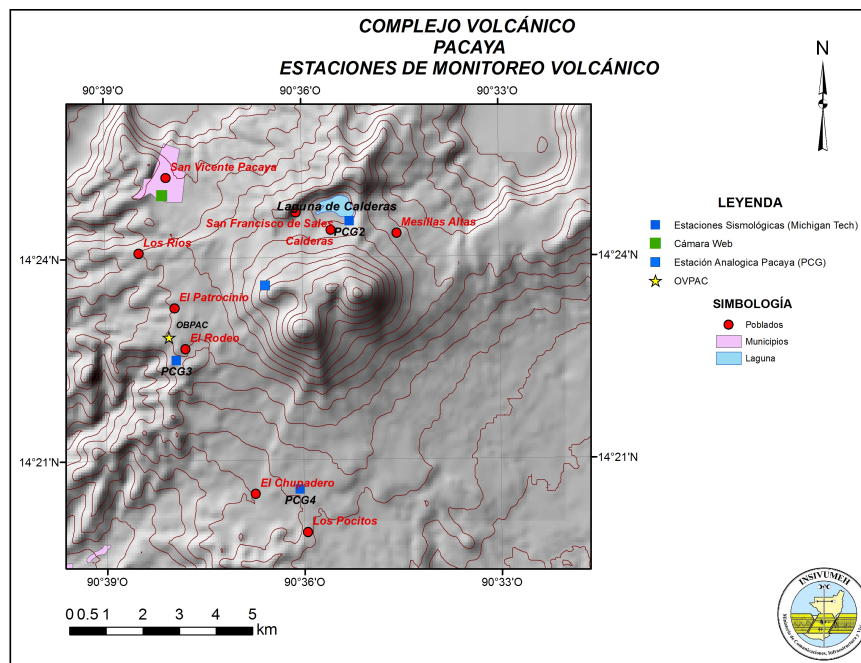


Figura 2.4. Estaciones del Volcán de Pacaya. Elaborado por Dulce Gonzalez [12]

Tabla 2.4 da la información de ubicación:

Tabla 2.4. Sixaola 4 - Estación sísmica de Periodo Corto.

Instrumento	Nombre	Coordenadas	Distancia desde el cráter Mackenney [†]
Sixaola4	PCG2	Lat 14.407980 N, Lon. -90.587890 W	3.333 km
Sixaola4	PCG3	Lat 14.373900 N, Lon. -90.632100 W	3.514 km
Sixaola4	PCG4	Lat 14.3418460 N, Lon. -90.6009640 W	4.251 km

[†] Datos obtenidos utilizando el programa QGIS [21].

La estación PCG1 no está incluida porque el formato en el que registra los datos no se puede incluir en el software de procesamiento de señal utilizado para este estudio.

3. Análisis de datos sísmicos.

Para obtener valores de perturbación de velocidad, se implementó el software MSNoise [14]. Este software utiliza un flujo de trabajo que incluye técnicas comunes de procesamiento de señales junto con la normalización de tiempo y frecuencia de la señal, la autocorrelación y el proceso de correlación cruzada, y finalmente el método de la ventana móvil espectral cruzada[18]. Todo este flujo de trabajo se modifica utilizando la línea de comandos y la interfaz del navegador web desde la computadora. Los siguientes gráficos fueron elaborados utilizando las herramientas de ploteo del mismo software.

3.1. Disponibilidad de los datos.

Los datos utilizados para este estudio se registran en tres estaciones de periodo corto que están ubicadas alrededor del Volcán Pacaya. La Tabla 3.1 especifica el nombre de cada estación, el tiempo que han estado grabando datos y los diferentes componentes que se usaran:

Tabla 3.1. Listado de las estaciones de periodo corto.

Estación	Nombre	Canal	Tiempo de Operación.
1	PCG2	SHZ	2016 - 2017/06
2	PCG3	SHZ	2016 - 2017/06
3	PCG4	SHZ	2016 - 2017/06

Es importante obtener una representación clara de la disponibilidad de los datos, a fin de aclarar dónde se pueden implementar la correlación cruzada y la autocorrelación.

La Figura 3.1 muestra la distribución de los datos para cada estación en el periodo correspondiente:

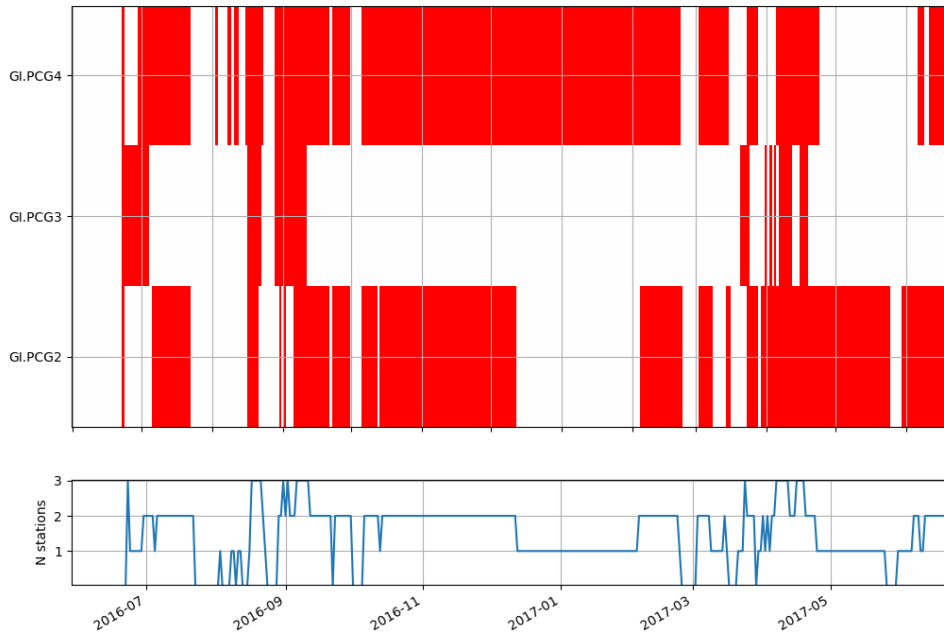


Figura 3.1. Datos registrados por las 3 estaciones.

La Figura 3.1 muestra que se pueden obtener resultados de correlación cruzada entre PCG2 y PCG4 alrededor de octubre y diciembre de 2016. PCG4 muestra un comportamiento continuo en los datos durante casi 5 meses, lo que es útil para la autocorrelación. Lamentablemente, PCG3 muestra la falta de datos durante largos periodos que no permiten calcular la correlación cruzada o la autocorrelación con resultados útiles. Sin embargo, los pequeños fragmentos de datos de PCG3 se pueden utilizar para mejorar el valor promedio final de la correlación cruzada, donde PCG2 y PCG4 tienen datos correspondientes con PCG3. La comunicación principal (telemetría) o los problemas de corriente eléctrica son la causa principal de las interrupciones de datos.

3.2. Pre-procesamiento de los datos

Para garantizar los mejores resultados, el control de calidad se implementa mediante múltiples pasos de preprocesamiento que permiten retener solo la información necesaria para mejorar la relación señal/ruido de las correlaciones finales. Para este estudio, la Tabla 3.2 muestra qué métodos se aplicaron y su valor asociado correspondiente:

Tabla 3.2. Métodos de pre-procesamiento.

Método	Nombre	Valor
1	Remover la media	N/A †
2	Remover línea de tendencia	N/A †
3	Ajuste de Señal	N/A †
4	Filtro paso-bajo	0.7 Hz
5	Filtro paso-alto	10 Hz
6	Decimación/sub-muestreo	Método Lanczos / 20 Hz

† No aplica un valor específico.

Descripción:

- El método *Remover la media* transforma los datos en un valor medio cero, para minimizar la contaminación de periodo largo. El método *Remover línea de tendencia* elimina cualquier tendencia lineal de periodo largo [25]. El método *Ajuste de señal* se utiliza para suprimir la fuga del lóbulo lateral que normalmente aparece en la implementación de la Transformada rápida de Fourier [25]. De modo que esto corresponde a suavizar el espectro [8].
- *Filtro paso-bajo* y *Filtro paso-alto* son los límites utilizados para definir un filtro pasa banda. Los valores seleccionados para ellos, en este estudio, se seleccionaron teniendo en cuenta las frecuencias de esquina del instrumento y las señales sísmico-volcánicas de interés (eventos de alta y baja frecuencia).
- *Decimación/sub-muestreo* se usa para aumentar la resolución de la conversión de analógico a digital al reducir el nivel de ruido de cuantización [8]. El método de remuestreo de Lanczos se usa generalmente para aumentar la frecuencia de muestreo de una señal digital. El método Lanczos se puede utilizar como un método de suavizado de señal [11].
- Para este estudio, los archivos de respuestas del instrumento no se usaron porque las estaciones utilizadas para este estudio son todas de la misma marca y

la misma configuración, por lo tanto, este paso se puede omitir. Esto es confirmado por el software MsNoise con la siguiente nota: *Quitar la respuesta del instrumento es una tarea muy costosa desde el punto de vista computacional y no es útil para dv/v si sus instrumentos no cambiaron durante el periodo analizado. Tampoco es necesario para la tomografía si todos los instrumentos son iguales, o al menos tienen una respuesta de fase idéntica en la banda de frecuencias de interés*[17].

Hay dos pasos más por realizar para reducir el efecto de los terremotos tectónicos, las irregularidades instrumentales y las fuentes de ruido no estacionario cerca de las estaciones. Estos pasos son: **Normalización temporal** y **Normalización espectral o Blanqueo de la señal** [9]. Ambos imponen modificaciones no lineales a las formas de onda, por lo que el orden de operación es significativo.

- **Normalización temporal**

Básicamente, es dividir la señal en ventanas pequeñas de longitud N (N veces del valor RMS). Entonces, el resultado es una señal sísmica recortada. En este estudio, el valor asignado a N es 3.

- **Blanqueo de la señal**

El ruido sísmico ambiental no es plano en el dominio de la frecuencia. Por lo tanto, un filtro blanqueador enfatiza los componentes de frecuencia débiles en un rango de frecuencias dado y combate la degradación causada por fuentes monocromáticas persistentes [26].

Para este estudio, la intención es visualizar las señales sísmicas volcánicas de la mejor manera, por lo que el rango de frecuencias altas y bajas se seleccionó utilizando dos intervalos: **0.7 Hz a 5.0 Hz** y **0.7 Hz a 10.0 Hz** . Es recomendado probar con diferentes rangos de frecuencia para obtener el mejor espectro normalizado [4].

3.3. Procesamiento de datos

Las funciones de correlación cruzada y automática son una medida de la similitud entre dos conjuntos de datos. Estas funciones de correlación se pueden usar con funciones continuas o funciones discretas (señales digitales) [15]. La función de au-

tocorrelación para una función real dependiente del tiempo, se define de la siguiente manera:

$$C_{11}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_{-T/2}^{T/2} f_1(t) f_1(t + \tau) dt \quad (3.1)$$

y para la correlación cruzada,

$$C_{12}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \int_{-T/2}^{T/2} f_1(t) f_2(t + \tau) dt \quad (3.2)$$

Algunas propiedades importantes de la función de autocorrelación son:

- La función de autocorrelación es una función par:

$$C_{11}(\tau) = C_{11}(-\tau)$$

- Tiene su máximo valor en $\tau = 0$
- Si el valor pico está en $\delta t \neq 0$, el conjunto tiende a tener peridiocidad, con un periodo δt , el cual representa el tiempo de retraso.
- T representa el tamaño del registro en el tiempo.

Algunas propiedades importantes de la función de correlación cruzada:

- Cuando los dos conjuntos son casi iguales, los productos suelen ser positivos y la integral tiene un gran valor positivo.
- Cuando los dos conjuntos son diferentes, los productos son positivos y negativos, por lo que la integral tiene un valor pequeño.
- Si la integral tiene un gran valor negativo, los dos conjuntos de datos serían similares si uno de ellos fuera invertido.

- Si dos conjuntos de datos tienen correlación cruzada en el dominio del tiempo, el efecto en el dominio de la frecuencia es lo mismo que multiplicar el espectro complejo del segundo conjunto de datos por el conjugado del espectro complejo del primer conjunto [26].

$$C_{12}(\tau) \longrightarrow \overline{F_1(v)}F_2(v) = |F_1(v)||F_2(v)| \exp^{-j[\gamma_{f_1}(v)-\gamma_{f_2}(v)]} \quad (3.3)$$

Es importante darse cuenta de que el signo de un espectro de fase es equivalente a invertir el trazado en el dominio del tiempo.

En este estudio, las funciones de correlación cruzada y automática se implementan con el fin de encontrar la mejor función de referencia de correlación cruzada para luego utilizar el método de la ventana espectral móvil cruzada, implementado por el software MsNoise [18].

La Tabla 3.3 contiene los parámetros utilizados para calcular las funciones de autocorrelación y correlación cruzada. Los valores para cada parámetro también son enlistados.

Tabla 3.3. Parámetros de correlación.

Parámetro	Parámetro en MsNoise	Valor
1	Tasa de muestreo para correlación cruzada	20.0 s
2	Tiempo de análisis	86400 s
3	Maxlag	50.0 s
4	Duración de la correlación	1800 s

Por lo tanto, los conjuntos de datos sísmicos se dividirán cada 24 horas (duración del análisis), y la correlación cruzada y automática se calculará cada 30 minutos con tiempos de atraso (positivo y negativo) de 50 segundos como máximo. La velocidad de muestreo para esta operación tiene un valor de 20 segundos.

3.3.1. Resultados: Autocorrelación y Correlación cruzada.

Las funciones de correlación se implementaron utilizando dos valores de rango de frecuencias diferentes para el proceso de *blanqueamiento*. El primer conjunto de valores de frecuencias estaba entre 0.7 y 5.0 Hz, y el segundo conjunto estaba entre 0.7 y 10.0 Hz. Las Figuras 3.2 y 3.3 muestran la correlación automática y cruzada para dos de las tres estaciones, porque la tercera estación (PCG3) tuvo muchas pérdidas de datos debido a una señal deficiente para la transmisión de datos.

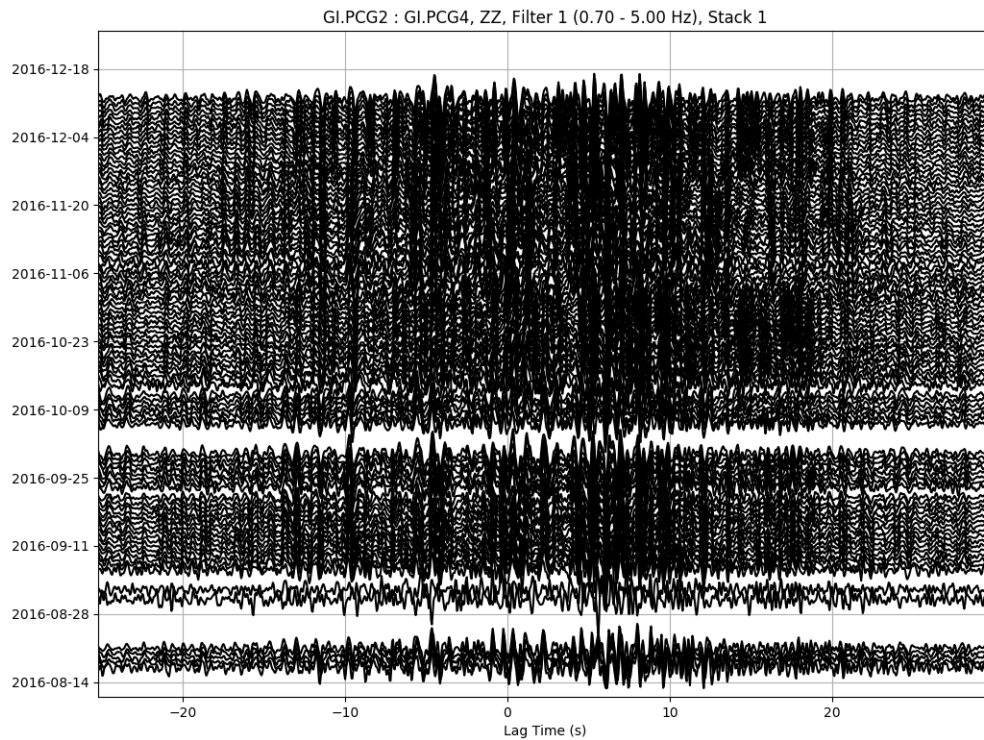


Figura 3.2. Correlación cruzada, Estaciones PCG2 y PCG4. Primer rango de frecuencias.

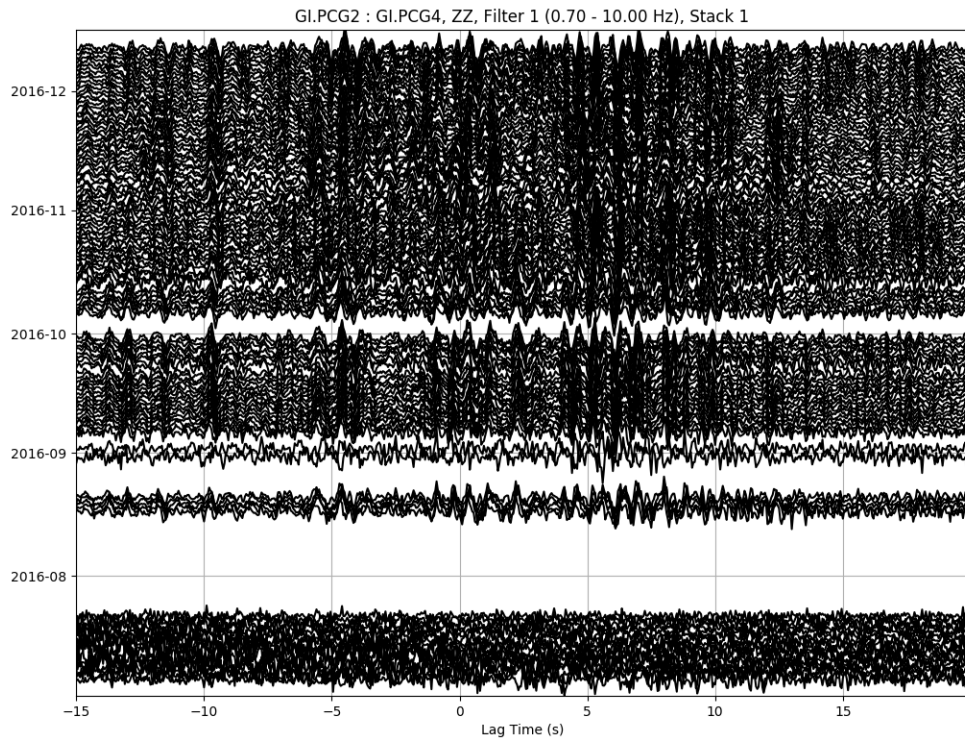


Figura 3.3. Correlación cruzada, Estaciones PCG2 y PCG4. Segundo rango de frecuencias.

Las Figuras 3.2 y 3.3 deben reflejar la variabilidad en la coherencia de las señales sísmicas a lo largo del tiempo, para identificar en qué intervalo de tiempo podrían existir cambios en el medio volcánico.

En algunos casos, las autocorrelaciones computacionales también pueden ser útiles para dar más información sobre estas variaciones, como se ilustra en las Figuras 3.4 y 3.5.

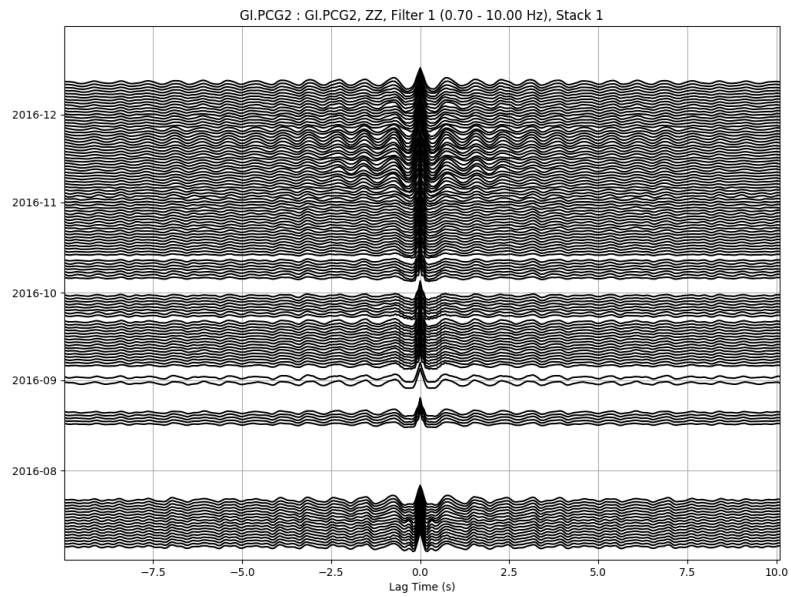


Figura 3.4. Autocorrelación, estación PCG2 y PCG2. Segundo rango de frecuencias.

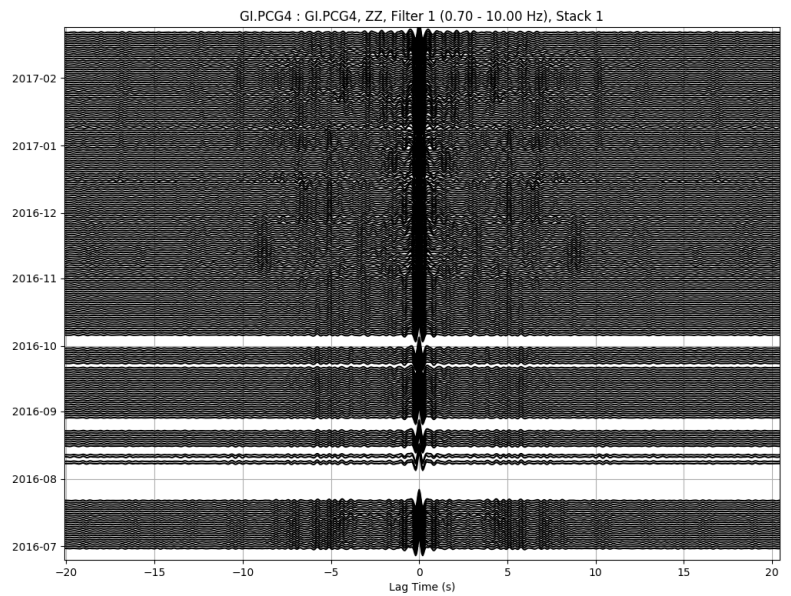


Figura 3.5. Autocorrelación, estación PCG4 y PCG4. Segundo rango de frecuencias.

Todos los datos se filtraron de 0.7 Hz a 10 Hz antes de ser procesados, esto se hizo con el fin de: utilizar solo los datos que se han registrado en la región plana de la curva de respuesta del sismómetro e identificar eventos tectónicos volcánicos en el rango de baja frecuencia. Los eventos de baja frecuencia aparecen regularmente en una banda estrecha entre 0.2 Hz - 10 Hz. Cuando ha sido posible determinar la ubicación de estos eventos de baja frecuencia, aparecen en la parte superficial del volcán (<2 km) y su ocurrencia se ha atribuido al magma que asciende hacia la superficie y a la existencia de disturbios de presión causados por burbujas de gas ascendentes dentro de un fluido en movimiento [28].

3.3.2. Definición de una función de referencia para la correlación.

Es necesario identificar en qué periodo la actividad volcánica se puede clasificar como regular cuando la actividad sube o baja (por ejemplo, antes del proceso de erupción, la actividad volcánica aumenta). El comportamiento regular del volcán debe identificarse en las funciones de autocorrelación y correlación cruzada, para tener una función de correlación de referencia.

Esta función de correlación de referencia va a ser utilizada por el método de Ventana desplazada en espectros cruzados, para comparar con el comportamiento irregular del volcán y finalmente obtener los cambios de velocidad respectivos. Para tener una mejor idea sobre el periodo para estos posibles cambios, es útil revisar otro tipo de información, como boletines de actividad volcánica que documentan actividad inusual. Además, hay otras herramientas de datos sísmicos, como RSAM, que proporcionan una descripción general de la actividad [7].

El software RSAM se utiliza como un monitor sísmico en tiempo real para el Volcán Pacaya en INSIVUMEH [12]. Este software usa solo una estación (PCG). A diferencia de las tres estaciones mencionadas anteriormente (Tabla 3.1), esta estación se utilizó hace muchos años y envía sus datos mediante telemetría de ondas de radio. Dicha estación no se usa para el análisis previo porque los datos se almacenan en un formato diferente y los parámetros de calibración para esta estación son diferentes de Sixaola4 (Figura 2.3).

Los datos registrados por el software RSAM durante el periodo correspondiente, puede ser representado por la siguiente Figura 3.6:

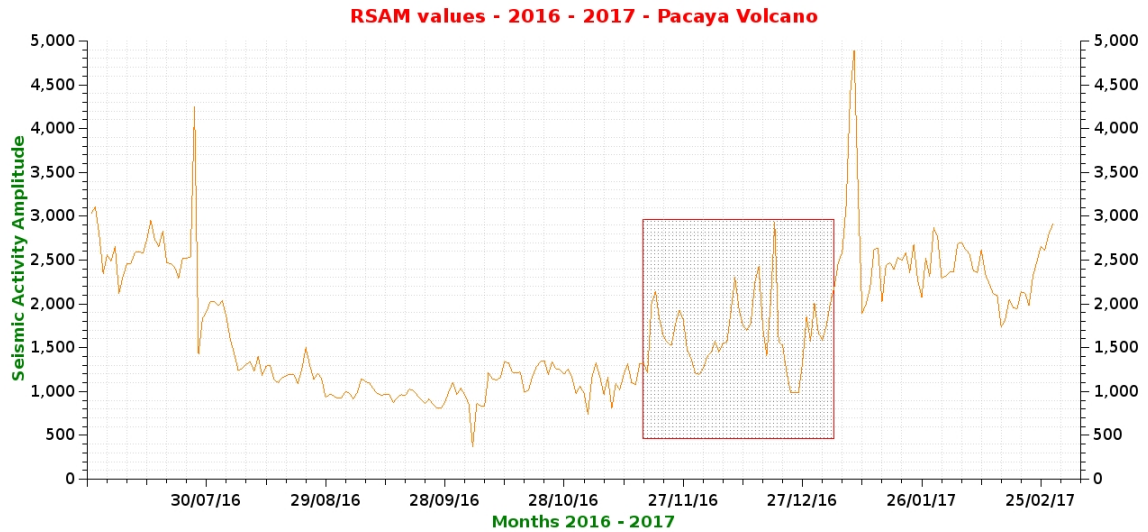


Figura 3.6. Actividad del Volcán de Pacaya registrada por el software RSAM.

El recuadro rojo en la Figura 3.6 muestra el incremento de actividad sísmica alrededor de los primeros días de noviembre. Después de ver las Figuras 3.2 y 3.3, junto con la actividad registrada por el RSAM, Figura 3.6, es posible ver dónde tiene el Volcán de Pacaya una actividad regular e irregular respectivamente.

La Tabla 3.4 representa esta idea:

Tabla 3.4. Comportamiento Regular e Irregular para el Volcán de Pacaya.

Comportamiento	Periodo	Útil como referencia
Regular	Julio,2016 - octubre,2016	SI
Irregular	Noviembre,2016 - diciembre,2016	NO
Explosivo	Enero, 2017	NO

Por lo tanto, será posible encontrar cambios o perturbaciones en los valores relativos de velocidad de noviembre 2016 a enero 2017.

3.3.3. Apilamiento:

Una vez que se identifica el comportamiento regular e irregular de las señales sísmicas, el siguiente paso es distribuir las en dos apilaciones diferentes, una para el comportamiento regular y otra para el comportamiento irregular. El grupo regular se llamará "**Función de referencia**", y el conjunto irregular se llamará "**Función actual**". Para este estudio, la Tabla 3.5 muestra los intervalos de tiempo que se usaron:

Tabla 3.5. Parámetros de acoplamiento de señales

Parámetro	Valor/Fecha
Inicio de la función de referencia	2016-07-01
Final de la función de referencia	2016-10-31
Días de acoplamiento para la función actual	2,5,10
Método de acoplamiento	lineal

El proceso de apilamiento para la función actual se implementa para diferentes días. La razón es que diferentes días de apilamiento devuelven diferentes resoluciones que afectan los valores de perturbaciones de velocidad [14].

3.3.4. Método de Ventana desplazada en espectros cruzados.

Este método fue nombrado por *Ratdomopurbo & Poupinet (1995)* y tiene la ventaja de operar en el dominio de frecuencia, donde el ancho de banda de la señal coherente en la función de correlación puede definirse claramente. Este método se desarrolla en dos pasos:

- a. Cálculo del tiempo de retraso entre los dos conjuntos de datos usando ventanas superpuestas.
- b. Evaluación de la variación de velocidad relativa asociada a la función actual con respecto a la referencia, calculando una regresión lineal a través de mínimos cuadrados ponderados sobre los retardos que se han calculado durante el primer paso.

Es importante darse cuenta de que los valores de velocidad obtenidos con este método fueron computados considerando el siguiente enfoque:

“ Para una aproximación de primer orden, se considera que cualquier cantidad de perturbación en el campo de tensión actúa homogéneamente sobre la región considerada. Posibilitando el cálculo de los valores de velocidad utilizando una regresión lineal ” [4].

La evaluación y validación respectiva de estas ideas ya se ha elaborado [4]. Antes de comparar ambos conjuntos de datos (funciones de referencia y actuales) se dividen en M ventanas. Cada ventana se comparará y superpondrá para obtener el tiempo de retardo correspondiente. Los parámetros utilizados para este método se muestran en la Tabla 3.6:

Tabla 3.6. Parámetros para el método de Ventana desplazada.

Parámetro	Valor
Tamaño de la ventana	10.0 seconds
Paso de desplazamiento	5.0 seconds
Sobreposición	50.0 %

Debe especificarse el rango de frecuencias que se utilizará para este método porque funciona en el dominio de la frecuencia. El rango de frecuencia se especifica según las señales sísmicas que se desean estudiar. Para este caso, el rango de frecuencia es de 0.7 Hz a 2.0 Hz.

3.3.4.1. Resultados del método de ventana desplazada en espectros cruzados.

Es posible trazar los resultados en cuatro gráficos diferentes:

1. Desfase temporal vs. Tiempo de retardo: diferentes valores de tiempo de retardo se representan mediante una escala de colores. Con este gráfico es fácil identificar cambios importantes en los valores de tiempo de retardo para un periodo específico de tiempo. Este es el primer gráfico en la primera línea en las Figuras 3.7, 3.8 y 3.9.
 2. Desfase temporal vs. tiempo de retardo: este gráfico representa el valor de tiempo de retardo promedio para un desfase temporal específico. Este es el segundo gráfico en la primera línea en las Figuras 3.7, 3.8 y 3.9.
 3. Tiempo de retardo vs. Coherencia media: este gráfico se usa para representar la relación que existe entre los valores de tiempo de retardo y la coherencia media entre las señales sísmicas. Si los valores medios de coherencia son cercanos a uno (es decir, se registraron señales sísmicas casi iguales) durante un periodo específico, los tiempos de retardo son pequeños para el mismo periodo. Si los valores medios de coherencia son cercanos a cero (es decir, las señales sísmicas registradas son realmente diferentes) durante un periodo específico, los tiempos de retraso son grandes para el mismo periodo. El primer gráfico en la segunda línea de Figuras 3.7, 3.8 y 3.9 muestra esta relación.
 4. Tiempo de retardo vs. Coherencia media: este gráfico representa valores de coherencia promedio para valores de tiempo de retardo específicos. Este es el segundo gráfico en la segunda línea de Figuras 3.7, 3.8 y 3.9.
- **Nota:** los cuatro gráficos muestran resultados correspondientes al mismo periodo.

Es importante usar estos gráficos para estimar cuáles pueden ser los límites posibles para realizar más cálculos. Para este estudio, la función de referencia y la función actual correspondiente a las estaciones PCG2 y PCG4 son de interés.

- **Estaciones PCG2-PCG4:**

Los datos trazados en las Figuras 3.7, 3.8 y 3.9 son útiles solo en un intervalo de tiempo limitado. Por ejemplo, en la Figura 3.7, de noviembre a diciembre, los datos son continuos y está claro que los valores de retardo de tiempo (dt) cambian de azul a rojo, por lo que es posible inferir que algo sucedió aquí pero no fue un gran cambio, porque los colores azul y rojo son los colores más cercanos al valor cero. Sin embargo, este cambio podría medirse. Desafortunadamente, los espacios en blanco (sin datos) **no permiten calcular una buena regresión lineal ponderada sobre todos los valores de tiempo de retardo.**

Además de esto, los resultados de coherencia muestran algo particular entre -20 y -40 , y entre noviembre y diciembre. En este rango, los valores de coherencia disminuyen y crea un pico diferente para el resto del gráfico. El mismo análisis corresponde a la Figura 3.8 y 3.9. Está claro el cambio de resolución cuando el valor de apilamiento va de 2 a 10 días.

GI.PCG2-GI.PCG4 f1 m2

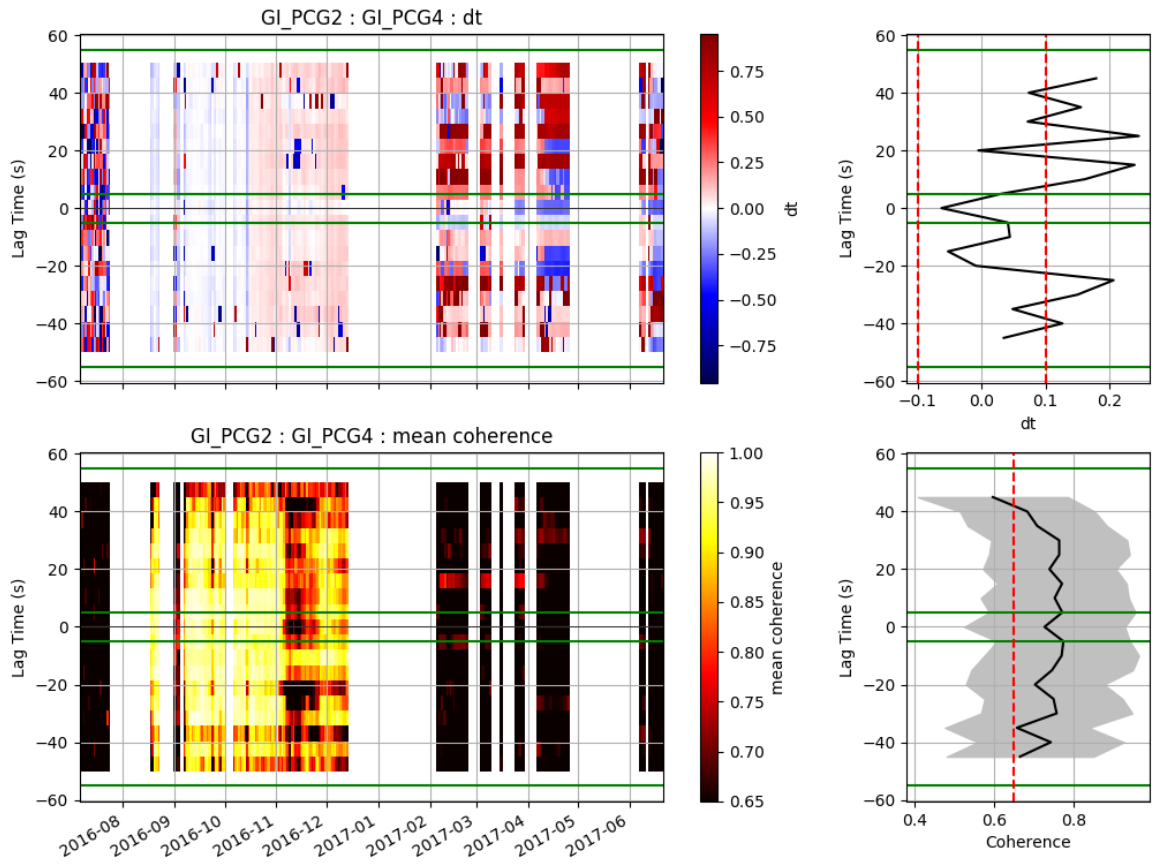


Figura 3.7. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG4. Acoplamiento: 2 días.

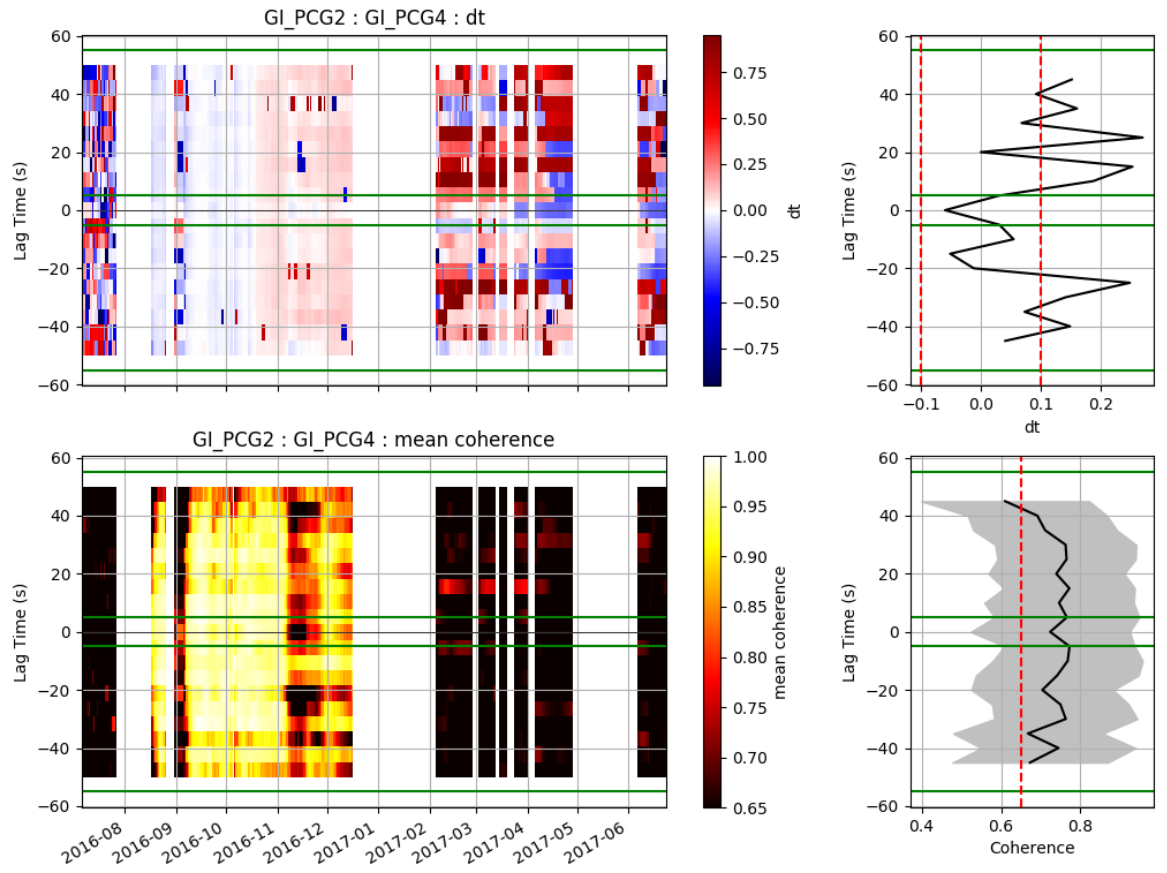


Figura 3.8. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG4. Acomplamiento: 5 días.

GI.PCG2-GI.PCG4 f1 m10

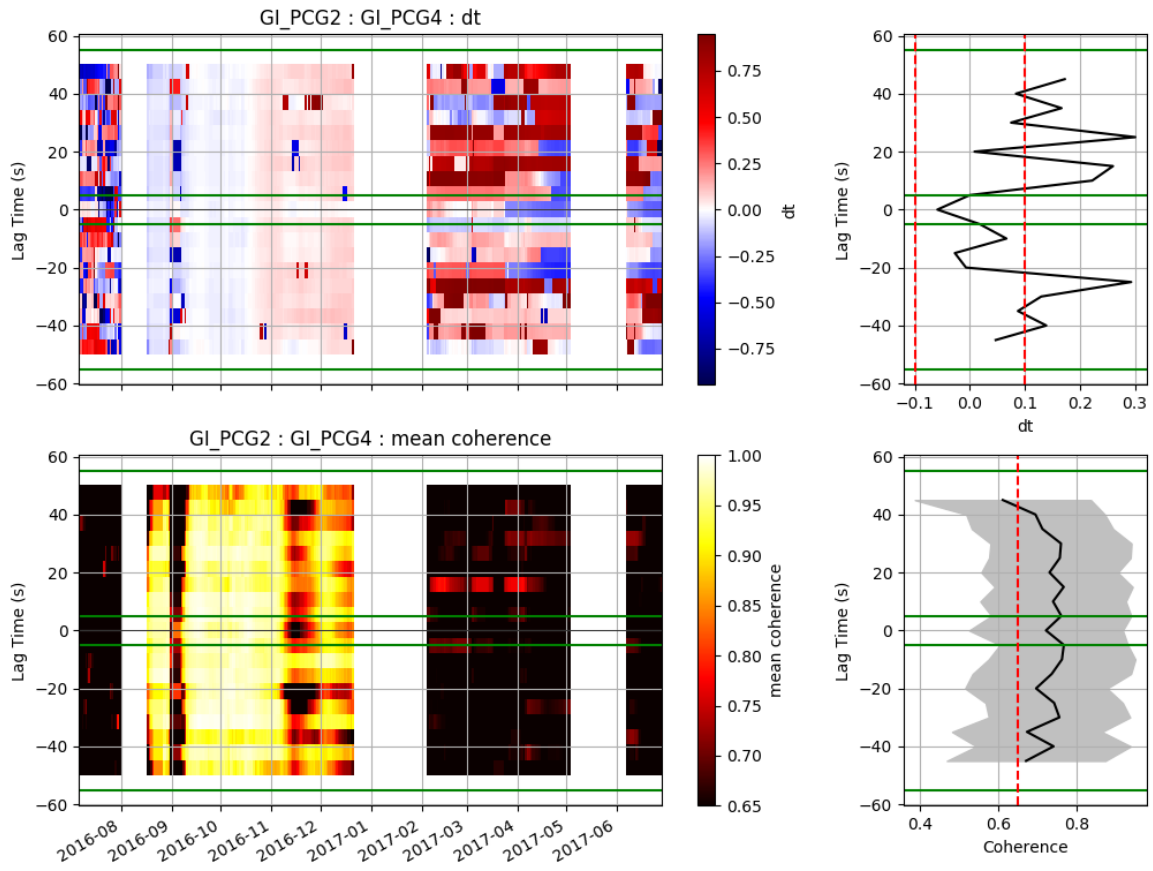


Figura 3.9. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG4. Acoplamiento: 10 días.

- **Estaciones PCG2-PCG2:**

Las Figuras 3.10, 3.11 y 3.12, muestran casi las mismas características que los gráficos PCG2 y PCG4, Figuras 3.7, 3.8 y 3.9, con respecto a los valores de retardo de tiempo. Pero la diferencia relativa más grande entre ellos se puede identificar usando el gráfico de coherencia de las mismas figuras, **en el rango 2017-02 y 2017-04**. Los diagramas de coherencia PCG2-PCG4 (Figuras 3.7, 3.8 y 3.9) muestran un área con un valor promedio de 0.65 y PCG2-PCG2 (Figuras 3.10, 3.11 y 3.12) muestran los valores de coherencia del mismo valor mínimo a un valor máximo (casi uno).

Los valores de retardo calculados mediante la autocorrelación de PCG2 presentan el mismo problema que la correlación cruzada PCG2-PCG4. No es útil calcular una regresión lineal ponderada para todos estos datos, ya que hay muchas lagunas de tiempo. Sin embargo, se puede calcular una regresión lineal ponderada en un intervalo de tiempo estrecho (por ejemplo, la regresión lineal en un rango de tiempo de noviembre-2016 a diciembre-2016 puede ser útil para cálculos posteriores).

GI.PCG2-GI.PCG2 f1 m2

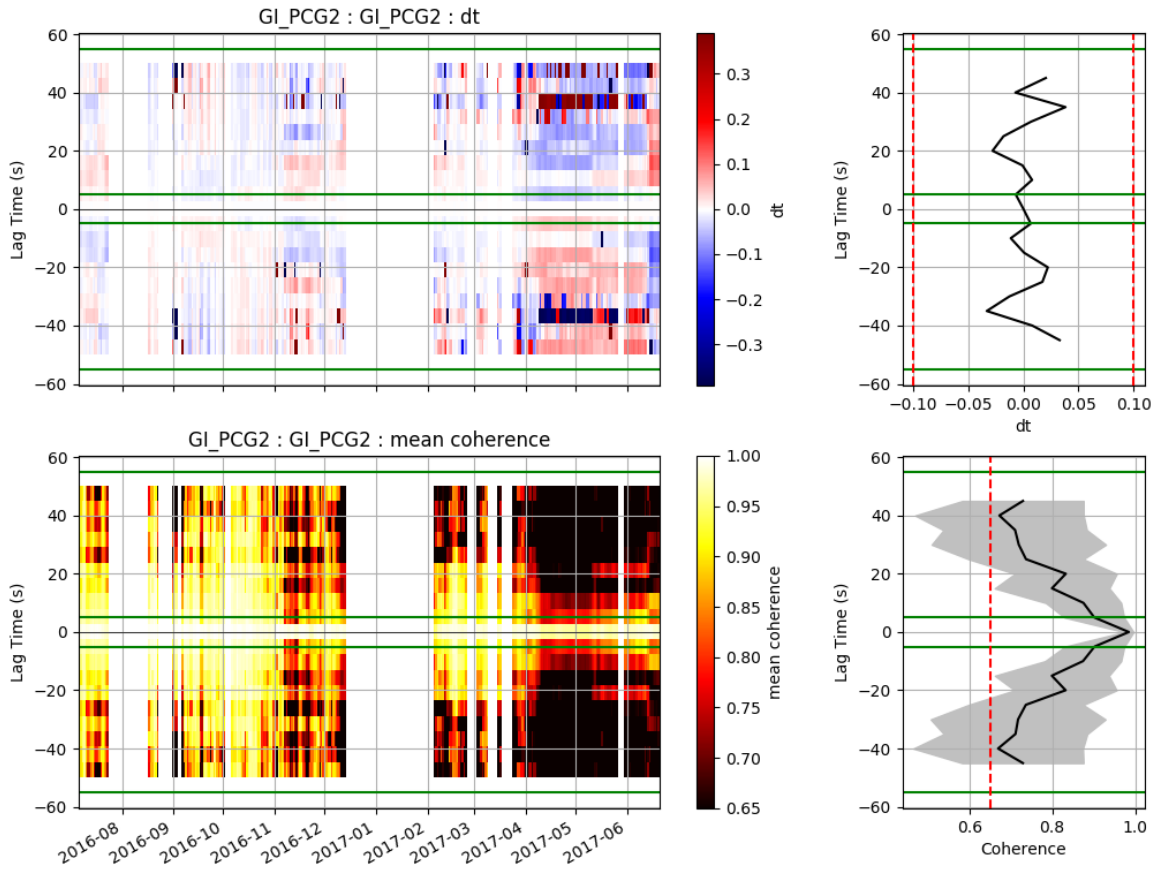


Figura 3.10. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG2. Acomplamiento: 2 días.

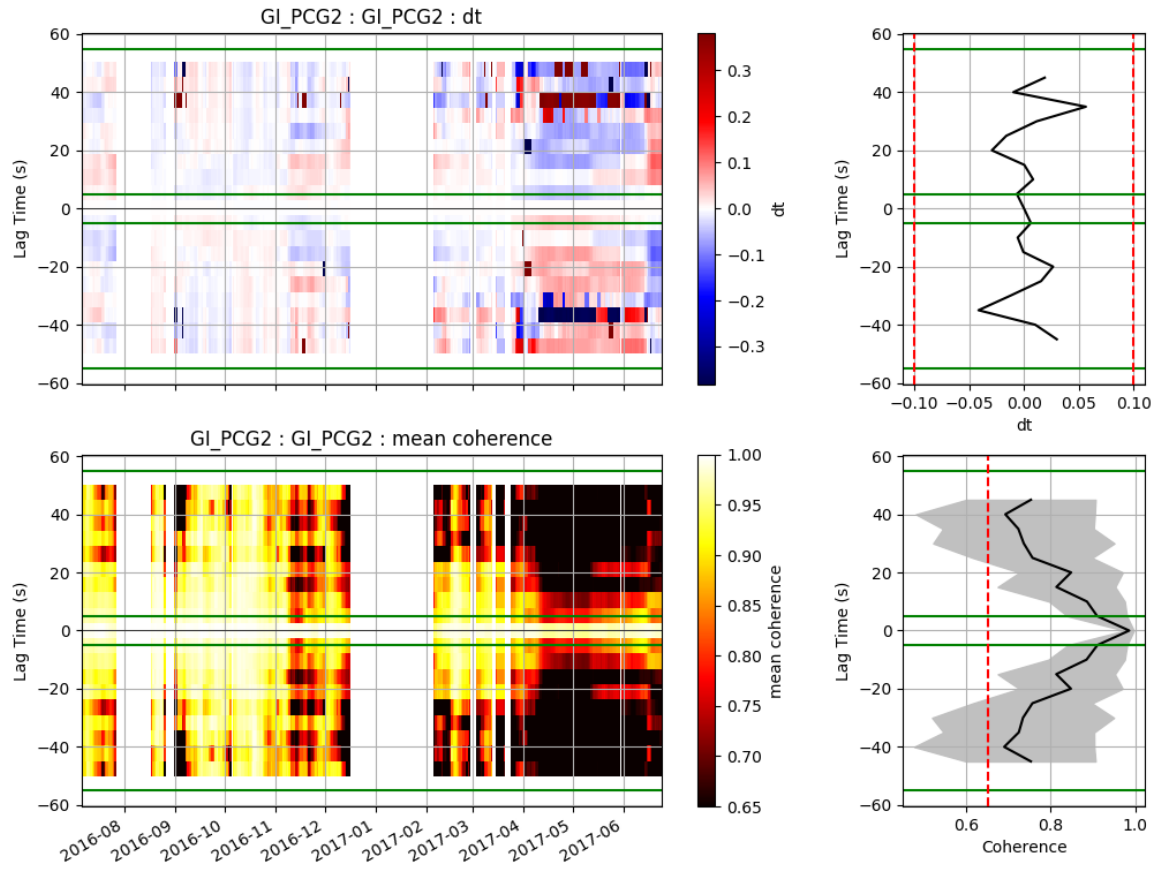


Figura 3.11. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG2. Acomplamiento: 5 días.

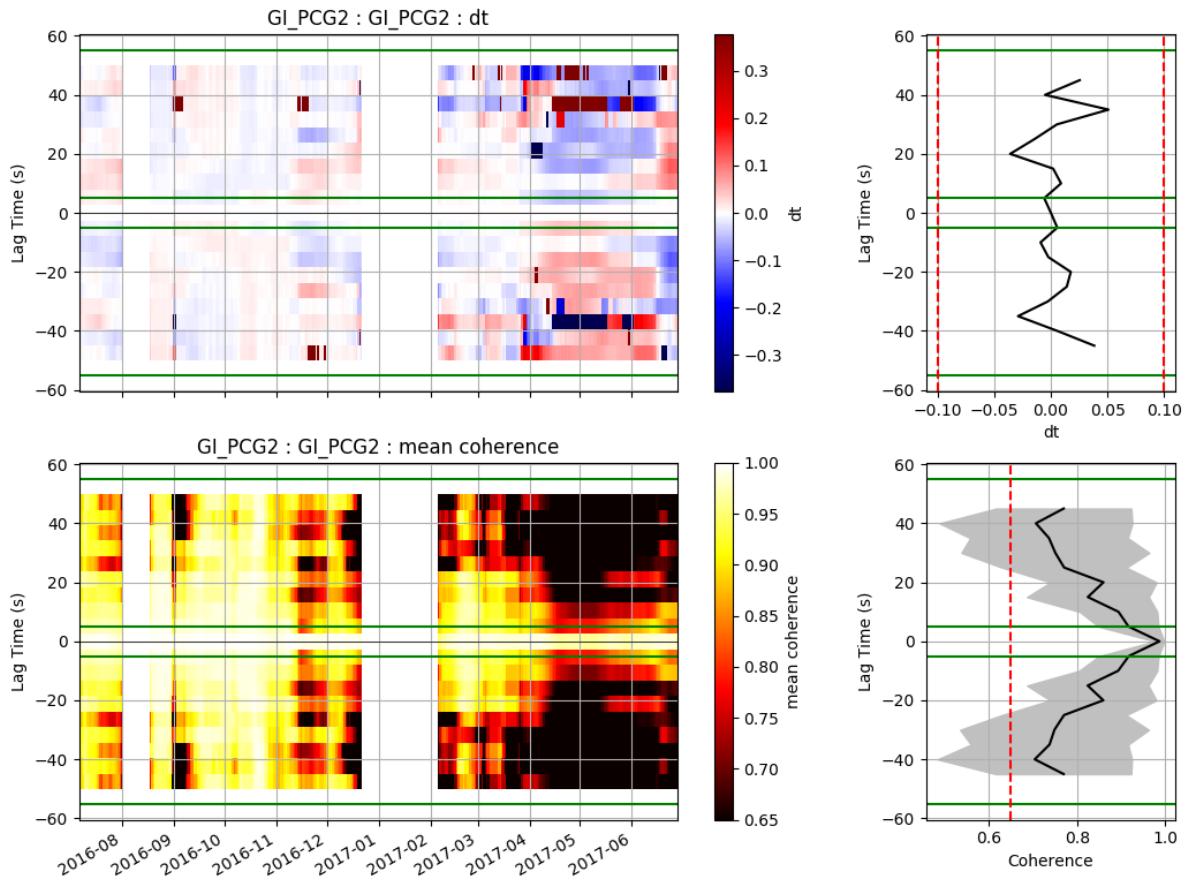


Figura 3.12. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG2, PCG2. Acomplamiento: 10 días.

- **Estaciones PCG4-PCG4:**

Las Figuras 3.13, 3.14 y 3.15, muestran una mejor representación del comportamiento del volcán, debido a su continuidad en el tiempo. Es claro que los valores de retardo están más cerca unos de otros que las Figuras PCG2-PCG2 o PCG2-PCG4. Esto significa que la regresión lineal ponderada sobre los datos de la Figura 3.15 va a ser la más importante y confiable para obtener valores de cambio relativo de velocidad más precisos.

GI.PCG4-GI.PCG4 f1 m2

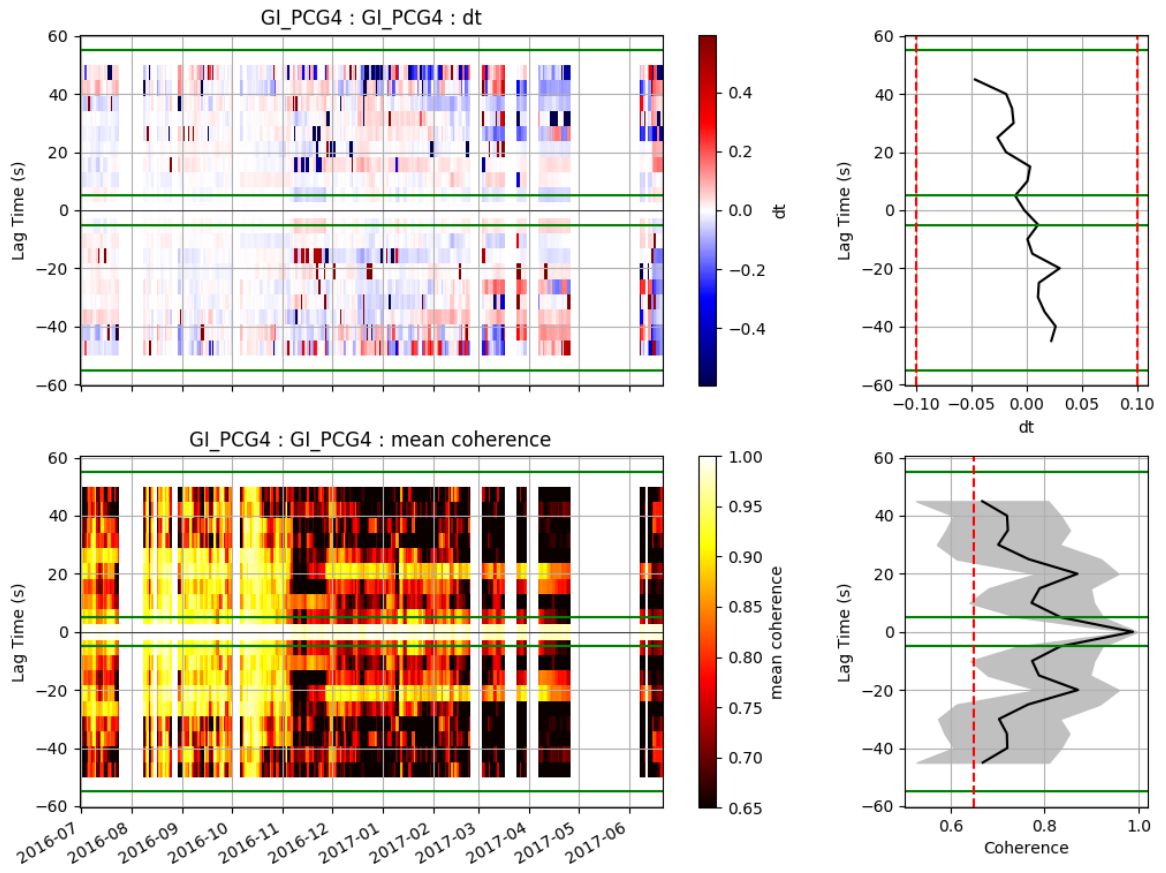


Figura 3.13. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG4, PCG4. Acomplamiento: 2 días..

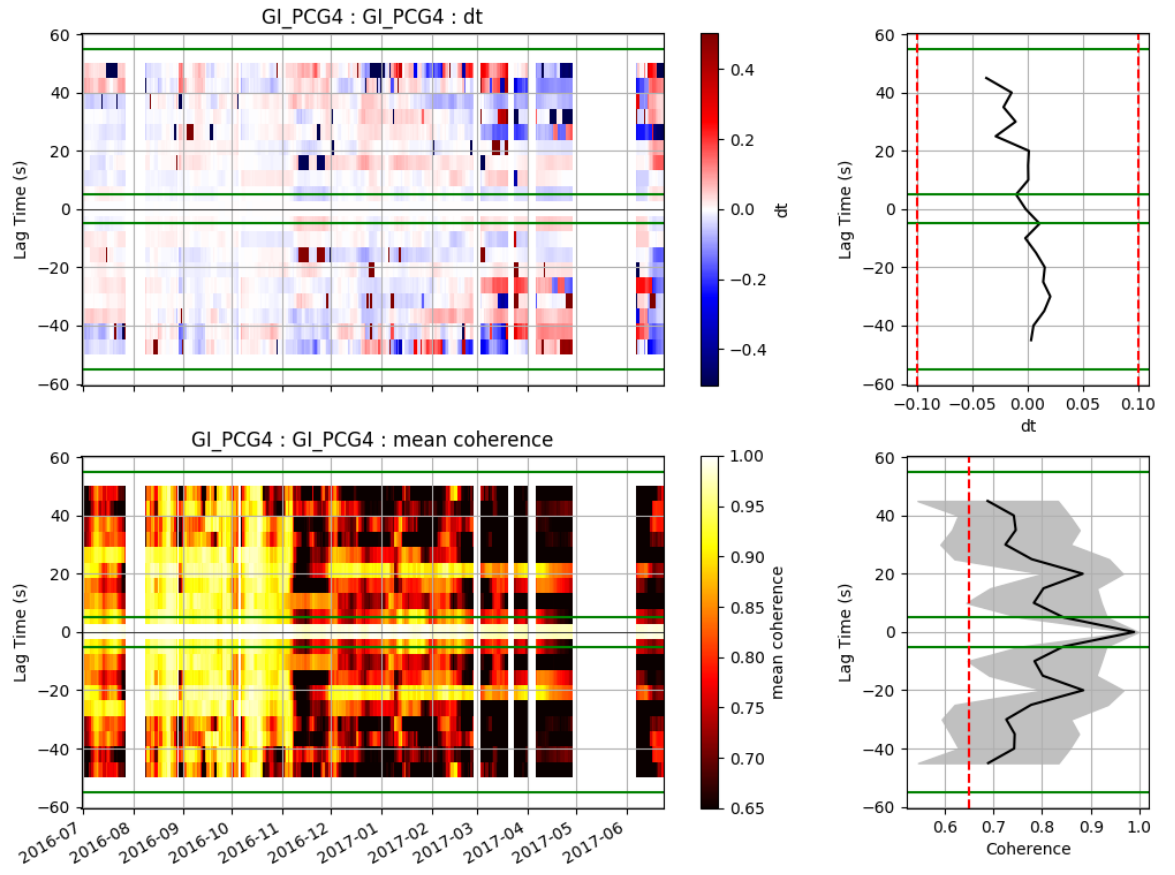


Figura 3.14. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG4, PCG4. Acomplamiento: 5 días..

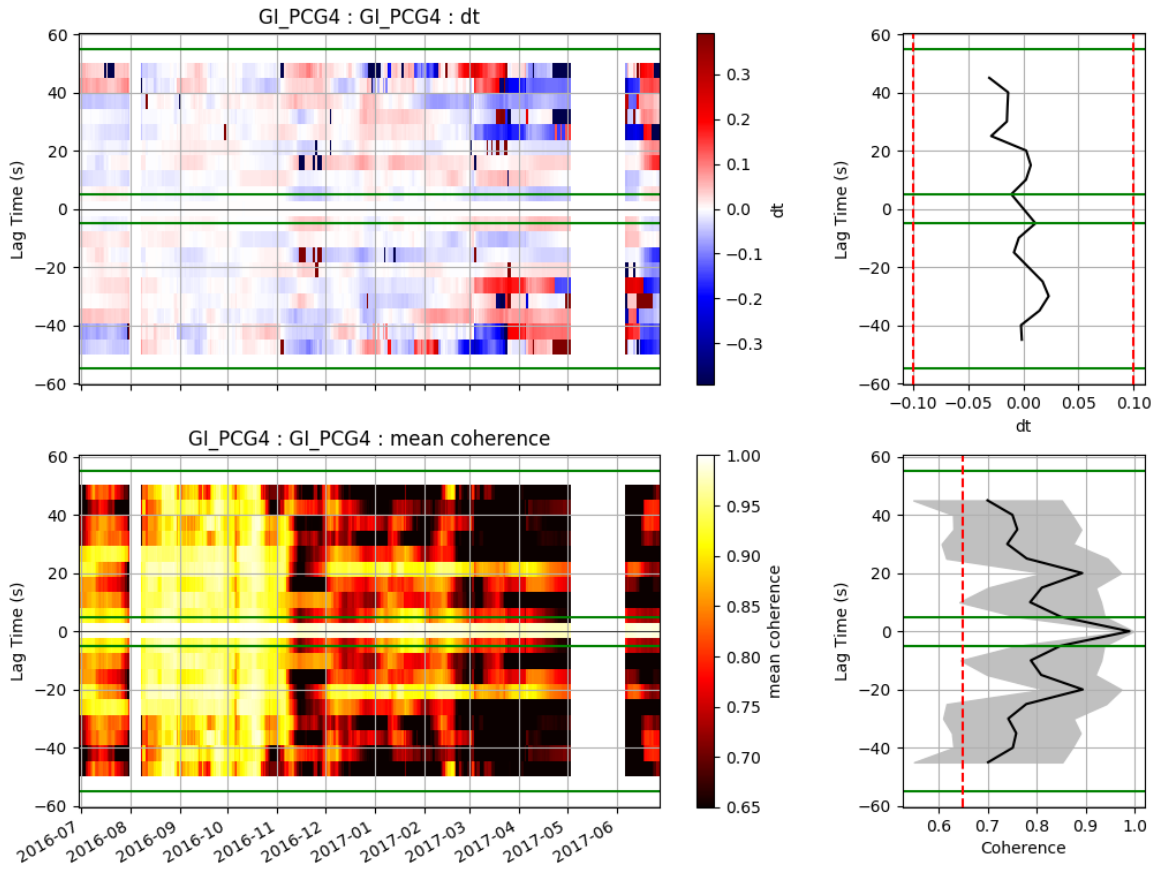


Figura 3.15. Tiempo de retardo y valores de coherencia. PCG4, PCG4. Acomplamiento: 10 días..

Como un ejemplo de los valores de regresión lineal ponderada sobre retardo, la Figura 3.16 muestra la regresión lineal ponderada calculada para la autocorrelación de PCG4 el 26 de diciembre de 2016. Correspondiente a un periodo de 24 horas. Muestra dos regresiones lineales ponderadas. Los bloques azules en la Figura 3.16 representan los valores que se usarán para un análisis posterior.

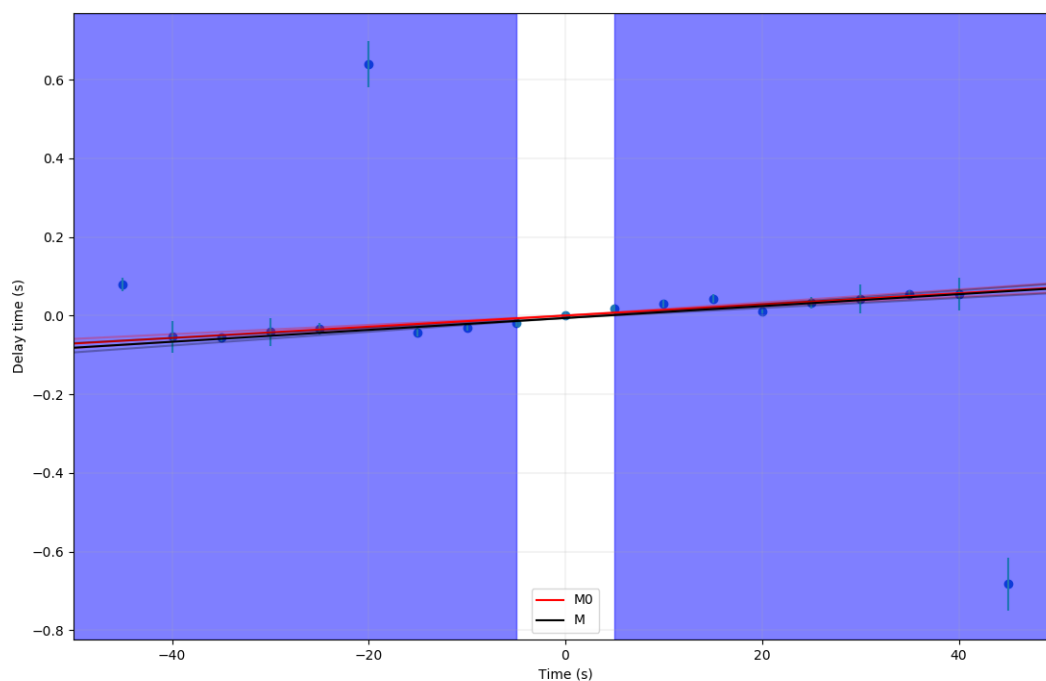


Figura 3.16. Regresión lineal ponderada para la estación PCG4 en autocorrelación.

La Tabla 3.7 confirma que los conjuntos de datos continuos dan como resultado una mejor estimación de los valores de retardo. La regresión lineal ponderada correspondiente a la autocorrelación de PCG2 y la correlación cruzada de PCG2-PCG4 no son útiles en absoluto, porque hay algunas lagunas de datos que impiden el cálculo de una regresión lineal ponderada útil. Este estudio utilizó solo la regresión lineal ponderada que se fuerza a pasar por el punto de origen (0,0). Un estudio posterior, con más datos, puede usar regresiones lineales ponderadas y luego estimar cuál se ajusta mejor.

Tabla 3.7. Regresión lineal ponderada para valores de la función de autocorrelación de PCG4.

Fecha	M0	EM0	M	EM	A	EA
2016-12-26	0.0014234	0.000234	0.001512	0.000238	-0.006246	0.00494

Nomenclatura de la regresión lineal ponderada:

- M_0 : representa la regresión lineal ponderada que incluye el punto de origen.
- EM_0 : representa el error relacionado con M_0 .
- M : representa la regresión lineal ponderada que no incluye el punto de origen.
- EM : representa el error relacionado con el desplazamiento desde el origen.
- A : la constante de regresión lineal ponderada.
- EA : error relacionado con A .

4. Valores de perturbación de velocidad sísmica.

4.1. Valores de velocidad relativa.

Los valores de perturbación de velocidad correspondientes al medio entre PCG2 y PCG4, pueden obtenerse después de aplicar:

- Una regresión lineal ponderada de los tiempos de retardo calculados para la correlación cruzada y autocorrelación de las estaciones PCG2 y PCG4, tal como se calculó a partir de los valores de retardo de la autocorrelación de PCG4 (Figura 3.7) .
- Una técnica conocida como *Stretching* [4].

Es importante darse cuenta de que los datos utilizados para calcular los valores de velocidad relativa se han registrado durante casi 10 meses. Los 10 meses de datos se dividen en trozos de datos de 30 minutos. Cada uno de estos fragmentos se usa para calcular la correlación cruzada y la autocorrelación, de las estaciones PCG2 y PCG4 y luego se usa para calcular regresiones lineales ponderadas. Esto significa que se obtienen muchos valores de velocidad relativa para cada fragmento de datos, por lo que se puede realizar una mejor representación de los valores de velocidad relativa en términos del valor medio y la mediana, los cuales se pueden trazar utilizando diferentes días de apilamiento, para visualizar una mejora de la relación señal/ruido.

La Figura 4.1 muestra los resultados obtenidos usando la autocorrelación y la correlación cruzada de ambas estaciones, PCG2 y PCG4:



Figura 4.1. Valores de velocidad relativa (o perturbaciones en la velocidad sísmica) usando las funciones de autocorrelación y correlación cruzada.

Para visualizar los cambios de velocidad relativos para estaciones individuales, es posible graficar solo los valores de velocidad relativa obtenidos después para calcular solo la autocorrelación de PCG2 y PCG4. La Figura 4.2 muestra este resultado:



Figura 4.2. Valores relativos de velocidad correspondientes a la autocorrelación de PCG2 y PCG4. Es posible visualizar las contribuciones individuales de cada estación al promedio de la velocidad y cómo la falta de datos afecta dicha contribución.

Está claro que las Figuras 4.1 y 4.2 muestran una resolución diferente dependiendo de los días de apilamiento. Las fluctuaciones en un periodo corto son visibles en 2 y 5 días. Estos están vinculados a “ Fuentes locales ”. El diagrama de apilamiento de 10 días de Figura 4.2 muestra más “ Fuentes regionales ”, estas fluctuaciones están relacionadas con cambios en el medio, por lo que las fuentes locales son menos probables de visualizar en una apilamiento de 10 días [14].

4.2. Análisis de resultados

Para identificar si algunos valores de velocidad relativa corresponden a algunos cambios superficiales en el volcán en un periodo específico, la Tabla 4.1 contiene los cambios más significativos y superficiales (visuales) registrados por el personal de INSIVUMEH [12] por un periodo específico.

Tabla 4.1. Actividad significativa del Volcán de Pacaya.

Mes/Año	Proceso [†]	Descripción
Diciembre/2016 - enero/2017	Fuerte desgasificación	Altas y densas plumas.
Febrero/2017 - Marzo/2017	Flujos de Magma	Flujos de lava de fisuras en flancos.
Marzi/2017 - Abril/2017	Inflación del Cráter	Formación de domos.

[†] Información recolectada de los boletines diarios elaborados por el personal de INSIVUMEH [12].

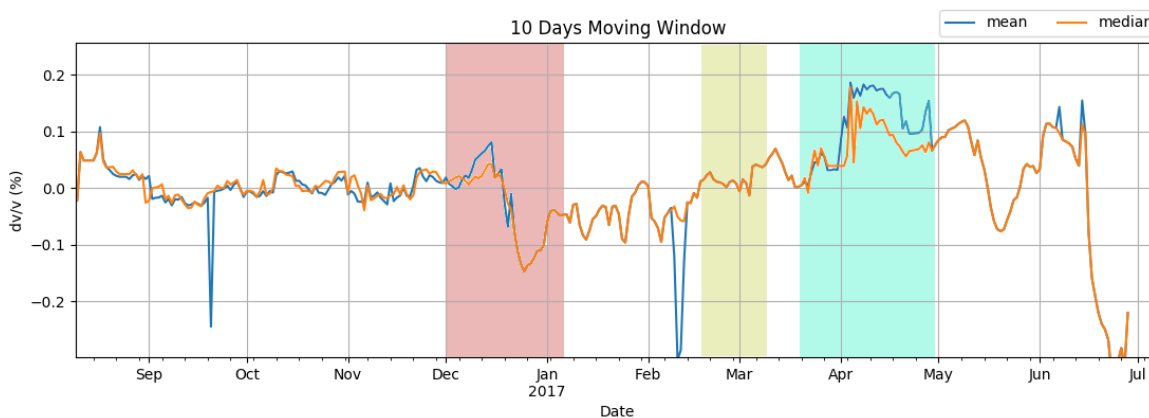


Figura 4.3. Actividad volcánica significativa representada por tres áreas de color, que corresponden a la Tabla 4.1 y a los cambios relativos de velocidad 4.1. Área de color rojo representa la etapa de fuerte desgasificación, el área de color amarillo representa los flujos de magma y el área de color cian representa la inflación del cráter.

Los valores de RSAM también se pueden trazar para tener más información de actividad, como se muestra en la Figura 4.4:

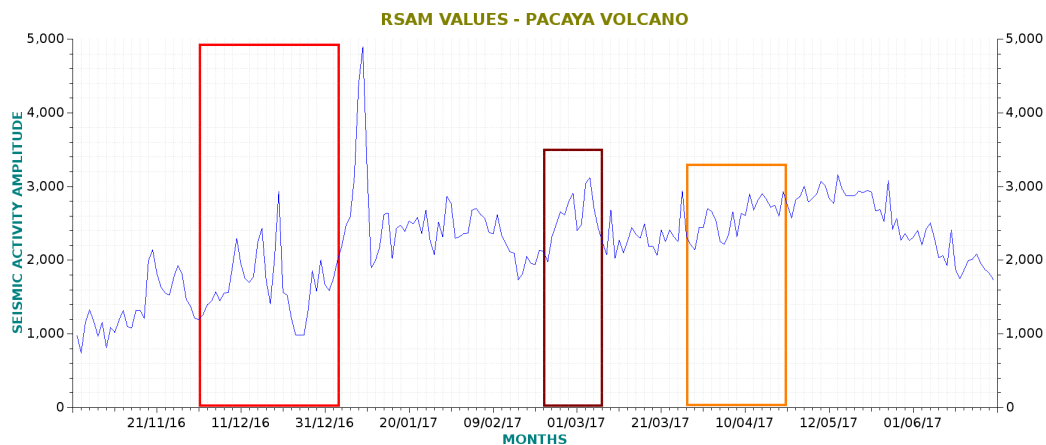


Figura 4.4. Valores de RSAM correspondientes al mismo periodo de la Tabla 4.1. El marco rojo representa la etapa de desgasificación fuerte, el marco marrón representa los flujos de magma, el marco naranja representa la etapa de inflación del cráter.

Los estudios han demostrado que la actividad pre-eruptiva de un volcán representa una caída de la velocidad sísmica y un aumento simultáneo de la actividad sísmica en el volcán [5].

Esta caída de la velocidad sísmica será más estable y clara en las bandas de frecuencia donde el ruido ambiental sísmico tiene su mayor potencia. En este estudio, la banda de frecuencia utilizada es de 0.7 Hz a 10.0 Hz. Por lo tanto, los resultados podrían estar dominados por eventos de alta frecuencia (es decir, terremotos tectónicos) pero con respecto a los pasos del flujo de trabajo de preprocesamiento y la ubicación de los sismómetros, estos eventos de alta frecuencia se reducen considerablemente. Es por eso que la Figura 4.3 tiene una relación señal/ruido aceptable.

Antes de comenzar a interpretar la actividad del volcán en la Figura 4.3, es importante señalar que la contribución para mejorar la relación señal/ruido se debe a la autocorrelación de PCG4. Esto se representa mediante la Figura 3.13, donde está claro que la transmisión de continuidad de datos desde PCG4 define una mejor regresión lineal, mejores valores de coherencia y, como resultado, mejores variaciones de velocidad. Los datos utilizados para este estudio representan casi 10 meses de actividad volcánica. Desafortunadamente, solo se registraron tres eventos importantes (Tabla 4.1) en este periodo. El primer evento importante fue una explosión que ocurrió en los primeros días de enero. Este evento fue precedido por una clara disminución en la velocidad sísmica, que se representa por el recuadro rojo en la Figura 4.3 y el marco rojo en la Figura 4.4. Esta caída comenzó a mediados de

diciembre y alcanzó un valor máximo casi 5 días antes del inicio de enero. El cambio de velocidad alcanza un valor máximo de casi 0.15 % y después de la explosión principal los valores se mantuvieron estables alrededor de 0.05 %.

El próximo evento registrado es el flujo de lava. Estos flujos de lava se representan como un incremento de la actividad sísmica entre los últimos días de febrero y los primeros días de marzo, esto está representado por el marco marrón en la Figura 4.4. Los valores de velocidad sísmica estaban cambiando de valores negativos a valores positivos, por lo que estos flujos de lava también representan un aumento en los valores de velocidad. Y finalmente, el proceso de inflación del cráter. Esto puede clasificarse como un evento a largo plazo, ya que corresponde a la actividad registrada desde los últimos días de abril hasta los últimos días de mayo. El aumento de los valores de velocidad para este evento a largo plazo está representado por el cuadro cian, ver Figura 4.3. La inflación del cráter fue el parámetro desencadenante para iniciar el incremento en los valores de velocidad.

A partir de los resultados de este estudio, es posible mostrar que hay algunos aspectos que deben ser muy bien considerados para obtener resultados precisos:

1. **La continuidad de los datos:** cuando la falta de datos son considerablemente grandes (de días a semanas) estos datos se vuelven inútiles. Comparando las Figuras 3.6 y 3.13 es posible darse cuenta de cómo los valores relativos de los cambios de velocidad pueden verse afectados por estos espacios. Por el contrario, la Figura 3.15 muestra un excelente comportamiento para calcular la regresión lineal. La Figura 3.16 muestra las dos regresiones lineales ponderadas calculadas por MSNoise usando los datos de la Figura 3.15. Ambas regresiones son casi iguales. Para implementar este método en el futuro, se debe tener en cuenta la importancia de una transmisión de datos continua.
2. **La localización de las estaciones:** Si las estaciones están cerca de la cima del volcán (<5 km), se puede considerar que las señales van a tener menos contaminación de los eventos tectónicos y los eventos de baja frecuencia serán más probables. La mayoría de los estudios de monitoreo volcánico usan dos arreglos, uno más cerca de la cumbre que el otro, para separar los eventos tectónicos de los terremotos volcánicos. Los sismómetros de periodo corto no siempre son los instrumentos más útiles para la correlación cruzada, debido a la fuerte atenuación de altas frecuencias, por lo que si las estaciones están muy

separadas unas de otras sería difícil tener variaciones de velocidad sísmicas precisas [5].

Para este estudio, las estaciones se ubicaron de 3 o 4 km del cráter, por lo que la contaminación de la actividad tectónica fue disminuida.

3. **Los días de apilamiento:** Las Figuras 3.13, 3.14 y 3.15 muestran que cuanto más días de apilamiento se usa menos ruido transitorio se representa en los resultados, por lo que se puede tener una mejor estimación del ruido regional (por ejemplo, fuentes de ruido que pertenecen al medio volcánico) que produce cambios relativos de velocidad.
4. **Puntos Críticos del método Ventana desplazada en espectros cruzados:** Este método es realmente útil si la elección de la función de referencia, función actual, longitud y superposición de cada ventana móvil y el número total de ventanas, son seleccionado de acuerdo con el comportamiento y el contenido de frecuencia de las funciones de correlación cruzada y la autocorrelación [4].

CONCLUSIONES

1. Las señales sísmicas volcánicas se clasifican como Tipo A y Tipo B. El contenido de frecuencia de los eventos de tipo A es superior a 5.0 Hz y para los eventos de tipo B el contenido de frecuencia comienza en 0.2 Hz. Los eventos de Tipo A están relacionados con eventos transitorios, como erupciones explosivas, pero más a menudo están relacionados con pequeños eventos sísmicos en fallas, causados por cambios de estrés a pequeña escala dentro del sistema volcánico. Eventos de tipo B son relacionados con los movimientos de gas y magma.
2. La normalización temporal, el blanqueamiento de la señal y el apilamiento son tres métodos de preprocesamiento para el análisis del ruido sísmico ambiental. Estos métodos reducen la contaminación de la señal debido a eventos discretos tales como terremotos tectónicos, aseguran una amplitud de ruido constante en todas las frecuencias y reducen el ruido no estacionario.
3. El software MSNoise, permite un análisis confiable y productivo de datos sísmicos recogidos en medios volcánicos. El flujo de trabajo de procesamiento de señal elaborado por Lecocq, T., C. Caudron, y F. Brenguier (2014), que es utilizado por MSNoise [14], implementa técnicas útiles de análisis de señales sísmicas que permiten la mejora de la relación señal/ruido y el cálculo de los valores relativos de velocidad de forma concisa, confiable y rápida.
4. Los valores de velocidad relativa disminuyeron antes de una explosión volcánica del Volcán de Pacaya en enero 2017, alcanzando valores de hasta 1.5 % alrededor de 5 días antes de la explosión. Después de esto, los valores de velocidad relativa se estabilizaron en torno al 0.05 %. Otras perturbaciones de la velocidad se encontraron alrededor de 0.05 % y 0.1 % debido a los flujos de magma y la inflación del cráter.

5. La actividad sísmica del Volcán de Pacaya disminuyó antes de la explosión volcánica de enero 2017, y los valores de velocidad relativa del medio volcánico también disminuyen durante el mismo periodo, lo que indica que antes de una explosión el medio volcánico se deforma de tal manera que la presión en el medio disminuye, y por lo tanto también la actividad sísmica. Para los flujos de lava y el inflado del cráter, la actividad sísmica se mantiene casi constante, presentando pequeños baches de actividad creciente, pero los valores relativos de velocidad aumentan abruptamente.

RECOMENDACIONES

1. Para estudios posteriores que implementan el mismo flujo de trabajo de procesamiento de señales, incluya solo los intervalos de tiempo que tengan más continuidad de datos.
2. Para estudios posteriores de señales sísmicas volcánicas, el ruido ambiental sísmico puede tener una mejor resolución en instrumentos de banda ancha ya que este tipo de instrumentación permite el estudio de perturbaciones en el medio volcánico que corresponden a eventos con un contenido de frecuencia inferior a 0.7 Hz. Los resultados obtenidos se pueden comparar con el presente estudio.
3. Se aconseja seguir trabajando en la misma línea de este estudio tanto como sea posible, con el fin de poder caracterizar, con más datos y tiempo, el comportamiento regular del Volcán de Pacaya, antes de una erupción o cualquier actividad volcánica que pueda ser de alto riesgo para la población. Esto permitiría la implementación de una nueva técnica de monitoreo para INSIVUMEH y también mejoraría los planes de manejo de desastres.
4. Considerar las diferentes ideas descritas en las páginas 40 y 41.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Aki, K., Richards, P., (1980) “Quantitative Seismology. Theory and Methods” Volume I, Massachusetts Institute of Technology, Columbia University.
- [2] Building Local Capacities for Monitoring Eruptive and Catastrophic Landslide Activity at Pacaya Volcano (Guatemala), through International Partnership and Collaboration. Geoscientists Without Borders Volcano Preparedness Projects. <http://seg.org/About-SEG/Geoscientists-Without-Borders/Projects/guatemala>. Enlace visitado en 02/08/2017.
- [3] Christopher G. Newhall, Stephen Self, (1982) *The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism* doi: 10.1029/JC087iC02p01231.
- [4] Daniel Clarke, Lucia Zaccarelli, N.M. Shapiro, Brenguier. Assesment of resolution and accuracy of the Movin Window Cross Spectral for monitoring crustal temporal variations using ambient seismic noise. Geophysical Journal International, Oxford University Press (OUP),2011. Volume 186 (Issue 2), p. 867-882
- [5] De Plaen, R.S.M., T. Lecocq, C. Caudron, V. Ferrazzini, and O. Francis (2016), Single-Station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise, *Geophys. Res. Lett.*,43,8511-8518, doi:10.1002/2016GL070078
- [6] Department of Geological and Mining Engineering and Science. Michigan Technological University.
<http://www.mtu.edu/geo/>. Enlace visitado en 05/06/2017.
- [7] Endo E.,Murray, (1990). ”Real Time Seismic Amplitude Measurement (RSAM): a volcano monitoring and prediction tool.”, Bulletin of Volcanology, September 1991, doi:10.1007/BF00298154, 10.1007/BF00298154.
- [8] Frank Sherbaum. Of Poles and Zeros, Fundamentals of Digital Seismology. Second edition. Springer Science, Business Media, B.V. 2001.

- [9] G.D.Bensen,N.M.Shapiro et al., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements.
- [10] GSAC, Generic Seismic Application Computing.
<http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>. Enlace visitado en 20/06/2017.
- [11] Imiya et al., 1986. Generalized Lanczos method for signal smoothing.
- [12] Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología, *INSIVUMEH* <http://insivumeh.gob.gt>. Enlace visitado en 02/07/2017.
- [13] Kumar, Dhananjay., Ahmed Imtiaz. (2011), *Seismic Noise*.Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (2014). doi: 10.1007/978-90-481-8702-7_146.
- [14] Lecocq, T., C. Caudron, et F. Brenguier (2014), MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise, Seismological Research Letters.
- [15] Markus Bath. Spectral Analysis and Filter Theory in Applied Geophysics. Elsevier Scientific Publishing Company, 1974.
- [16] Matías Gómez, Otoniel. (2000), “Comunidades mas expuestas al peligro de erupciones del Volcán de Pacaya”.
- [17] MsNoise documentation. <http://msnoise.org/doc/master/releasenotes/msnoise-1.4.html#instrument-response-correction> Enlace visitado en 13/07/2017.
- [18] Moving-Window Cross-Spectral method.<http://msnoise.org/doc/core.html#mwcs>. Enlace visitado en 13/07/2017.
- [19] National Museum of Natural History, Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. <http://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=342110>. Enlace visitado en 15/06/2017.
- [20] OSOP, Innovative Geophysical Solutions.
<http://www.osop.com.pa/>. Enlace visitado en 4/06/2017.
- [21] QGIS, Geographic Information System.
<http://qgis.org/en/site/>. Enlace vistiado en 04/06/2017.

- [22] Rose, William I., Palma, Jose., Escobar, R., (2013) “A 50 yr eruption of a basaltic composite cone: Pacaya, Guatemala”, *Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards*. The Geological Society of America. Special Paper 498.
- [23] SEED format. . Enlace visitado en 16/06/2017.
- [24] SEISCOMP3, Seismological Software.
<https://www.seiscomp3.org/>. Enlace visitado en 23/05/2017.
- [25] Seismic Noise Analysis System Using Power Spectral Density Probability Density Functions: A Stand-Alone Software Package. <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1438/pdf/0FR-1438.pdf> Enlace visitado en 01/06/2017.
- [26] Sheriff, Geldart. *Exploration Seismology*. Second edition. Cambridge University Press.
- [27] Siebert, L., Simkin, T., Kimberly, P., (2010) “*Volcanoes of the World*”. Third Edition. Smithsonian Institution, University of California Press.
- [28] Wassermann, Joachim. (2012) “Volcano Seismology”, Chapter 13, *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam : Deutsches Geoforschungszentrum GFZ, pp. 1—77. doi:10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch13
- [29] Zobin, Vyacheslav. (2012) “*Introduction to Volcanic Seismology*” Second Edition, Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima, Colima, Col., México.