

# **Análisis de los precursores sísmicos de los periodos eruptivos de 2010, 2013 y 2016 en el volcán Turrialba, Costa Rica**

Leonardo van der Laat Muñoz

Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

defendida públicamente el martes 8 de diciembre de 2020 ante el tribunal  
examinador compuesto por:


Dr. Marco Barahona Palomo	Presidente del Tribunal
Dr. Mauricio M. Mora Fernández	Director de la tesis
Dr. Javier Fco. Pacheco Alvarado	Miembro del comité asesor
Dr. Esteban Meneses Rojas	Miembro del comité asesor
Dr. Marino Protti Quesada	Lector

Escuela Centroamericana de Geología  
Universidad de Costa Rica  
San José, Costa Rica

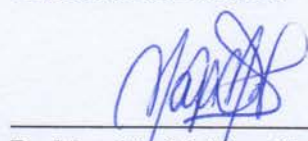


# Hoja de aprobación

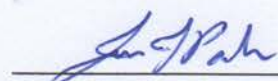
Tesis aprobada por el Tribunal Examinador del Trabajo Final de Graduación como requisito parcial para optar por el grado académico de Licenciado en Geología.

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Marco Barahona Palomo  
Presidente del Tribunal

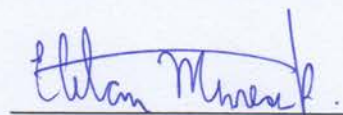
17/12/2020  
Fecha

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Mauricio M. Mora Fernández  
Director de la tesis


17/12/2020  
Fecha

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Javier Fco. Pacheco Alvarado  
Miembro del comité asesor

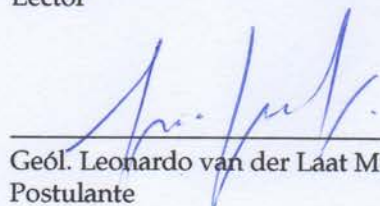
17/12/2020  
Fecha

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Esteban Meneses Rojas  
Miembro del comité asesor

17/12/2020  
Fecha

  
\_\_\_\_\_  
Dr. Marino Protti Quesada  
Lector

17 Dic. 2020  
Fecha

  
\_\_\_\_\_  
Geól. Leonardo van der Laat Muñoz  
Postulante

17/12/2020  
Fecha



*Al astro y al lobo*



# Agradecimientos

Me siento muy agradecido porque el dado de infinito número de caras rodó hasta aquí. Me dotó de una madre, un padre y unos hermanos sin cuyo amor, apoyo, comprensión y paciencia nada de esto hubiera sido posible. Infinitas gracias a ustedes.

A todos los profesores que he topado en el camino les agradezco. En especial a Mauricio M. por la confianza, el entusiasmo y el apoyo con la cual guió esta investigación. A Javier P. por su disposición, discusión y apoyo. A Esteban M. por su accesibilidad y apoyo desde el CeNAT. A Marino P. por su apoyo desde el OVSICORI. A Philippe L. por sus valiosas discusiones y por leer y comentar este documento.

Les agradezco a todos mis colegas que hicieron este camino un poco más ameno, en especial a Pocho, Rigo, Andrey y David.

Al equipo de la RSN, Lepolt, Ivonne, Cristina, Juan Luis y Mario por la cooperación con el manejo de la base.

Es para mí un honor haber interactuado con los vulcanólogos del OVSICORI-UNA: Geoffroy, Marteen, Cyril y María. Les agradezco el aporte de datos y las discusiones.

Mi paso por el CNCA-CeNAT es de gran valor para mí y le agradezco a todos compañeros y mentores en computación, especialmente a Guillermo, Diego, Jorge, Jean y Ana.

A todas las personas que se le han atravesado al dado, gracias.

Por último, a usted lector quien tiene el interés, gracias.





# Resumen

El Turrialba es un estratovolcán andesítico ubicado en el extremo sureste de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. Tras más de un siglo de calma desde de la erupción de 1864-1866, el volcán comenzó a mostrar signos de reactivación en la década de 1990. En enero de 2010 ocurrió la primera erupción freatomagmática reciente, a la cual le siguieron una serie de erupciones quasi-anales en 2011, 2012, y 2013. Posteriormente, entre octubre de 2014 y noviembre de 2016 las erupciones sucedieron con mayor frecuencia, duración y volumen de emisión. A finales del 2016 inició una nueva etapa marcada por el aumento drástico en el contenido juvenil de las cenizas emitidas y por explosiones estrombolianas. A partir de principios del 2019 la actividad comenzó a menguar.

Desde los años 80, se vigila y estudia sismológicamente el volcán Turrialba por parte de los observatorios nacionales. A partir del 2009, se cuenta con una estación sísmica permanente de banda ancha en la cima y en los años siguientes la red se fue extendiendo poco a poco. En esta investigación se considera, el período de registro sísmico entre los años 2009 y 2018, durante el cuál se identificaron marcadas disminuciones de la amplitud del tremor volcánico en períodos de semanas a meses previo a erupciones. Algunas observaciones en conjunto del flujo de gases magmáticos y del tremor, junto con evidencias petrográficas, sugieren que estas disminuciones podrían estar relacionadas a un sello del sistema hidrotermal debido a la precipitación de minerales.

En esta investigación se comparan tres períodos de menor amplitud de tremor que ocurren previo a erupciones importantes en la evolución de la actividad reciente: 1) la primera erupción en 2010; 2) la erupción de 2013 que ocurre en un contexto de baja actividad y sismicidad; y 3) la erupción de 2016 que se considera la transición a la fase a conducto abierto. Para su descripción se aplicaron métodos de análisis de la señal sísmica en continuo y se detectaron y caracterizaron los eventos sismo-volcánicos precursores. Además, se llevó a cabo un estudio de los efectos de sitio y se implementó una rutina de localización de señales sismo-volcánicas por medio de las amplitudes sísmicas.

En los períodos de estudio se identificaron tres variedades de señales compuestas por un evento de largo período (LP) y una segunda fase relativamente larga que puede ser: 1) tremor armónico 2) tremor de amplio espectro; o 3) una coda multitonal no armónica (tipo tornillo). En general, los resultados del análisis de las características de estos eventos reflejan las condiciones de presurización del sistema previo a cada erupción. Por medio de la comparación de los resultados obtenidos para cada período junto con otros indicadores vulcanológicos y sísmicos (petrografía, deformación, actividad volcano-tectónica y otros eventos sismo-volcánicos) se describe el proceso paulatino de apertura del sistema.

**Palabras clave:** volcán Turrialba, sismología volcánica, tremor armónico, tornillos, *tremor quiescente*, precursores



# Abstract

Turrialba is an andesitic stratovolcano located in the southeast end of the Central Volcanic Range of Costa Rica. After more than a century of rest since the 1864-1866 eruption, the volcano began to show signs of reactivation in the 1990s. In January 2010, the first recent phreatomagmatic eruption occurred, which was followed by a series of almost yearly eruptions in 2011, 2012, and 2013. Subsequently, between October 2014 and November 2016, the eruptions occurred with greater frequency, duration and volume of emission. At the end of 2016, a new stage began indicated by a drastic increase in the juvenile content of the ash and by strombolian explosions. Since early 2019, activity began to wane.

Since the 1980s, surveillance and seismological studies have been carried out on the Turrialba volcano by national observatories. As of 2009, a permanent broadband seismic station is installed at the top of the volcano, and in the following years the network gradually expanded. In this research, we consider the seismic recording period between 2009 and 2018. Marked decreases in the amplitude of the volcanic tremor were identified in periods of weeks to months prior to eruptions. Some observations of the flux of magmatic gases and tremor, together with petrographic evidence, suggest that these decreases could be related to a seal of the hydrothermal system due to the precipitation of minerals.

This research compares three periods of lower tremor amplitude that occur prior to major eruptions in the evolution of the recent activity: 1) the first eruption in 2010; 2) the 2013 eruption that occurs in a context of low activity and seismicity; and 3) the 2016 eruption, which is considered the transition to the open-conduit phase. For its description, continuous seismic signal analysis methods were applied and precursor seismic-volcanic events were detected and characterized. In addition, a study of the site effects was carried out and a program for seismic amplitude based location was implemented.

In the study periods, three varieties of compounded signals were identified. These are composed of a long-period event (LP) and a relatively long second phase were identified, which can be: 1) harmonic tremor 2) broadband spectrum tremor; or 3) a non-harmonic multitonal *coda* (*tornillo* type). In general, the results of the analysis of the characteristics of these events reflect the pressurization of the system prior to each eruption. By comparing the results obtained for each period together with other volcanological and seismic indicators (petrography, deformation, volcano-tectonic seismicity and other seismic-volcanic events) the gradual process of opening the system is described.

**Palabras clave:** Turrialba volcano, volcano seismology, harmonic tremor, *tornillos*, tremor quiescence, eruption precursors



# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>VII</b>
<b>Índice general</b>	<b>XIII</b>
<b>Índice de figuras</b>	<b>XVI</b>
<b>Índice de cuadros</b>	<b>XVII</b>
<b>Abreviaturas</b>	<b>XIX</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>3</b>
1.1. Presentación general del volcán Turrialba . . . . .	3
1.1.1. Contexto geotectónico . . . . .	3
1.1.2. Contexto sismo-tectónico local . . . . .	4
1.1.3. Reservorios magmáticos . . . . .	6
1.1.4. Resumen de la actividad eruptiva conocida . . . . .	6
1.1.5. Resumen de la actividad eruptiva reciente (2010 al presente) . . . . .	7
1.2. Aspectos sismológicos del volcán Turrialba . . . . .	8
1.2.1. Vigilancia sísmica . . . . .	8
1.2.2. Estado del arte de los estudios de Sismología Volcánica . . . . .	8
1.2.3. Clasificación de señales sismo-volcánicas . . . . .	9
1.2.4. Períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor . . . . .	15
1.3. Datos disponibles . . . . .	18
1.4. Problema a resolver . . . . .	19
1.4.1. Tema de investigación . . . . .	19
1.4.2. Hipótesis . . . . .	19
1.4.3. Objetivos . . . . .	19
1.4.4. Plan de la tesis . . . . .	20
<b>2. Métodos</b>	<b>21</b>
2.1. Análisis de la señal en continuo . . . . .	21
2.1.1. Medidas generales de la amplitud sísmica: RSEM y SSAM . . . . .	21
2.1.2. Algoritmo de disparo y caracterización de eventos . . . . .	21
2.2. Detección, reconocimiento y caracterización de las familias de eventos . . . . .	22
2.2.1. Agrupamiento manual . . . . .	22
2.2.2. Agrupamiento por correlación cruzada . . . . .	22
2.2.3. Extracción de características de los eventos . . . . .	22
2.3. Localización de eventos . . . . .	27
2.3.1. Localización por medio de tiempos arribo . . . . .	27
2.3.2. Localización por medio de la polarización . . . . .	29

<b>3. Efectos de sitio y localización por medio de amplitudes</b>	<b>31</b>
3.1. Introducción	31
3.2. Efectos de sitio	31
3.2.1. Cocientes espectrales H/V	32
3.2.2. Corrección de la amplificación por efecto de sitio con coda	34
3.3. Localización basada en la amplitud	38
3.3.1. Medición y corrección de la amplitud	39
3.4. Conclusiones	41
<b>4. Período pre-eruptivo de 2009 - 2010</b>	<b>43</b>
4.1. Panorama general	43
4.2. Caracterización de las clases de eventos	45
4.2.1. Eventos de largo periodo con tremor armónico (LP-TA)	45
4.2.2. Tremor armónico corto	50
4.3. Caracterización de los mínimos sísmicos	50
4.4. Sismicidad durante la erupción (4 de enero de 2010)	51
4.5. Discusión	53
4.5.1. Interpretación del tremor armónico	53
4.5.2. Modelo interpretativo del PPEMAT y los eventos LP-TA	58
4.6. Conclusiones	59
<b>5. Período pre-eruptivo de 2013</b>	<b>61</b>
5.1. Panorama general	61
5.2. Caracterización de las clases de eventos	63
5.2.1. Secuencia de tremores cortos (STC)	63
5.2.2. Eventos de largo período con tremor no armónico (LP-T)	63
5.2.3. Eventos de largo período con tremor armónico (LP-TA)	65
5.2.4. Comparación de los LP-T y los LP-TA	67
5.2.5. Eventos tipo tornillo	67
5.2.6. Enjambre de eventos pVT	68
5.3. Discusión	68
5.4. Conclusiones	70
<b>6. Período pre-eruptivo de marzo a abril de 2016</b>	<b>71</b>
6.1. Panorama general	71
6.2. Análisis de la actividad volcano-tectónica	73
6.3. Caracterización de las clases de eventos sismo-volcánicos	75
6.3.1. Eventos de <i>doble fase</i> (DF)	75
6.3.2. Eventos tipo tornillo compuesto (TORC)	77
6.3.3. Eventos de largo periodo con tremor armónico (LP-TA)	88
6.4. Localización del tremor precursor y eruptivo	89
6.5. Discusión	92
6.5.1. Contexto general	92
6.5.2. Familias de eventos	92
6.5.3. Definición de etapas	95
6.6. Conclusiones	97
<b>7. Síntesis comparativa y evolución general de la actividad reciente</b>	<b>99</b>
7.1. Introducción	99
7.2. Caracterización general de los PPEMAT	99
7.3. Familias de eventos sismo-volcánicos	102
7.3.1. Eventos tipo tornillo	102
7.3.2. Eventos de doble fase (DF)	105
7.3.3. Eventos LP-TA	105
7.4. Sismicidad volcano-tectónica	109

7.5. Discusión . . . . .	113
7.5.1. Reactivación: 1996 - 2010 . . . . .	113
7.5.2. Primeras erupciones entre 2009 y 2013 . . . . .	113
7.5.3. Ciclos eruptivos: 2014 - 2016 . . . . .	115
7.5.4. Sistema abierto y erupción cuasi-continua: 2017 - 2018 . . . . .	116
7.6. Conclusiones . . . . .	117
<b>Conclusiones</b>	<b>119</b>
<b>Recomendaciones</b>	<b>121</b>
<b>Referencias</b>	<b>123</b>
<b>Apéndices</b>	<b>131</b>
Apéndices al Capítulo 1 . . . . .	132
Apéndices al Capítulo 3 . . . . .	133
Apéndices al Capítulo 4 . . . . .	137
Apéndices al Capítulo 5 . . . . .	138
Apéndices al Capítulo 6 . . . . .	141





# Índice de figuras

1.1. Contexto geotectónico de Costa Rica . . . . .	4
1.2. Mapas neotectónico y sismológico de los volcanes Irazú y Turrialba . . . . .	5
1.3. Serie temporal de las erupciones conocidas del volcán Turrialba . . . . .	6
1.4. Resumen de la actividad eruptiva reciente y el contenido juvenil de las cenizas emitidas	7
1.5. Clasificación de señales sismo-volcánicas del Turrialba. Pt. 1 . . . . .	11
1.6. Clasificación de señales sismo-volcánicas del Turrialba. Pt. 2 . . . . .	13
1.7. Tremor de fondo en el volcán Turrialba . . . . .	16
1.8. Comparación de medidas de gases volcánicos y la amplitud del tremor en los volcanes Turrialba y Poás . . . . .	17
1.9. Mapa de estaciones sísmicas en el volcán Turrialba . . . . .	18
1.10. Rango temporal de operación de las estaciones sísmicas en el volcán Turrialba . . . . .	19
2.1. Detección de pulso VLP en los eventos tipo tornillo . . . . .	23
2.2. Método basado en el cepstrum para la identificación de la frecuencia fundamental del tremor armónico. . . . .	25
2.3. Método para la extracción de picos espectrales de los eventos tipo tornillo . . . . .	26
2.4. Localización de evento tipo tornillo . . . . .	28
3.1. Cocientes espectrales H/V para todas las estaciones de la red. . . . .	33
3.2. Metodología de determinación de factores de corrección relativa con coda. . . . .	34
3.3. CSAF para cada una de las estaciones de la red sísmica. . . . .	35
3.4. Evaluación de la determinación de factores de corrección por efecto de sitio. . . . .	37
3.5. Comparación de los resultados de localización con diferentes métodos del cálculo de la amplitud . . . . .	40
4.1. Análisis general de la señal sísmica (CVTR-HHZ) entre octubre de 2009 y enero de 2010. 44	
4.2. Eventos LP-TA con dos sistemas de sobretonos independientes e intermitencia de los sobretonos impares. . . . .	46
4.3. Variación temporal de algunas características medidas a los eventos LP-TA. . . . .	48
4.4. Comparación de los últimos eventos LP-TA del período pre-eruptivo de diciembre de 2009 . . . . .	49
4.5. Comparación del número diario de eventos LP-TA y TA. . . . .	50
4.6. Actividad sísmica durante el inicio de la erupción . . . . .	51
4.7. Comparación de dos explosiones del día 4 de enero . . . . .	52
4.8. Comparación de los espectros de la fase LP de los eventos LP-TA y las explosiones. . . .	52
4.9. Apertura de uno de los extremos de un tubo en resonancia armónica. . . . .	54
4.10. Distribución de frecuencias armónicas en un tubo según diferentes configuraciones de los extremos del tubo (P. Lesage, comunicación personal, 2019). . . . .	54
4.11. Filtro de los sobretonos impares en una cuerda . . . . .	55
4.12. Duplicación del período asociado al aumento de la amplitud. . . . .	57
4.13. Modelo interpretativo del proceso que genera la menor amplitud de tremor y los even- tos LP-TA . . . . .	58

5.1. Análisis general de la señal sísmica en la componente vertical de la estación CVTR, entre enero y junio de 2013. . . . .	62
5.2. Segmento de tremor de alta frecuencia ocurrido el 6 de mayo de 2013 . . . . .	63
5.3. Evolución temporal de las características de los eventos LP-T . . . . .	64
5.4. Comparación de la ocurrencia de eventos LP-T y LP-TA (abril a mayo de 2013) y frecuencia fundamental de los LP-TA entre los días 8 y 9 de mayo de 2013. . . . .	66
5.5. Comparación de los espectros de la fase LP de los eventos LP-T y LP-TA de abril a mayo de 2013. . . . .	67
5.6. Modelo interpretativo del proceso que genera la menor amplitud de tremor, los eventos LP-T, LP-TA y tipo tornillo . . . . .	69
6.1. Vista general de la actividad sismo-volcánica a partir de la componente vertical de la estación CVTR de la RSN, entre el 1 de enero y el 27 de mayo de 2016. . . . .	72
6.2. Sismicidad tectónica localizada por la RSN en el edificio del volcán Turrialba y alrededores en el año 2016 . . . . .	74
6.3. Evento DF con coda multitonal . . . . .	75
6.4. Comparación de las características de los eventos DF según se confirmó erupción o no . . . . .	76
6.5. Ocurrencia de eventos tipo tornillo . . . . .	77
6.6. Apilamiento de las familias de eventos tipo tornillo . . . . .	78
6.7. Pseudo-espectrogramas de los eventos tipo tornillo de marzo y abril 2016 . . . . .	79
6.8. Series de tiempo de las características de los eventos tipo tornillo . . . . .	81
6.9. Variación temporal de los picos espectrales de los eventos tipo tornillo . . . . .	83
6.10. Variación independiente de los picos de frecuencia entre 1,6 y 7,5 Hz de los eventos tipo tornillo . . . . .	84
6.11. Comparación de los valores Q calculados según dos métodos distintos . . . . .	85
6.12. Localización de los eventos TORC . . . . .	87
6.13. Número diario de eventos LP-TA . . . . .	89
6.14. Serie temporal de la localización de los episodios de tremor pre-eruptivo y eruptivo entre los días 28 y 30 de abril de 2016. . . . .	90
6.15. Histogramas en dos dimensiones de la localización del tremor pre-eruptivo y eruptivo entre los días 27 y 30 de abril de 2016 . . . . .	91
6.16. Modelo interpretativo del PPEMAT de 2016 . . . . .	93
7.1. Comparación de los resultados de análisis general de los PPEMAT . . . . .	101
7.2. Conteo de eventos tipo tornillo, doble fase y tremor armónico entre los años 2009 y 2018 . . . . .	103
7.3. Pseudo-espectrograma de frecuencias de los eventos tipo tornillo entre los años 2012 y 2015 . . . . .	104
7.4. Variación del pico de frecuencia más bajo de los eventos tipo tornillo durante el PPEMAT previo al reinicio de la actividad eruptiva el día 13 de setiembre de 2016. . . . .	104
7.5. Comparación de las características de los eventos LP-TA de los tres períodos. . . . .	106
7.6. Características del tremor armónico entre los años 2009 y 2019 . . . . .	108
7.7. Serie temporal de la sismicidad volcano-tectónica en los volcanes Irazú y Turrialba . . . . .	110
7.8. Migración SW-NE de la sismicidad volcano-tectónica distal . . . . .	111
7.9. Determinación del volumen de magma inyectado a partir del momento sísmico . . . . .	112
7.10. Modelo interpretativo de la evolución del sistema del volcán Turrialba. . . . .	114

# Índice de cuadros

1.1. Profundidades de los reservorios magmáticos del volcán Turrialba . . . . .	6
1.2. Períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor en el volcán Turrialba . . . . .	15
2.1. Características medidas para eventos discretos . . . . .	23
2.2. Parámetros STA/LTA para la detección de la fase VLP de los eventos tipo tornillo . . . . .	23
3.1. Sismos utilizados para la evaluación de la corrección por efecto de sitio . . . . .	36
3.2. Resultados de la evaluación de la corrección por efectos de sitio . . . . .	37
3.3. Parámetros utilizados en la localización del tremor . . . . .	39
3.4. Comparación de los resultados de localización con diferentes métodos del cálculo de la amplitud . . . . .	39
4.1. Resumen estadístico de las características de la fase de LP de los eventos LP-TA. . . . .	45
4.2. Resumen estadístico de las características de la fase de tremor armónico de los eventos LP-TA. . . . .	45
4.3. Comparación de características promedio de la fase de tremor armónico en eventos LP-TA y TA . . . . .	50
5.1. Características de los eventos tipo tornillo del PPEMAT de 2013 . . . . .	67
6.1. Resumen de las características de los eventos de doble fase . . . . .	75
6.2. Número de eventos de DF según si presentan una coda multitonal y si se asocian a una erupción . . . . .	76
6.3. Resumen estadístico de las características los TORC. . . . .	80
6.4. Comparación de los resultados de $Q$ . . . . .	82
6.5. Resumen estadístico de las características de la fase de LP de los eventos LP-TA. . . . .	88
6.6. Resumen estadístico de las características de la fase de tremor armónico de los eventos LP-TA. . . . .	88
7.1. Tasa promedio de eventos por día de cada familia por PPEMAT . . . . .	102



# Abreviaturas

<b>BP</b>	Bloque de Panamá
<b>CDCCR</b>	Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica
<b>CDNP</b>	Cinturón Deformado del Norte de Panamá
<b>CeNAT</b>	Centro Nacional de Alta Tecnología
<b>CNCA</b>	Colaboratorio Nacional de Computación Avanzada
<b>CSAF</b>	Factores de Amplificación de Sitio de Coda ( <i>Coda Site Amplification Factors</i> )
<b>CVC</b>	Cordillera Volcánica Central
<b>CVG</b>	Cordillera Volcánica de Guanacaste
<b>CVT</b>	Cordillera Volcánica de Tilarán
<b>DB</b>	Secuencia rítmica de eventos LP ( <i>drumbeats</i> )
<b>DF</b>	Evento de Doble Fase
$f_1$	Frecuencia fundamental del tremor armónico
$f_n$	Frecuencia armónica de sobretono dónde $f_n = f_1 * n$
<b>FFT</b>	Transformada Rápida de Fourier ( <i>Fast Fourier Transform</i> )
<b>GMT</b>	Hora promedio de Greenwich ( <i>Greenwich Mean Time</i> )
<b>ICE</b>	Instituto Costarricense de Electricidad
<b>LP</b>	Evento de Largo Período
<b>LP-T</b>	Evento de Largo Período con Tremor
<b>LP-TA</b>	Evento de Largo Período con Tremor Armónico
<b>OVSICORI</b>	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
<b>PN</b>	Placa Nazca
<b>PPEMAT</b>	Período Pre-Eruptivo de Menor Amplitud de Tremor
<b>REDPy</b>	Repeating Earthquake Detector Python
<b>RMS</b>	Media cuadrática ( <i>Root Mean Square</i> )
<b>RSAM</b>	Real-time Seismic Amplitude Measurement
<b>RSEM</b>	Real-time Seismic Energy Measurement

<b>RSN</b>	Red Sismológica Nacional
<b>SSAM</b>	Spectral Seismic Amplitude Measurement
<b>STC</b>	Secuencia de tremores cortos
<b>T</b>	Tremor
<b>TA</b>	Tremor armónico
<b>TOR</b>	Evento tipo tornillo
<b>TORC</b>	Evento tipo tornillo compuesto
<b>UNA</b>	Universidad Nacional
<b>UCR</b>	Universidad de Costa Rica
<b>VASR</b>	Razón entre las energías acústica y sísmica ( <i>Volcano Acoustic Seismic Ratio</i> )
<b>VLP</b>	Evento de muy largo período <i>Very Long Period</i>
<b>VT</b>	Sismo volcano-tectónico
<b>dVT</b>	Sismo volcano-tectónico distal
<b>pVT</b>	Sismo volcano-tectónico proximal
<b>ZFP</b>	Zona de Fractura de Panamá

...al cañón la campana de vísperas sucede  
y en la calma sedante suena un clarín de pronto...

---

*Sombras Chinescas*  
EMILIO DE BOBADILLA





# Capítulo 1

## Introducción

1.1. Presentación general del volcán Turrialba . . . . .	3
1.1.1. Contexto geotectónico . . . . .	3
1.1.2. Contexto sísmo-tectónico local . . . . .	4
1.1.3. Reservorios magmáticos . . . . .	6
1.1.4. Resumen de la actividad eruptiva conocida . . . . .	6
1.1.5. Resumen de la actividad eruptiva reciente (2010 al presente) . . . . .	7
1.2. Aspectos sísmológicos del volcán Turrialba . . . . .	8
1.2.1. Vigilancia sísmica . . . . .	8
1.2.2. Estado del arte de los estudios de Sismología Volcánica . . . . .	8
1.2.3. Clasificación de señales sísmo-volcánicas . . . . .	9
1.2.4. Períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor . . . . .	15
1.3. Datos disponibles . . . . .	18
1.4. Problema a resolver . . . . .	19
1.4.1. Tema de investigación . . . . .	19
1.4.2. Hipótesis . . . . .	19
1.4.3. Objetivos . . . . .	19
1.4.4. Plan de la tesis . . . . .	20

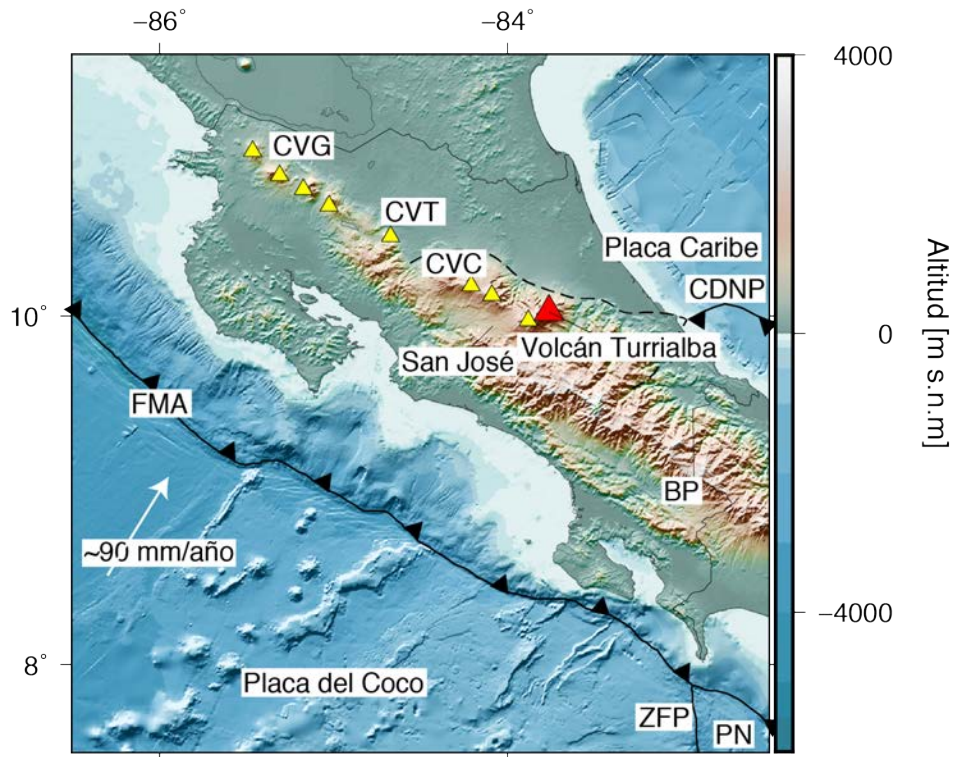
### 1.1. Presentación general del volcán Turrialba

#### 1.1.1. Contexto geotectónico

El volcán Turrialba, Costa Rica, se ubica en un contexto geotectónico complejo donde interactúan las placas del Coco, Caribe, microplaca de Panamá y Nazca (Figura 1.1). La placa del Coco tiene un movimiento lateral con respecto a la placa Nazca y se subduce bajo la placa Caribe y la microplaca de Panamá a una tasa aproximado de 90 mm/año (LaFemina *et al.*, 2009). Además, en la placa Caribe se encuentran los Cinturones Deformados de Norte de Panamá y del Centro de Costa Rica (CDNP y CDCCR), que limitan al N y al W el bloque o microplaca de Panamá (Montero, 1994) (Figura 1.1).

La subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe genera un profuso vulcanismo en el país. En Costa Rica, este vulcanismo se manifiesta actualmente en las Cordilleras Volcánicas de Guanacaste, de Tilarán y Central (Alvarado, 2008). Esta última se encuentra ubicada en la zona ancha del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. El volcán Turrialba se ubica precisamente en el extremo oriental de la Cordillera Volcánica Central (CVC), en la provincia de Cartago, a 35 km al este-noreste de San José, capital y centro socioeconómico del país (Figura 1.1).

El Turrialba es un estratovolcán cuya construcción inició en el Pleistoceno Medio a Superior sobre la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Limón. Ruiz *et al.* (2010) y Soto (2012) consideran tres fases de construcción: 1) Proto-Turrialba que inicia hace alrededor de 1 Ma; 2) Paleo-Turrialba cuya última fase corresponde con el volcán Finca Liebres (~ 250 ka); y 3) Neo-Turrialba, la fase actual. El cono reciente contiene tres cráteres (cráter Oeste, Central y Este) y está abierto al noreste en un anfiteatro



**Figura 1.1:** Contexto geotectónico de Costa Rica. FMA: Fosa Mesoamericana, ZFP: Zona de Fractura de Panamá, PN: Placa Nazca, CDNP: Cinturón Deformado del Norte de Panamá, BP: Bloque de Panamá; CVG: Cordillera Volcánica de Guanacaste; CVT: Cordillera Volcánica de Tilarán; CVC: Cordillera Volcánica Central. Los triángulos amarillos indican los volcanes del frente volcánico del Cuaternario de Costa Rica. El triángulo rojo muestra el volcán Turrialba. El área encerrada en línea discontinua corresponde con el límite difuso del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica. Topografía tomada de Ryan *et al.* (2009). Basado en Montero (1994), Barckhausen *et al.* (2001) y LaFemina *et al.* (2009).

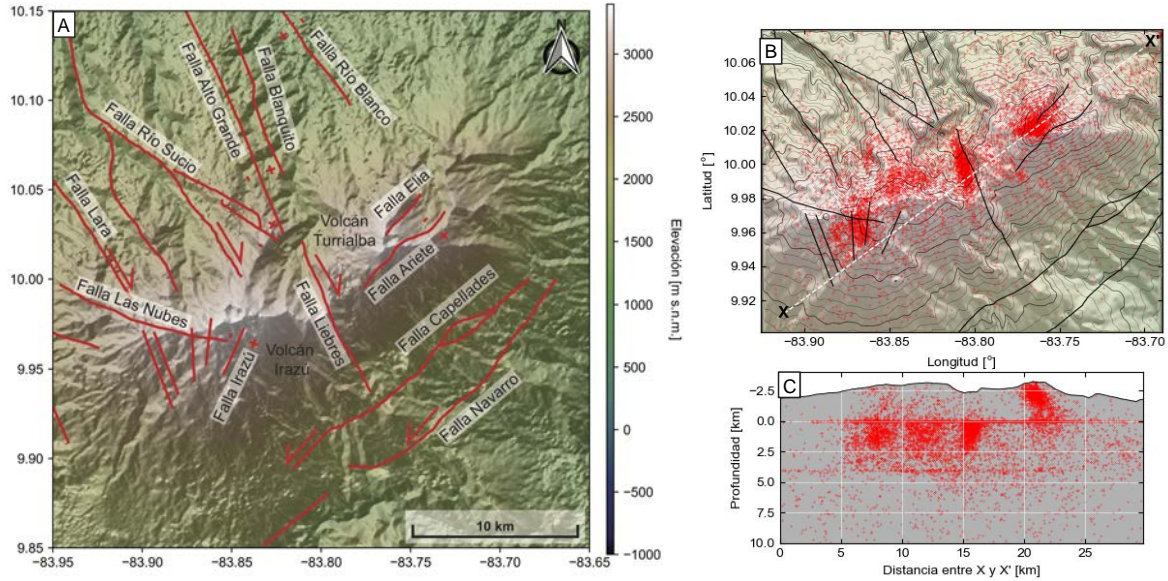
de avalancha. El cráter Oeste corresponde con el foco de emisión durante la actividad reciente (2010 al presente). La composición de las lavas y piroclastos varía entre dacitas y basaltos, pero las andesitas y dacitas son las composiciones más importantes (Ruiz *et al.*, 2010; Soto, 2012).

### 1.1.2. Contexto sismo-tectónico local

El fallamiento tectónico que corta el Turrialba se caracteriza por sistemas sinestrales y dextrales (Montero *et al.*, 2013). El sistema de rumbo SW está compuesto por fallas sinestrales (Figura 1.2A). Algunos rasgos estructurales y volcánicos como los conos piroclásticos Armado y Tiendilla, los cráteres Oeste, Central y Este y el anfiteatro de avalancha (Linkimer, 2003) se alinean con las fallas Elia y Ariete. Por otro lado, el sistema de rumbo NE se compone de fallas dextrales, entre las cuáles resaltan la falla Río Sucio donde se asume ocurrió el sismo de Patillos (Ms 5,9) (Montero y Alvarado, 1995) y la falla Liebres donde ocurrió el sismo de Capellades de 2016 (Mw 5.5) (Linkimer *et al.*, 2018).

Desde que se iniciaron los estudios sismológicos en el volcán Turrialba en 1982, se han registrado enjambres en las fallas Ariete y Elia (Soto, 2012). Se pueden mencionar, particularmente, los que ocurrieron en los años 1996 y 2001. Los hipocentros de este último año se ubicaron dentro de un radio de 4 km alrededor del cráter Oeste y a menos de 6 km de profundidad (Soto, 2012). Soto (2012) asoció los alineamientos observados en la sismicidad ocurrida entre los años 2008 y 2011 a las fallas en los sectores NE y SW del cono.

La sismicidad del catálogo completo del OVSICORI entre los años 2010 y el presente 2020 muestra 4 cúmulos principales (Figura 1.2B). Dos se ubican en el volcán Irazú: en la parte alta del flanco SW y en la parte alta del flanco norte. El tercero fue generado en la falla Liebres, la cual se ubica entre



**Figura 1.2:** A) Mapa neotectónico de los volcanes Irazú y Turrialba. Basado en los aportes de Montero y Alvarado (1995); Montero *et al.* (2013); Linkimer *et al.* (2018). Las flechas indican el sentido del movimiento lateral relativo. Los signos + y - indican movimiento vertical relativo. B) Mapa de sismicidad tectónica entre los años 2010 y 2020 en los volcanes Irazú y Turrialba (OVSICORI). Las fallas se indican en línea negra. B) Perfil SW-NE.

ambos volcanes (Linkimer *et al.*, 2018). Estos tres cúmulos presentan profundidades entre 0 y 3 km bajo el nivel del mar. El cuarto se ubica en el cono del volcán Turrialba con elevaciones entre 0 y 3 km sobre el nivel del mar.

### 1.1.3. Reservorios magmáticos

Existen varios estudios sobre el sistema de alimentación magmática del volcán Turrialba. Lücke *et al.* (2010) reportó una anomalía de Bouguer oblonga de menor gravedad en el eje de la CVC, con el cual el volcán Turrialba se encuentra desalineado. Esta anomalía corresponde con los reservorios magmáticos del arco. Esto sugiere que el reservorio profundo del volcán Turrialba no se encuentra directamente bajo el volcán, sino cerca del Irazú hacia el SW.

Lo anterior fue confirmado por Müller (2018) quien obtuvo evidencia de deformación radial a partir de datos de GPS, la cual se centró en un punto localizado a unos 2 km al este del cráter central del Irazú. A partir de esos datos, modeló una fuente ubicada a unos 8 km de profundidad que sufrió un cambio de volumen de 16 millones de m<sup>3</sup>/año entre los años 2015 y 2016 (Müller, 2018). De igual forma, Badilla y Taylor (2019), a partir de un perfil de resistividad eléctrica, observaron un reservorio profundo (entre 5.5 y 9.5 km b.n.m.) ubicado al SW del poblado La Central. También observaron dos anomalías de menor resistividad eléctrica que asocian con un reservorio intermedio (entre 1.65 y 3.95 km b.n.m.) y uno somero (0.125 - 0.875 km b.n.m.).

Por otro lado, por medio de modelos de descompresión de gases magmáticos de Moor *et al.* (2016) interpretaron dos fuentes cuyas profundidades coinciden con los el reservorio profundo (Müller, 2018; Badilla y Taylor, 2019) y el somero (Badilla y Taylor, 2019). La tabla 1.1 resume y compara estos aportes.

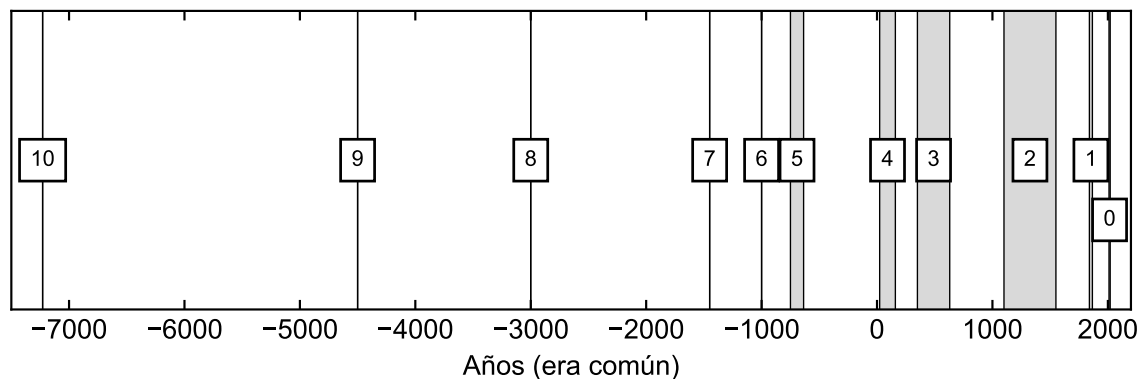
**Cuadro 1.1:** Profundidades de los reservorios magmáticos del volcán Turrialba

Reservorio	de Moor <i>et al.</i> (2016)	Müller (2018)	Badilla y Taylor (2019)
Somero	0 - 2 km	-	0.125 - 0.875 km
Intermedio	-	-	1.65 - 3.95 km
Profundo	6 - 8 km	8 km	5.5 - 9.5 km

Se utiliza el nivel del mar como referencia.

### 1.1.4. Resumen de la actividad eruptiva conocida

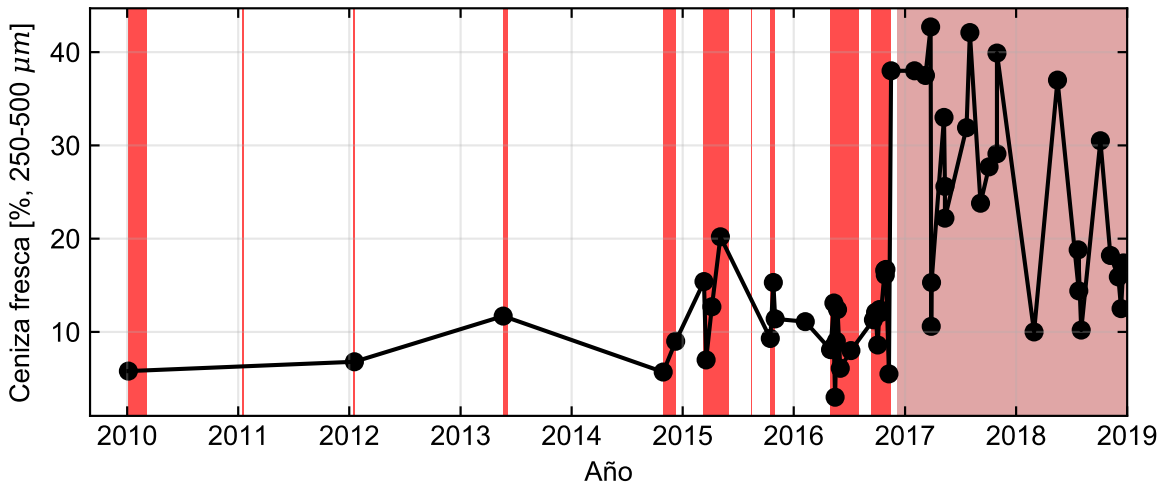
A partir de los estudios tefroestratigráficos que se han realizado hasta la fecha, se conocen 10 erupciones en el volcán Turrialba durante los últimos 7 000 años (Reagan *et al.*, 2006; Alvarado *et al.*, 2020) (Figura 1.3). En general se observa una frecuencia eruptiva de aproximadamente 230 años desde 1450 a.C. (Alvarado *et al.*, 2020). La última y única erupción histórica conocida, previo a la actividad reciente (2010 al presente) tuvo lugar desde septiembre de 1864 hasta febrero de 1866, y produjo columnas de ceniza que se extendieron al oeste, pasaron por San José y llegaron a la costa del Pacífico.



**Figura 1.3:** Serie temporal de las erupciones conocidas del volcán Turrialba. Los números indican las unidades tefroestratigráficas definidas por Alvarado *et al.* (2020).

### 1.1.5. Resumen de la actividad eruptiva reciente (2010 al presente)

Desde aproximadamente 1996 el volcán Turrialba inició un lento despertar, evidenciado por un aumento gradual de la actividad volcánica que se hizo más visible en 2007, cuando la composición del gas fumarólico cambió de una firma hidrotermal a una magmática y la sismicidad aumentó (Vaselli *et al.*, 2010; Martini *et al.*, 2010). Se alcanzó un primer clímax el 4 de enero de 2010, cuando una erupción freatomagmática (Figura 1.4) abrió un nuevo conducto en la pared interior SW del cráter activo (Boca 2010). Desde entonces, el volcán comenzó un intenso período de actividad hidrotermal acompañado de actividad sísmica.



**Figura 1.4:** Resumen de la actividad eruptiva reciente y el contenido juvenil de las cenizas emitidas. Datos de cenizas de G. Avaró (comunicación personal, 2020). Las bandas rojas indican los períodos eruptivos. El período de emisión cuasi-continua entre los años 2017 y 2019 se representa por el color rojo tenue.

Posteriormente, el volcán presentó otras erupciones en enero de 2011 y enero de 2012. Ambas abrieron nuevas bocas, conocidas como Boca 2011 y Boca 2012. La Boca 2011 se ubica en la pared interna NW de Cráter Oeste, mientras que la de 2012 se ubica en la pared externa sureste del mismo cráter (Elizondo *et al.*, 2019). Cabe destacar que las bocas 2010 y 2012, junto con otros rasgos volcánicos y tectónicos del edificio, se encontraban alineadas según un rumbo aproximado NE (Calvo *et al.*, 2019). Entre los años 2010 y 2013 la Boca 2010 creció notablemente.

Posteriormente, el 29 de octubre de 2014, a las 10:13 hora local, el volcán emitió ceniza de forma sostenida durante un periodo de 13 horas y finalizó con una explosión de alta energía de 25 minutos que destruyó la mayor parte de la pared oriental del cráter Oeste (Alvarado *et al.*, 2016). La densa pluma de ceniza cubrió San José y paralizó el tráfico aéreo en el aeropuerto internacional Juan Santamaría. Esta erupción estableció un punto de inflexión en la dinámica eruptiva del volcán, que pasó de erupciones anuales aisladas a ciclos eruptivos bien definidos: el primero de octubre a diciembre de 2014, el segundo de marzo a junio de 2015 y el tercero del 16 al 31 de octubre de 2015. Los últimos dos ciclos fueron separados por un episodio eruptivo aislado el 15 de agosto de 2015.

Después del ciclo de 2015, algunas erupciones ocurrieron entre noviembre y diciembre de 2015 en un contexto de baja sismicidad. Posteriormente, hubo pocas emisiones de cenizas y pequeñas explosiones aisladas entre enero y principios de abril de 2016. El ciclo eruptivo de 2016 comenzó con una intensa sismicidad el 27 de abril y una emisión de ceniza de larga duración el 30 de abril. Durante la madrugada del 1 de mayo comenzó una actividad eruptiva de carácter explosivo (Mora, 2016). Después de un corto período de relativa calma desde el 1 de agosto de 2016 hasta el 13 de septiembre de 2016, comenzó una nueva etapa eruptiva con una fase inicial explosiva, en la cual se observaron columnas de hasta casi 4 km de altura (Mora y Soto, 2016). Esta etapa duró hasta diciembre de 2016.

Entre los años 2017 y el 2018, el volcán continuó con erupciones de manera intermitente. Como ejemplo, un 60 % de los días del año 2018 presentaron algún tipo de erupción (J. Pacheco, comunicación personal, 2020). Esta actividad cuasi-continua se extendió durante el primer trimestre del 2019 y

menguó durante el resto del año. Durante el primer semestre del presente año 2020 el volcán no presentó actividad, con excepción del período entre el 17 de junio y 10 de agosto cuando se registraron algunas emisiones de ceniza.

Desde la primera erupción en 2010 se ha detectado contenido fresco en las cenizas emitidas (<6 %, Figura 1.4) (G. Avard, comunicación personal, 2020). Este porcentaje aumentó progresivamente en las siguientes erupciones entre los años 2012 y 2016, alcanzando un máximo de 20 %. Sin embargo, tras la erupción del 11 diciembre de 2016, estos niveles aumentaron drásticamente hasta valores de 43 %.

## 1.2. Aspectos sismológicos del volcán Turrialba

### 1.2.1. Vigilancia sísmica

La vigilancia sísmica en el volcán Turrialba inició en 1990, cuando el OVSICORI-UNA instaló una estación de periodo corto en su cima la cual se incrementó a partir de febrero de 1997 (¿2000 eventos por mes). Durante los años 1990 a 1996 la actividad sísmica se mantuvo relativamente baja (<100 eventos de baja frecuencia por mes), la cual incrementó de manera gradual a partir de febrero de 1997, alcanzando los 2000 eventos por mes (Tassi *et al.*, 2004).

En marzo de 2001, entre el 12 y 14, la RSN instaló una estación de periodo corto, con la cual se registraron 27 eventos que fueron agrupados en 3 familias. Para ese entonces, ya había exhalaciones de gases en el cráter (Mora, Rojas, y Linkimer, 2001).

La primera estación permanente de banda ancha la instaló la RSN en setiembre de 2009. En los años siguientes, poco a poco se fue consolidando una red de estaciones sumando los esfuerzos de ambos observatorios RSN y OVSICORI-UNA. Hoy en día, se cuenta con 11 estaciones sísmicas, 7 del OVSICORI-UNA y 4 de la RSN. En la sección 1.3 se presentan los detalles.

### 1.2.2. Estado del arte de los estudios de Sismología Volcánica

#### 1.2.2.1. Trabajos previos

Tassi *et al.* (2004) reportaron conteos de eventos sismo-volcánicos ocurridos durante el período entre los años 1997 a 2000.

Martini *et al.* (2010) resumieron la actividad sísmica asociada al despertar del volcán Turrialba entre los años 1990 y 2010 y presentan una descripción de las señales sismo-volcánicas (híbridos, VT, tremor armónico) registradas durante ese periodo, así como análisis espectrales y de polarización.

Conde *et al.* (2014) estudiaron la relación entre la sismicidad y las emisiones de SO<sub>2</sub> entre los años 2008 y 2012. Los autores indican que para ese momento el sistema de fluidos había evolucionado del tipo hidrotermal a magmático, se evidenciaba la presencia de magma ascendiendo y una reducción del agua hidrotermal. Estos autores proponen un modelo de dos niveles de almacenamiento magmático, uno probablemente a 5 km de profundidad y uno somero a 1 km de la cima.

Eyre *et al.* (2013) analizaron las señales tipo LP obtenidos por medio de una red temporal de 13 estaciones que operó entre marzo y setiembre de 2009. Por medio de la técnica de inversión del tensor de momento determinan la posición y el mecanismo fuente. Este consiste en una fractura buzando hacia el SW con un ángulo entre 10° y 20° a profundidades someras (< 800 m) bajo los cráter activo SW y Central. El buzamiento de las fracturas puede estar relacionado a la estratificación de la estructura del volcán. Los contactos entre capas son zonas de debilidad donde pueden pasar los fluidos hidrotermales, se alojan en las capas de alta permeabilidad (tefras) y rodean las capas impermeables (lava).

Posteriormente, Zecevic *et al.* (2016) retomaron los datos analizados por Eyre *et al.* (2013), relocalizando los eventos LP. Obtuvieron una estructura elongada con tendencia SW-NE y un buzamiento al NE de unos 530 m de largo. Esta se extiende desde unos 500 m debajo de la orilla S del cráter activo SW, hacia el NE hasta unos 850 m debajo del borde SE del cráter Central, con un ángulo de buzamiento cercano a los 45°. A esta estructura, Zecevic *et al.* (2016) sobrepusieron los mecanismos de fractura obtenidos por Eyre *et al.* (2013). Las fracturas buzando al SW, en sentido opuesto a la estructura de relo-

calización, generando una estructura escalonada, lo cual indicaría que estos eventos LP se originaron en diferentes fuentes pertenecientes a una estructura mayor.

Por su lado, Chouet y Dawson (2016) simularon sismogramas sintéticos, parecidos a los pulsos LP estudiados por Eyre *et al.* (2013) y Zecevic *et al.* (2016), a partir de un modelo de excitación de una fractura de 1000 m de ancho y 1000 m de largo rellena de fluidos. En este caso la excitación de la grieta se desencadena por una caída de la presión que actúa sobre un parche de la pared centrado en el eje de la grieta, a unos 70 m por debajo de la superficie (50 m por debajo de la parte superior borde de la fractura).

En el volcán Turrialba se han observado cuatro secuencias rítmicas de eventos LP (*drumbeat*) en febrero-abril 2010 (J. Pacheco, comunicación personal, 2020), en 2013, en 2017 y en 2018 (Lesage *et al.*, 2018). En particular, la fuente de la secuencia del 2017 se localizó a unos 600 m por debajo del cráter central y se considera que su fuente corresponde con un flujo de gas intermitente a través de una válvula de corta vida en el margen del magma (Lesage *et al.*, 2018).

Pacheco (2018) analizó los eventos de doble fase o “narigones” que empezaron a ocurrir en 2015. Estas señales se caracterizan por una fase inicial muy emergente y duración variable, seguida por otra fase más energética. Las imágenes de la cámara en línea permitieron establecer la correlación entre las explosiones y estos eventos. Asociado con algunos narigones, se registraron señales de infrasonido que muestran un carácter estromboliano.

Mora *et al.* (2019) realizó un análisis espectral detallado a partir de un catálogo de 2044 episodios de tremor que abarca el período entre los años 2009 y 2019. Se observó un incremento progresivo en el número de episodios de tremor armónico, al mismo tiempo que, poco a poco el sistema se abría. En el ámbito espectral se observaron variaciones significativas en la frecuencia fundamental, su amplitud y número de sobretonos. Además, en el rango temporal más corto, el tremor observó el fenómeno de deslizamientos de la frecuencia con patrones variados y transiciones abruptas o progresivas de tremor armónico a tremor de amplio espectro y viceversa.

### 1.2.2.2. Discusión

Del recuento anterior se desprende que gran parte de los estudios se enfocan en aspectos específicos de algunas señales sísmicas (Eyre *et al.*, 2013; Zecevic *et al.*, 2016; Chouet y Dawson, 2016); o se limitan a períodos de estudio que no abordan el desarrollo integral de la actividad eruptiva (Tassi *et al.*, 2004; Martini *et al.*, 2010).

En este sentido, los estudios de Mora *et al.* (2019) y Pacheco (2018) son pioneros en cuanto se analiza la evolución de las características de las señales estudiadas (tremor armónico y eventos de doble fase) a lo largo del tiempo.

Si bien se ha abordado el análisis de tremor, aún queda por comprender los episodios de este tipo de señal que se generan en la coda de los eventos de tipo LP (largo periodo) reportados por Martini *et al.* (2010). ¿Se trata de la misma fuente en condiciones distintas? o ¿son fuentes diferentes?

Vemos que aún no se ha abordado en detalle la relación entre los distintos tipos de señales y la actividad eruptiva. Tampoco se ha establecido cuáles comportamientos o patrones de la sismicidad son precursores significativos de la actividad eruptiva.

### 1.2.3. Clasificación de señales sismo-volcánicas

Los volcanes muestran una gran variedad de eventos sísmicos, lo que refleja la diversidad de procesos que ocurren en su interior. En la literatura existen varias clasificaciones de eventos sismo-volcánicos, que se basan en el contenido espectral o en los modelos de mecanismo fuente (Wassermann, 2002; McNutt, 2005; Kawakatsu y Yamamoto, 2015). Un primer agrupamiento se hace con base en la duración, entre las señales cortas (hasta algunas decenas de segundos) y las señales largas (se prolongan por varios minutos e incluso horas o más). En general, esta clasificación corresponde con la diferenciación entre eventos discretos (cuya excitación es transitoria) y señales continuas (cuya excitación se sostiene a lo largo de su duración). Además, se han identificado señales compuestas por al menos dos eventos. A continuación, se describen las principales familias de señales sismo-volcánicas reconocidas en el volcán Turrialba.

### 1.2.3.1. Señales de corta duración o discretas

**Sismos volcano-tectónicos (VT):** Comparten las características de los sismos tectónicos, ya que son generados por ruptura frágil. Sin embargo, al ocurrir en el edificio volcánico, el movimiento de las fallas asociado se debe a un campo de esfuerzos generado por el movimiento del magma (Wassermann, 2002; McNutt, 2005; Kawakatsu y Yamamoto, 2015; White y McCausland, 2016). Se dividen en profundos ( $>2$  km) y someros ( $<2$  km) (Wassermann, 2002) o entre distales (dVT) y proximales (pVT) (White y McCausland, 2016). Los profundos/distales se manifiestan por la claridad de las llegadas de ondas P y S y su contenido de alta frecuencia ( $> 5$  Hz, Figura 1.5). En contraste, los eventos VT someros/proximales muestran inicios emergentes de onda P e incluso, a veces, es imposible detectar la llegada de la onda S (Figura 1.5). Además, las bandas espectrales se desplazan a frecuencias más bajas (1-5 Hz) (Wassermann, 2002).

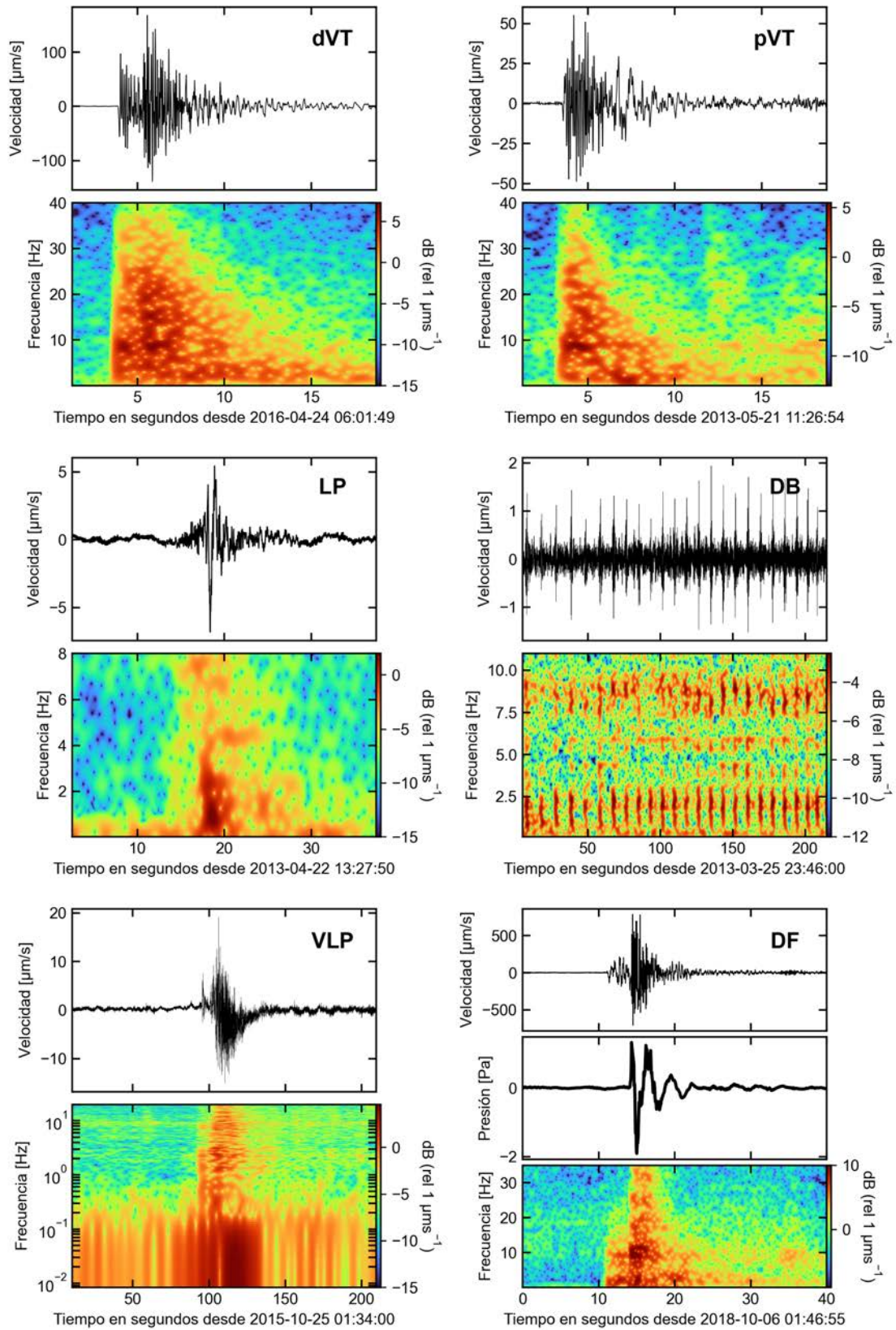
**Eventos de largo período (LP):** Estas señales muestran un inicio de señal emergente y sin llegadas de onda S. El contenido de frecuencia está restringido, por lo general, en una banda de entre 0.5 y 5 Hz (Chouet y Dawson, 2016) (Figura 1.5). Las fuentes de los eventos LP están a menudo situadas en la parte poco profunda del volcán ( $< 2$  km de profundidad). Sin embargo, algunos volcanes producen LP profundos (30 km) (Melnik *et al.*, 2020). Los modelos de fuente asociados a las señales LP son variados, entre ellos: 1) la apertura y resonancia de una grieta resultado del ascenso de fluidos hacia la superficie o 2) la existencia de cambios de presión dentro de la mezcla de fluidos y gases que genera fenómenos de resonancia dentro del mismo magma (Wassermann, 2002).

**Sismos híbridos:** Algunas señales sismo-volcánicas comparten características tanto de las señales LP como de los pVT, por lo cual se etiquetan generalmente como eventos híbridos. Este tipo de eventos pueden reflejar una posible mezcla de mecanismos fuente de ambos tipos de eventos (Wassermann, 2002). Por ejemplo, podría ocurrir un deslizamiento a lo largo de una fractura en la roca (VT) que además es acompañado por la circulación de fluidos (LP) (Neuberg *et al.*, 2006). Sin embargo, la principal característica de esos eventos es la posición superficial de su fuente (Lahr *et al.*, 1994). Por ello se ha propuesto que la fase de baja frecuencia de estos eventos está más bien relacionada con los fuertes efectos de trayectoria debido a la poca profundidad de su fuente (Harrington y Brodsky, 2007) y al atrapamiento de las ondas en los depósitos superficiales inconsolidados del edificio volcánico (Kedar *et al.*, 1996). Por esta razón, en este trabajo se le considera junto con los pVT dentro de una misma clase (Figura 1.5).

**Eventos de muy largo período (VLP):** Se caracterizan por presentar la mayor parte de su energía en la banda entre 2 y 100 segundos (*very long period*) (Chouet y Matoza, 2013). Además, suelen presentar fases de altas frecuencias (Maeda *et al.*, 2019), como se observa en la Figura 1.5. La inversión de la fuente de los VLP suele estar dominada por componentes isotrópicas, lo cual sugiere cambios volumétricos en un conducto probablemente relacionado al transporte de masa como por ejemplo: 1) ascenso de bolsas de gas dentro de un cuerpo de magma de baja viscosidad; 2) extrusión de magma de alta viscosidad; y 3) flujo inestable de fluidos hidrotermales presurizados a través de fracturas (Waite, 2015).

**Señales asociadas a explosiones:** Las señales sísmicas asociadas a las explosiones suelen exhibir una llegada de una onda de altas frecuencias debido a la onda de choque en el aire originada en la boca eruptiva. A veces estas señales vienen acompañadas por fases de baja frecuencia, similares a los LP, lo cual indica que el origen de estos dos tipos de señales podrían estar relacionados (Kawakatsu y Yamamoto, 2015). En el volcán Turrialba se han registrado desde el año 2015 una familia de eventos que comúnmente acompañan a las explosiones de diversas manifestaciones (desde exhalaciones menores de ceniza y gas hasta explosiones estrombolianas) (Pacheco, 2018). Se caracterizan por una forma de onda con dos fases, la primera de menor amplitud y duración que la segunda (Figura 1.5). Nos referimos a estos eventos como doble fase (DF). En el sensor de infrasonido se registra únicamente la segunda fase. El tiempo entre la primera y la segunda fase, y los bajos valores de la razón entre la energía acústica y la energía sísmica (*Volcano Acoustic Seismic Ratio*, VASR), indican que la





**Figura 1.5:** Clasificación de señales sismo-volcánicas del Turrialba. Todos los registros corresponden a la componente vertical de la estación CVTR, a excepción del evento DF, registrado en la estación VTCE.

explosión inicia a cierta profundidad (decenas a centenas de metros) por debajo del fondo del cráter (Pacheco, 2018). Eventos similares con dos fases y que ocurren a un ritmo similar a las exhalaciones mayores en una pluma constante de vapor han sido observados en el volcán Shishaldin en Alaska (Caplan-Auerbach y Petersen, 2005).

**Eventos tipo tornillo (TOR):** Esta es una variedad de señales sismo-volcánicas que se distinguen por una coda tonal o multitonal no armónica <sup>1</sup> cuyas frecuencias son estacionarias a lo largo de la duración del evento y cuya amplitud decae exponencialmente (Figura 1.6). A pesar de que estos eventos pueden alcanzar varios minutos de duración, se les clasifica como señales discretas porque se caracterizan por un primer transiente y una posterior decadencia de la amplitud, lo cual indica que no hay un sostenimiento continuado de la excitación. El nombre *tornillo* fue utilizado por primera vez para describir unos eventos observados en el volcán Galeras, debido a la semejanza con ese objeto (Torres *et al.*, 1996). Sin embargo, este tipo de señal ya había sido reportada por otros autores, por ejemplo en el volcán Asama, Japón (Shimozuru y Kagiyama, 1989). Asimismo, este tipo de eventos han sido observados en otros volcanes alrededor del mundo: Galeras y Puracé en Colombia (Torres *et al.*, 1996; Gómez M. y Torres C., 1997; Alpala *et al.*, 2018); Tongariro en Nueva Zelanda (Hagerty y Benites, 2003); Tungurahua y Cotopaxi en Ecuador (Molina *et al.*, 2004, 2008a); y Kusatsu-Shirane en Japón (Nakano y Kumagai, 2005); y Rincón de la Vieja en Costa Rica (Bakkar, 2017), entre otros.

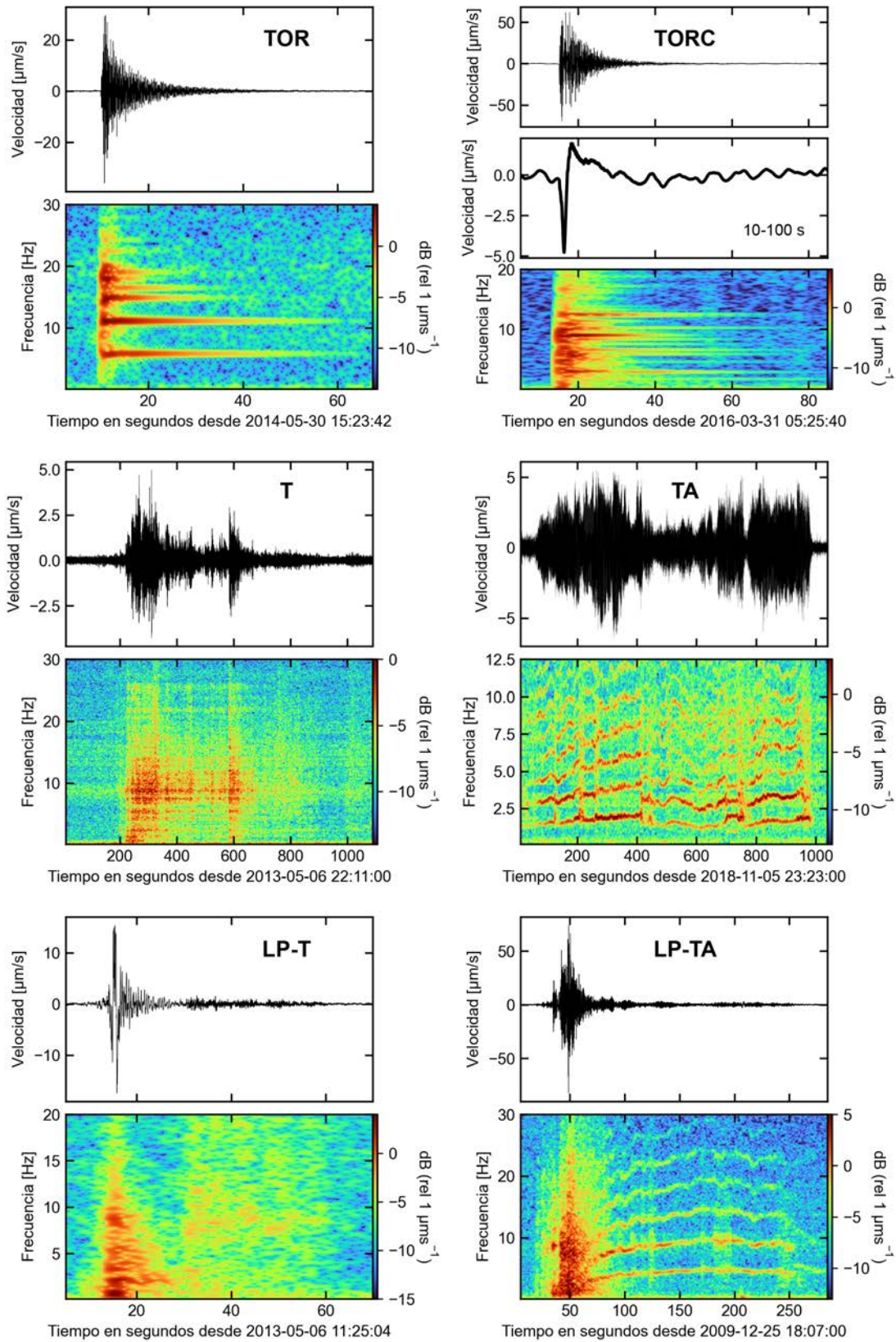
### 1.2.3.2. Señales de larga duración o continuas

El tremor (T) es una señal con duraciones entre unos minutos (Figura 1.6) hasta meses relacionada a la circulación de fluidos en el volcán (Wassermann, 2002). Incluso, desde punto de vista de Carniel (2010), el tremor es una señal que no tiene principio ni final ya que la actividad interna en el volcán no puede ocurrir sin generar sismicidad. Desde este punto de vista, los episodios de tremor que se logran observar en la señal corresponden con estadios de mayor energía, y los momentos donde no se ve perturbación en la señal no corresponden con “silencio” sino más bien con estadios de baja energía donde la intensidad de la señal de tremor no supera el ruido ambiente. Esto es claro cuando se reduce la señal sísmica con algún procesamiento que tome la amplitud en una ventana larga (minutos), de manera que se suavizan las variaciones de amplitud por eventos discretos y las variaciones a un más largo plazo corresponden con el tremor de fondo continuo.

**Tremor armónico (TA)** Se caracteriza por presentar picos de frecuencias regularmente espaciados, donde las frecuencias de los sobretonos ( $f_n$ ) son múltiplos enteros de la frecuencia fundamental ( $f_1$ ,  $f_n = n.f_1$ ) (McNutt, 2005; Lesage *et al.*, 2006) (Figura 1.6). La frecuencia fundamental y los armónicos del tremor armónico pueden cambiar sistemáticamente durante un período corto de algunos segundos a uno pocos minutos, fenómeno conocido como deslizamiento de las frecuencias o *gliding* en inglés (Hagerty *et al.*, 1997; Lesage *et al.*, 2006; Hotovec *et al.*, 2013). Caso contrario, los picos de frecuencia de los eventos tipo tornillo son completamente estacionarios.

Este fenómeno ha sido observado en tremores armónicos volcánicos en todo el mundo. Por ejemplo, en el volcán Arenal (Costa Rica) se han documentado cambios graduales en la frecuencia fundamental entre 1,9 a 3,2 Hz y entre 0,5 a 3,2 Hz (Benoit y McNutt, 1997; Hagerty *et al.*, 2000; Mora, 2003). En el volcán Sakurajima, Maryanto *et al.* (2008) analizaron el deslizamiento positivo desde 0,8 Hz a 3,7 Hz. Por otro lado, Hotovec *et al.* (2013) analizaron en detalle el deslizamiento extremo de 1 a 30 Hz en menos de 10 minutos en tremores armónicos que ocurren antes de una explosión en el volcán Redoubt. En el volcán Turrialba se han observado episodios de tremor armónico desde finales de 2007, que presentan un deslizamiento de la frecuencia fundamental entre 1.5 y 3 Hz con un máximo de 8 armónicos (Martini *et al.*, 2010; Mora, 2003).

<sup>1</sup>Desde la perspectiva de las disciplinas de la acústica y el procesamiento de señal digital, se conocen como *tonales* a aquellas señales cuya forma de onda es sinusoidal. Las señales que resultan de la suma de diferentes componentes sinusoidales son *multitonales*. Cuando la relación entre las diferentes frecuencias de una señal multitonal es de un múltiplo entero de la frecuencia fundamental la señal recibe el adjetivo *armónica* (Pawłowski *et al.*, 2013).



**Figura 1.6:** Clasificación de señales sismo-volcánicas del Turrialba. Todos los registros corresponden a la componente vertical de la estación CVTR, a excepción del evento LP-TA, registrado en la estación CIMA.

### 1.2.3.3. Señales compuestas

**Secuencias rítmicas de eventos LP (DB, *drumbeats*):** A veces los eventos LP se pueden presentar de manera repetitiva en secuencias altamente periódicas con tiempos entre un evento y otro de algunos segundos (Kendrick *et al.*, 2014; Bell *et al.*, 2017) (Figura 1.5). Por esta periodicidad se les conoce en la literatura como eventos tipo *drumbeat* (toque o ritmo de tambor). El origen de estos eventos se ha asociado con el ascenso de una columna de magma. Por ejemplo, Kendrick *et al.* (2014) logran reproducir esta señal en experimentos de laboratorio al deslizar un tapón de magma subsólido dentro de un conducto. Al deslizarse, la fricción produce un aumento de la temperatura que funde parcialmente el magma. A su vez, este fundido provoca un freno en el ascenso de la columna. Una vez el magma se solidifica de nuevo puede continuar su deslizamiento. Así, sucesivamente se da un ciclo de adhesión y deslizamiento que produce la señal repetitiva. Por otro lado, Bell *et al.* (2017) proponen un modelo similar por medio del análisis de este tipo de eventos en el volcán Tungurahua. En este caso, se sugiere que entre cada evento se produce una acumulación de presión de gas en la columna de magma y un esfuerzo de cizalla en la interfaz con las paredes circundantes. Cuando este esfuerzo supera la resistencia ocurre el deslizamiento, el ascenso de la columna y la desgasificación, lo cual genera el evento LP.

**Eventos tipo tornillo compuestos (TORC):** En el volcán Turrialba se ha reconocido una familia de señales que presentan un evento inicial de amplio espectro (que incluye una fase VLP) seguido por una coda multitonal no armónica típica de los eventos tipo tornillo (Figura 1.6). Por esto, nos referimos a estos eventos como tornillos *compuestos* (TORC). El primer pulso es más energético que la coda y presenta un inicio impulsivo. Los picos de frecuencia de la coda suelen ser muy numerosos (hasta 25)<sup>2</sup> en comparación con los tornillos simples. Señales similares compuestas por una fase VLP y una coda tonal fueron observadas en el volcán Cotopaxi (Ecuador) e interpretadas como la liberación de gas de un cuerpo de magma somero y su subsecuente resonancia dentro de una fractura (Molina *et al.*, 2008b)

**Eventos LP con tremor:** En el volcán Turrialba se ha identificado una familia de eventos compuestos por un primer evento LP seguido por un tremor corto (algunos minutos). El tremor puede ser de amplio espectro (LP-T, 1 a 20 Hz) o armónico (LP-TA, Figura 1.6). Comúnmente, la fase de tremor de los LP-T presenta algunos pulsos de mayor energía, lo cual les confiere un carácter *pulsátil* o *espasmódico*. El volcán Arenal, en Costa Rica, mostró un tipo de señal compuesta muy similar a los LP-TA que consistía de dos fases: 1) un evento LP concomitante con una pequeña erupción (expulsión de ceniza a 500 m sobre el cráter), la cual se acompañaba de un sonido similar al de un avión; y 2) un tremor armónico manifestado en superficie únicamente por la salida de gas, la cual se acompañaba con un sonido similar a una locomotora de vapor (Benoit y McNutt, 1997; Mora, 2003). Este tremor armónico solía tener un deslizamiento de la frecuencia fundamental entre 1,9 Hz y 3,5 Hz (Benoit y McNutt, 1997; Mora, 2003; Lesage *et al.*, 2006). En el volcán Turrialba, Martini *et al.* (2010) reportaron esta señal compuesta ocurriendo a finales del año 2007.

---

<sup>2</sup>Se demostró que los picos de frecuencia observados no son efecto de sitio en la estación de referencia CVTR (Figura 11 y Figura 12 en la sección de Anexos)

### 1.2.4. Períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor

Algunos volcanes han mostrado una disminución de la amplitud del tremor previo a erupciones a diferentes escalas temporales. En el volcán Suwanosejima, se han observado erupciones vulcanianas precedidas por un cese repentino del tremor asociado con las emisiones continuas de ceniza a escalas de segundos (Nishimura *et al.*, 2013). Por otro lado, en volcán Telica, Roman *et al.* (2016) demostrarán que los episodios de inactividad sísmica a escala de minutos a horas precedieron sistemáticamente a las explosiones en mayo de 2011. En el mismo volcán, se han observado disminuciones del tremor y del número de eventos discretos en un período de largo plazo (semanas), entre marzo y abril previo a la erupción de mayo de 2011 (Geirsson *et al.*, 2014; Rodgers *et al.*, 2015).

En esta investigación, para reconocer los períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor (PPEMAT) en el volcán Turrialba utilizamos la medición RSEM (*Real-time Seismic Energy Seismic Measurement*) (De la Cruz-Reyna *et al.*, 2010). Esta refleja los cambios en la energía sísmica irradiada por el volcán. Además, al suavizarse la curva utilizando la mediana móvil es posible remover, hasta cierto punto, la influencia los valores extremos (sismos LP, VT, tectónicos etc., Figura 1.7). De esta forma la curva refleja los cambios en el tremor *de fondo* (Carniel, 2010).

Se reconocieron siete PPEMAT entre los años 2009 y 2018 con duraciones entre 5 días y 6 semanas (Tabla 1.2). En la mayoría de los casos la disminución es drástica y las amplitudes bajas se sostienen previo a la erupción (*plateau negativo*, Figura 1.7B, C, D, G, y H). En otros casos, la disminución de la amplitud es progresiva y constante previo al inicio de la erupción (Figura 1.7D y E).

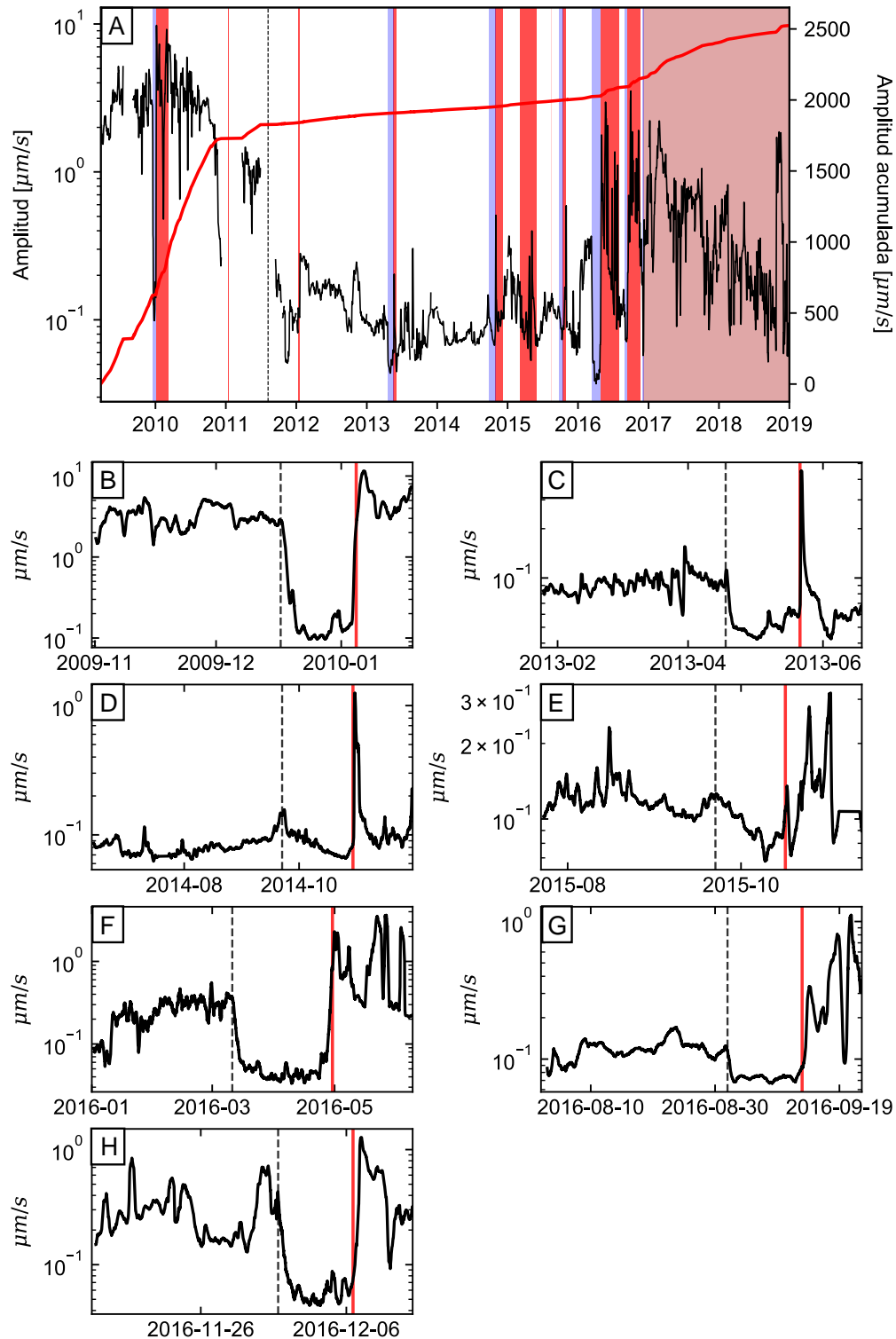
**Cuadro 1.2:** Períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor en el volcán Turrialba

Inicio	Final	Duración [días]	Carácter
<b>2009-12-19</b>	<b>2010-01-04</b>	<b>16</b>	<b>Plateau negativo</b>
<b>2013-04-21</b>	<b>2013-05-21</b>	<b>29</b>	<b>Plateau negativo</b>
2014-09-25	2014-10-29	34	Progresivo
2015-09-22	2015-10-15	23	Progresivo
<b>2016-03-14</b>	<b>2016-04-27</b>	<b>44</b>	<b>Plateau negativo</b>
2016-09-01	2016-09-13	11	Plateau negativo
2016-12-01	2016-12-06	5	Plateau negativo

Se resaltan en negrita los PPEMAT analizados en esta investigación.

En esta investigación se analizó en detalle los PPEMAT de 2009-2010, 2013 y marzo-abril de 2016, los cuales se caracterizan por una disminución inicial abrupta y por un sostenimiento de las bajas amplitudes (*plateau negativo*) durante un lapso de más de 2 semanas (Cuadro 1.2, Figura 1.7). Además, estos tres PPEMAT marcan momentos importantes en la evolución de la actividad reciente. En particular el primero se da justo antes de la primera erupción, en un contexto de alta sismicidad (Figura 1.7). El segundo, en 2013, por el contrario se da un contexto de baja sismicidad, donde las erupciones eran esporádicas, alrededor de una por año. Mientras que el tercer período en 2016 marca el punto de inflexión hacia una actividad eruptiva casi continua y una mayor actividad sísmica (la inflexión en la curva del RSEM acumulada Figura 1.7).

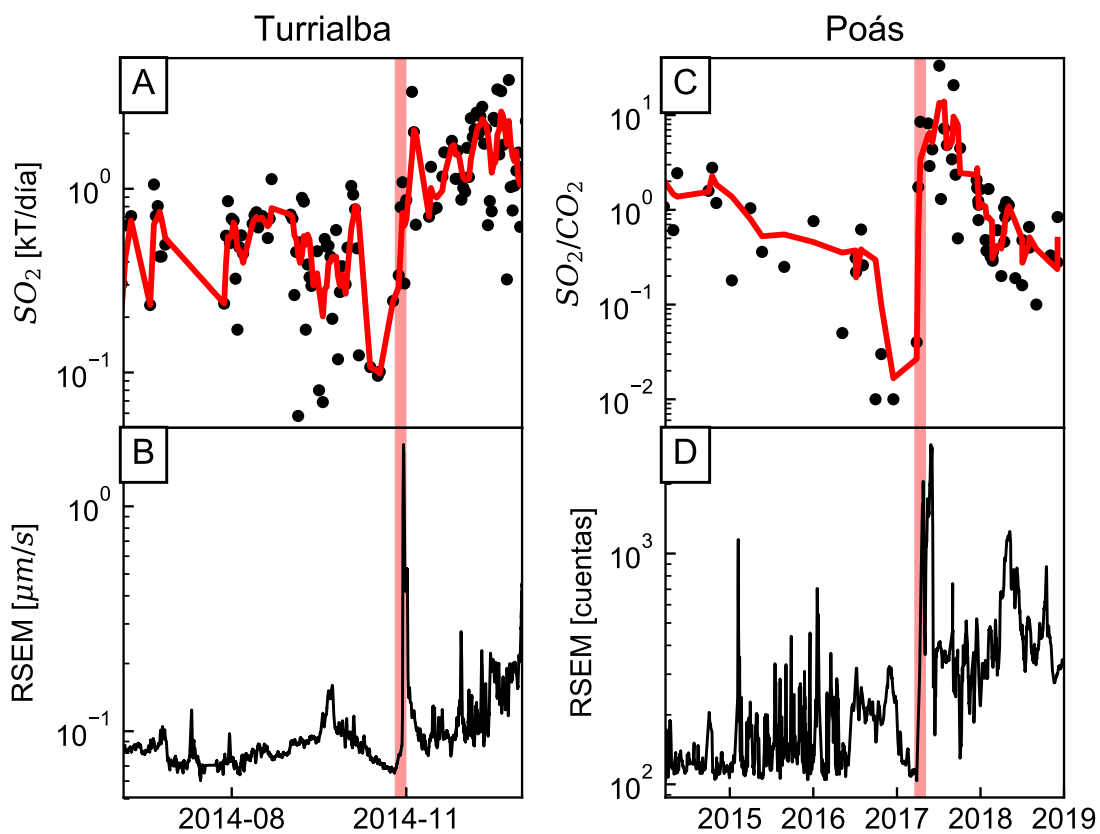
En general, en otros volcanes esta disminución ha sido interpretada como una pausa en la circulación de fluidos y/o cenizas en la parte somera del edificio volcánico debido a un sello o bloqueo en los conductos, lo cual a su vez genera una acumulación del material y de la presión que será liberada violentamente durante la explosión (Nishimura *et al.*, 2013; Geirsson *et al.*, 2014; Rodgers *et al.*, 2015; Roman y Cashman, 2006).



**Figura 1.7:** A) Curva RSEM entre los años 2009 y 2018 para la componente vertical de los sensores CIMA y CVTR (ubicados en el mismo sitio). La línea discontinua vertical indica el momento del cambio del sensor. La curva fue suavizada utilizando la mediana en una ventana móvil de 1 día. Las bandas verticales indican los PPEMAT (azul) y los períodos eruptivos (rojo). B)-G) Curva RSEM para cada PPEMAT. Las curvas fueron suavizadas utilizando la mediana en una ventana móvil de 1 día, a excepción de la curva en G, donde se utilizó una ventana de 6 horas. Las líneas negras discontinuas y rojas indican el inicio la disminución de la amplitud de tremor y el inicio de la erupción, respectivamente.

De manera similar, Stix y de Moor (2018) proponen que un sello del sistema hidrotermal y de los conductos superficiales debido al depósito de minerales precipitados de los gases magmáticos en ascenso es parte del proceso que conlleva a las erupciones freáticas. Los autores se basan en observaciones de diferentes volcanes, en especial del Turrialba (de Moor *et al.*, 2016) y del Poás (de Moor *et al.*, 2019). En el primero, el descenso del flujo los gases magmáticos dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) y dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ) en las semanas previas a la erupción del 29 de octubre de 2014, junto con la eyección de bloques de brecha con silificación hidrotermal durante esta erupción sugieren la formación de un sello. Por otro lado, en el volcán Poás, de Moor *et al.* (2019) propuso un modelo cuantitativo de un sello hidrotermal a partir de la disminución del flujo de  $\text{SO}_2$  observada previa a la erupción de abril 2017.

En ambos casos, observamos una relación positiva entre la disminución del flujo de gases magmáticos y la amplitud del tremor previo al inicio de la erupción (Figura 1.8). Estas observaciones, en conjunto, soportan la hipótesis de que un marcado descenso de la amplitud del tremor en un volcán que presenta desgasificación continua puede ser un indicador de la formación de un sello.

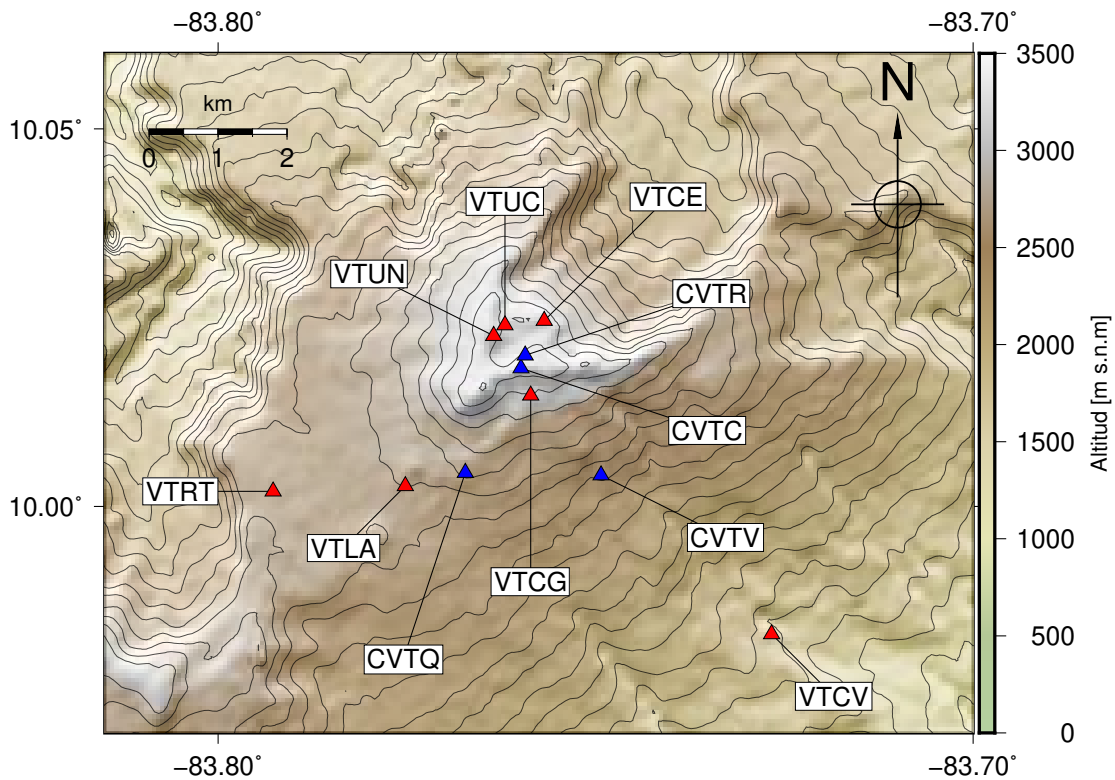


**Figura 1.8:** Comparación de medidas de gases volcánicos y la amplitud del tremor en los volcanes Turrialba y Poás. Período entre junio y diciembre de 2014 en el volcán Turrialba: A) Flujo de dióxido de azufre diario (curva de media móvil de 4 días, datos de de Moor *et al.* (2016); B) mediana móvil (16 h) del RSEM por minuto en la estación CVTR (componente vertical). Período entre los años 2014 y 2019 en el volcán Poás: C) Razón diaria entre el dióxido de azufre y dióxido de carbono (curva de media móvil de 3 días, datos de de Moor *et al.* (2019); y D) mediana móvil (8 días) del RSEM por hora en la estación VPVF (componente vertical).

Esta relación entre la salida de gas y la actividad sísmica en el volcán Turrialba fue analizada por Conde *et al.* (2014). Estos autores efectuaron un análisis de correlación cruzada entre las series de tiempo del flujo de  $\text{SO}_2$  y el RSAM, el cual demostró que existe una correlación entre ambas medidas. De manera similar, Chiodini *et al.* (2017) encuentran una muy alta correlación entre algunas medidas de una fumarola en Campi Flegrei (presión, temperatura, flujo de dióxido de carbono) con la amplitud del RSAM.

### 1.3. Datos disponibles

Los datos para este estudio provienen de las redes sísmicas de banda ancha pertenecientes a la Red Sísmológica Nacional (RSN: UCR-ICE) y el Observatorio Sísmológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA). Se utilizarán principalmente los datos de la estación CVTR ubicada a 0,45 km del cráter activo (Figura 1.9). Esta fue identificada inicialmente como CIMA (2009-2011) y luego como CVTR (2011-presente) al reemplazar el sensor Guralp 6TD de 30 segundos por un Guralp CMG-3T de 120 s. Los análisis en red fueron llevados a cabo únicamente para el período de estudio de 2016 cuando la red se encontraba con una distribución y densidad adecuada (Figura 1.9, Figura 1.10).



**Figura 1.9:** Mapa de las estaciones sísmicas de la RSN (triángulos azules) y del OVSICORI-UNA (triángulos rojos) sobre el volcán Turrialba.

Además de los datos sísmicos se cuenta con diferentes catálogos de eventos sismo-volcánicos. El catálogo de eventos DF fue aportado por J. Pacheco. Además de algunas características espectrales y de energía, este catálogo consta de dos categorías: 1) erupción confirmada; y 2) sin erupción o indeterminada, según se observó en las cámaras de vigilancia o en el registro de infrasonido<sup>3</sup>. Se cuenta con los catálogos de sismicidad tectónica y volcano-tectónica de la RSN y del OVSICORI. Además, M. Mora compartió el catálogo de TA el cual contiene los valores de frecuencia fundamental, número de armónicos y amplitud (Mora *et al.*, 2019) y el catálogo de eventos TOR. Por otro lado, G. Avard suministró la información petrográfica de las cenizas emitidas en la actividad reciente. Los datos sobre gases fueron tomados de los anexos de de Moor *et al.* (2016).

<sup>3</sup>Del total de eventos del catálogo se determinó que un 31 % de los eventos tuvo un erupción asociada y un 69 % no la tuvo o no se tiene certeza



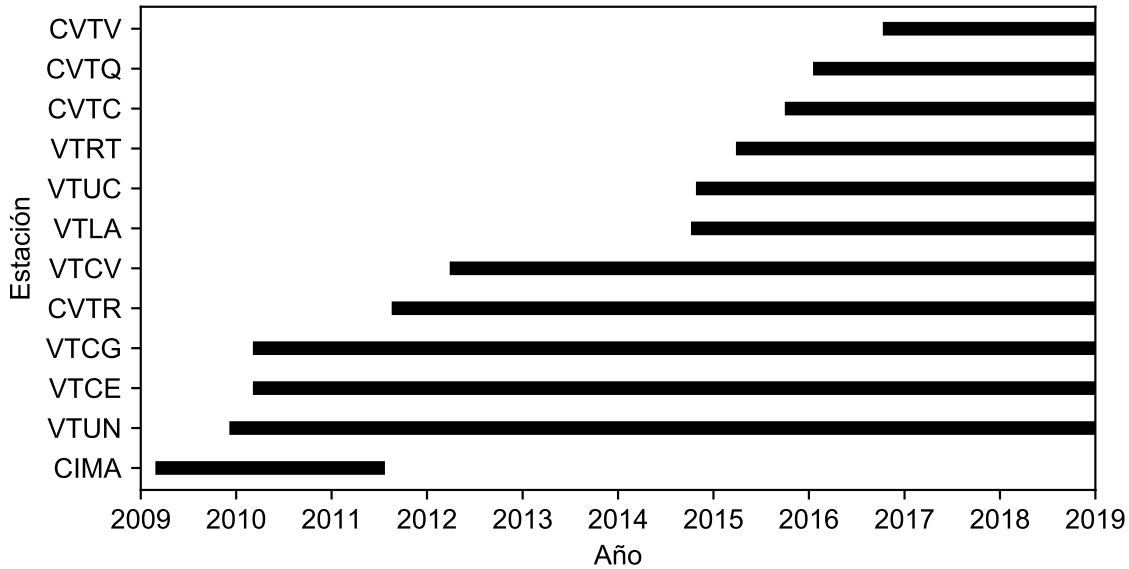


Figura 1.10: Rango temporal de operación de las estaciones sísmicas en el volcán Turrialba

## 1.4. Problema a resolver

### 1.4.1. Tema de investigación

Estudio de la actividad sismo-volcánica previa a las etapas eruptivas de enero de 2010, mayo 2013 y abril-noviembre de 2016 del volcán Turrialba, Costa Rica, por medio de diferentes técnicas de procesamiento de la señal sísmica digital, tanto para series de tiempo continuas, como para segmentos discretos relacionados a eventos de importante significado físico.

### 1.4.2. Hipótesis

La menor amplitud de tremor volcánico de fondo previo a los ciclos eruptivos de enero 2010, mayo de 2013 y abril-noviembre de 2016, así como la evolución de algunas de las señales sismo-volcánicas que ocurren durante esos periodos, demuestran que se generó un bloqueo de los conductos superficiales y del sistema hidrotermal, tras el cual ocurre una presurización por la acumulación de gases magmáticos. Cuando la presión supera la resistencia de la roca se da la ruptura del sello lo cual da inicio a una erupción. Las diferencias entre las familias de eventos en cada etapa demuestran que el sistema se encuentra en condiciones distintas: un sistema cerrado y en proceso de crear una primera conexión con la superficie en 2010; un sistema semi-abierto en 2013; y por último un sistema más desarrollado próximo a abrirse por completo durante las erupciones de 2016.

### 1.4.3. Objetivos

**Objetivo general** Analizar la sismicidad previa a las etapas eruptivas de enero de 2010, mayo de 2013 y abril-julio 2016 del volcán Turrialba (Costa Rica) con el fin de comprender mejor los procesos precursores y brindar mejores insumos para la gestión del riesgo volcánico en Costa Rica.

#### Objetivos específicos

1. Optimizar una rutina de localización de señales sismo-volcánicas basada en sus amplitudes con el fin de detectar variaciones en la posición de su fuente y, a su vez, mejorar la capacidad de generación de información pertinente para el monitoreo de los volcanes activos.

2. Caracterizar, en el ámbito del tiempo y la frecuencia, las diferentes familias de señales sismo-volcánicas reconocidas, con el fin de entender las variaciones en las fuentes sísmicas.
3. Reconocer las diferentes familias de señales sismo-volcánicas por medio de la inspección visual y la aplicación de diferentes algoritmos de agrupamiento automático con el fin de establecer los patrones sísmicos significativos previos a cada etapa analizada.

#### **1.4.4. Plan de la tesis**

En el segundo capítulo se describen los métodos sismológicos utilizados para el análisis de los tres períodos de estudio, tanto los procedimientos para la caracterización en continuo de la señal sísmica, como el tratamiento de las diferentes familias de eventos reconocidas.

En el tercer capítulo se realiza un análisis sobre los efectos de sitio en las estaciones del volcán Turrialba, cuyos resultados son insumos indispensables para la implementación de la rutina de localización por medio de las amplitudes, la cual se discute seguidamente.

En los tres siguientes capítulos (4 a 6) se analiza cada período de estudio por separado. En cada uno, primeramente se presenta una caracterización del panorama general en los meses previos a las erupciones correspondientes, y seguidamente se describen los resultados del reconocimiento y análisis de los eventos precursores sismo-volcánicos. Al final de cada capítulo, para cada período se presenta una interpretación vulcanológica del proceso de preparación de la erupción.

Finalmente, en el capítulo 7 se comparan los resultados obtenidos para cada período y se integran junto con otros insumos geofísicos con el fin de comprender la evolución general de la actividad reciente del volcán Turrialba.

# Capítulo 2

## Métodos

2.1. Análisis de la señal en continuo . . . . .	21
2.1.1. Medidas generales de la amplitud sísmica: RSEM y SSAM . . . . .	21
2.1.2. Algoritmo de disparo y caracterización de eventos . . . . .	21
2.2. Detección, reconocimiento y caracterización de las familias de eventos . . . . .	22
2.2.1. Agrupamiento manual . . . . .	22
2.2.2. Agrupamiento por correlación cruzada . . . . .	22
2.2.3. Extracción de características de los eventos . . . . .	22
2.3. Localización de eventos . . . . .	27
2.3.1. Localización por medio de tiempos arribo . . . . .	27
2.3.2. Localización por medio de la polarización . . . . .	29

### 2.1. Análisis de la señal en continuo

Con el fin de caracterizar los PPEMAT de manera general en un contexto de largo plazo (meses) se utilizaron métodos de procesamiento automático de señal en continuo. Se obtuvieron las tendencias generales de la amplitud y frecuencia sísmica, así como la detección y caracterización de eventos discretos con la metodología descrita a continuación.

#### 2.1.1. Medidas generales de la amplitud sísmica: RSEM y SSAM

La medición de energía sísmica en tiempo real (RSEM por sus siglas en inglés, *Real-time Seismic Energy Measure*) (De la Cruz-Reyna y Reyes-Dávila, 2001) calcula el valor medio cuadrático cada minuto de la señal sísmica. Primero se elimina la respuesta del instrumento, se remuestrea la señal a 50 Hz y luego se filtra de 1 a 24 Hz utilizando un filtro pasabanda Butterworth de orden 4. Para su graficación se suaviza la curva con la mediana móvil en una ventana de 16 h.

La medida de amplitud espectral sísmica (SSAM por sus siglas en inglés: *Seismic Spectral Amplitude Measure*) es una estimación basada en la Transformada Rápida de Fourier (FFT). De igual manera que para el RSEM, la señal se remuestrea a 50 Hz. Luego, la señal es filtrada de 0.0083 a 24 Hz con un filtro pasabanda Butterworth de orden 4. Para cada ventana móvil de 10 minutos se calcula la densidad espectral de potencia mediante una ventana de 2048 puntos y 50 % de traslape. Se toma la banda de 0.03-15.0 Hz del espectro y se divide en bandas 0.25 Hz de ancho para calcular la amplitud espectral media para cada intervalo.

#### 2.1.2. Algoritmo de disparo y caracterización de eventos

El algoritmo de disparo STA/LTA (por sus siglas en inglés: *Short Term Averaging/Long Term Averaging*) permite evidenciar aumentos en la intensidad de la señal sísmica asociados con la ocurrencia de eventos discretos. En este proceso se corta temporalmente la señal en dos ventanas móviles: una ventana de corta duración donde se mide la amplitud *instantánea* de la señal sísmica (STA) y una

ventana de larga duración que mide el promedio de la amplitud del ruido sísmico (LTA). La función característica se obtiene calculando la razón STA/LTA. Un disparo es activado cada vez que se supera un umbral de inicio predefinido y se desactiva cuando se disminuye el umbral de salida.

Con base en Rodgers *et al.* (2013), con cada disparo se genera la medición de la señal discreta, tanto de características espectrales como de amplitud. Primero se filtra entre 0.5 y 20 Hz con un filtro pasabanda Butterworth de orden 4, y se obtienen los disparos del algoritmo STA/LTA con los siguientes parámetros: ventana STA = 1 s; ventana LTA = 60 s; umbral de inicio = 8 y umbral de salida = 3. Finalmente, para cada disparo se utiliza una ventana de 12 segundos alrededor de la amplitud máxima con el fin de obtener la amplitud cuadrática media y la frecuencia dominante. Además, se calcula la densidad espectral en las bandas de baja frecuencia (BF, 1 - 6 Hz) y de alta frecuencia (AF, 6 - 11 Hz).

## 2.2. Detección, reconocimiento y caracterización de las familias de eventos

### 2.2.1. Agrupamiento manual

Con el fin de determinar las familias de eventos más importantes en cada uno de los PPEMAT se inspeccionó con detalle los sismogramas y espectrogramas. Para cada período, el análisis se realizó desde una semana antes del inicio del descenso de la amplitud de tremor hasta el inicio de la erupción. Para ello se utilizaron los programas Seismo-Volcanalysis (Lesage, 2009) y *Swarm*, desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Como resultado se obtuvieron las siguientes categorías de eventos: los tremores armónicos (TA); los eventos de largo período con tremor no armónico (LP-T) y armónico (LP-TA); eventos de doble fase (DF) y eventos tipo tornillo. Para cada fase de cada evento se marcó los tiempos de inicio y final en la estación de referencia CVTR.

### 2.2.2. Agrupamiento por correlación cruzada

Para agrupar los eventos según la correlación de las formas de onda se aplicó el algoritmo REDpy desarrollado por Hotovec-Ellis y Jeffries (2016). En este programa la señal sísmica es analizada con un algoritmo de disparo del tipo STA/LTA y con cada disparo se obtiene una ventana de 1024 muestras (10 % antes y 90 % después del disparo). Estos datos son almacenados para ser comparados uno a uno con otros eventos detectados.

La comparación de los pares de eventos se efectúa en el dominio de la frecuencia, en donde se multiplica la FFT de un evento, por la FFT conjugada del otro. Por último se calcula la FFT inversa (IFFT) de esa multiplicación. El valor resultante se encuentra entre 0 y 1 donde el máximo 1 representa la autocorrelación. El coeficiente de correlación mínimo se define por lo general en 0.7 para aplicaciones de Sismología Volcánica (Hotovec-Ellis y Jeffries, 2016).

La detección y agrupamiento automático fue utilizado únicamente como complemento a la agrupamiento manual, con el fin de completar el catálogo de eventos VT y de evaluar la repetitividad de otras familias (LP-TA, tornillos, DF).

### 2.2.3. Extracción de características de los eventos

#### 2.2.3.1. Características generales

Para analizar en detalle las fases LP de los eventos LP-TA, LP-T y TORC y, particularmente, la fase de tremor no armónico de los LP-T, se extrajeron las características que se indican en el cuadro 2.1. Para este análisis, se removió la respuesta instrumental con el fin de expresar la amplitud en unidades físicas de velocidad.

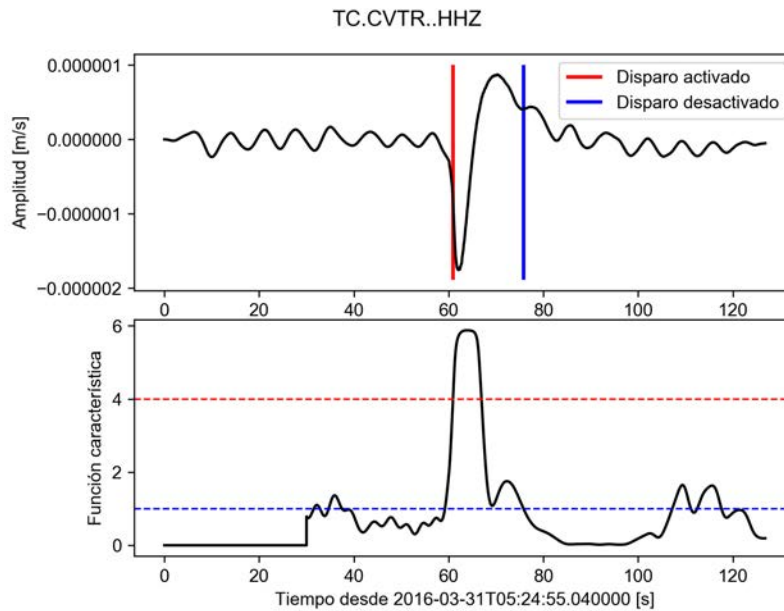
**Cuadro 2.1:** Características medidas para eventos discretos

Parámetro	Unidad	Definición
Duración	s	Diferencia de tiempos inicial y final
Amplitud	m/s	Valor medio cuadrático (RMS <i>Root Mean Square</i> )
Frecuencia dominante	Hz	Frecuencia de mayor amplitud
Frecuencias mínima y máxima	Hz	Frecuencia menor y mayor que superan la amplitud promedio del espectro más su desviación estándar
Concentración espectral $c$	-	$c = 1 - \mu + \sigma$ , donde $\mu$ es el valor promedio de la amplitud espectral normalizada y $\sigma$ su desviación estándar

**VLP:** Para discriminar los eventos TORC que contienen una fase de muy baja frecuencia (VLP), se utilizó un algoritmo de disparo STA/LTA y los parámetros indicados en el Cuadro 2.2. Estos parámetros fueron calibrados con algunos eventos donde el pulso VLP es claro (Figura 2.1). Además, para cada evento se midió la amplitud RMS en la banda de 10 a 100 s luego de remover la respuesta instrumental. Finalmente se hizo una revisión manual con el propósito de eliminar los disparos falsos.

**Cuadro 2.2:** Parámetros STA/LTA para la detección de la fase VLP de los eventos tipo tornillo

Parámetro	Valor
Ventana corta	5 s
Ventana larga	30 s
Umbral de inicio	5
Umbral de final	1
Banda de filtro	10 - 100 s



**Figura 2.1:** Detección de pulso VLP en los eventos tipo tornillo. A) Sismograma de velocidad de evento tipo tornillo filtrado entre 10 y 100 s; B) Función característica de la forma de onda según el algoritmo STA/LTA con una ventana corta de 5 s y una ventana larga de 30 s. Umbral de disparo de 5 y de desactivación de 1.

### 2.2.3.2. Tremor armónico asociado con los eventos discretos

La detección de la frecuencia fundamental del tremor armónico se hizo con base en el análisis cepstral que ha sido ampliamente utilizado para el análisis de señales de audio (e.g. determinación de tonos musicales) (Noll, 1967). Se calculó el cepstrum tomando la Transformada Rápida de Fourier Inversa del logaritmo del espectro. Para un espectro periódico, el cepstrum mostrará un pico

de cuelfrencia que corresponde a la inversa de la frecuencia fundamental (frecuencia = frecuencia de muestreo / cuelfrencia) (Figura 2.2). La frecuencia fundamental se obtuvo en una ventana móvil de 5 s con un paso de 1 s. De esta manera, se describe el deslizamiento (*gliding*) mediante la frecuencia fundamental inicial y final, mínima y máxima, promedio, mediana y desviación estándar. De igual forma se obtiene la amplitud promedio y su desviación estándar, luego de eliminar la respuesta del instrumento.

Para obtener los sobretonos se aprovecha la periodicidad del espectro, por lo tanto, si la frecuencia fundamental está atenuada o incluso ausente en el espectro, puede detectarse teniendo en cuenta los otros picos espectrales. Este es el caso en varios LP-TA del volcán Turrialba, donde los armónicos impares pueden desaparecer, incluida la frecuencia fundamental, como se observa en la ventana w2 (Figura 2.2). Además, se contabilizaron manualmente el número de armónicos presentes en el espectro armónico. Esta característica podría verse afectada por los efectos de atenuación, trayectoria y sitio del receptor, sin embargo, podría arrojar luz sobre el estado del resonador.

### 2.2.3.3. Coda multitonal de eventos tipo tornillo

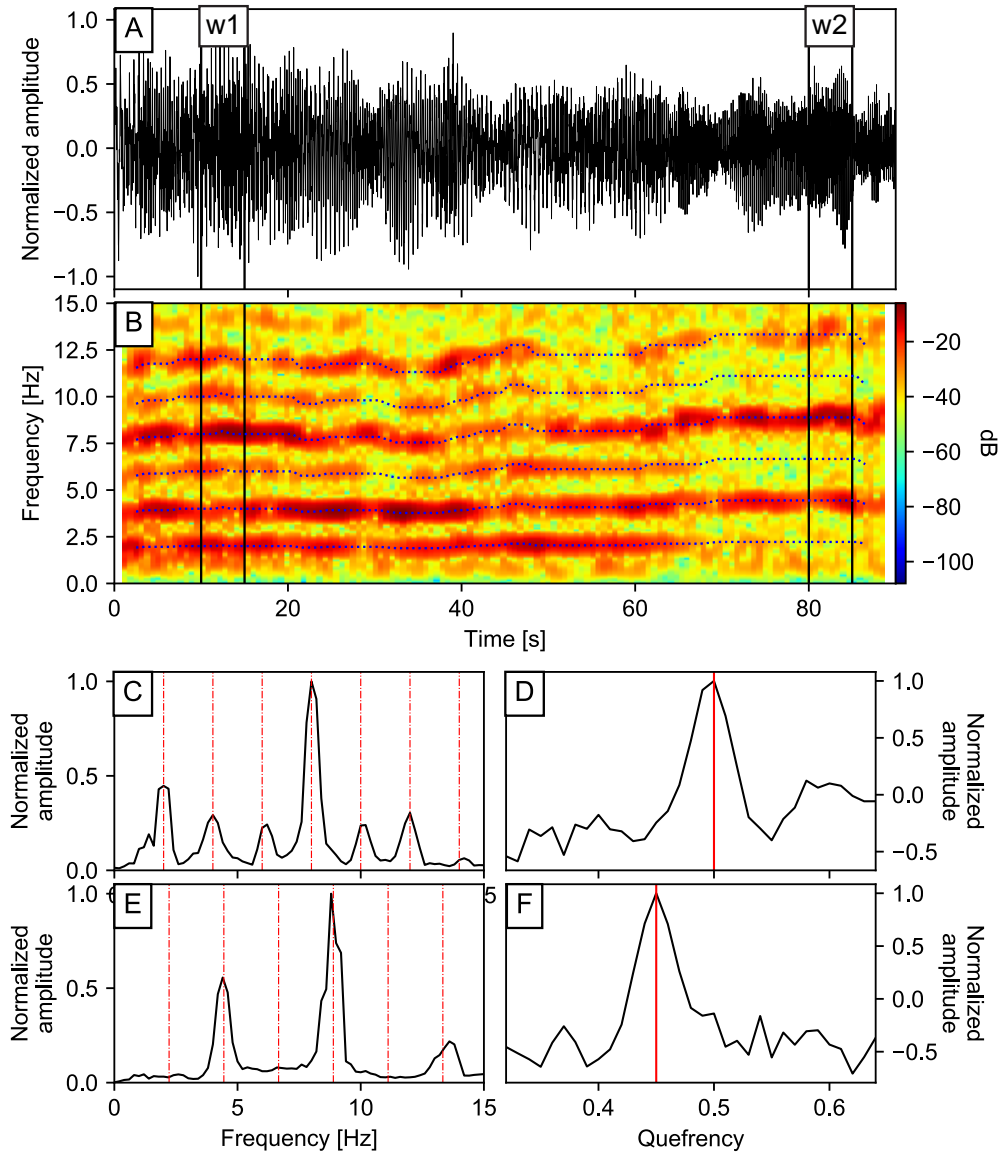
Para caracterizar la coda multitonal de los eventos tipo tornillo se realizaron los análisis que se describen a continuación.

**Pseudo-espectrogramas:** Se realizaron representaciones gráficas del apilamiento de los espectros de la coda de todos los eventos. Estos *pseudo-espectrogramas* fueron calculados mediante el método auto-regresivo de Yule-Walker (Yule, 1927), con una ventana de 10 s al inicio de la coda de cada evento. La señal primero submuestreada a 50 Hz y luego filtrada con un filtro pasabanda de 0.7 a 24 Hz tipo Butterworth de orden 4.

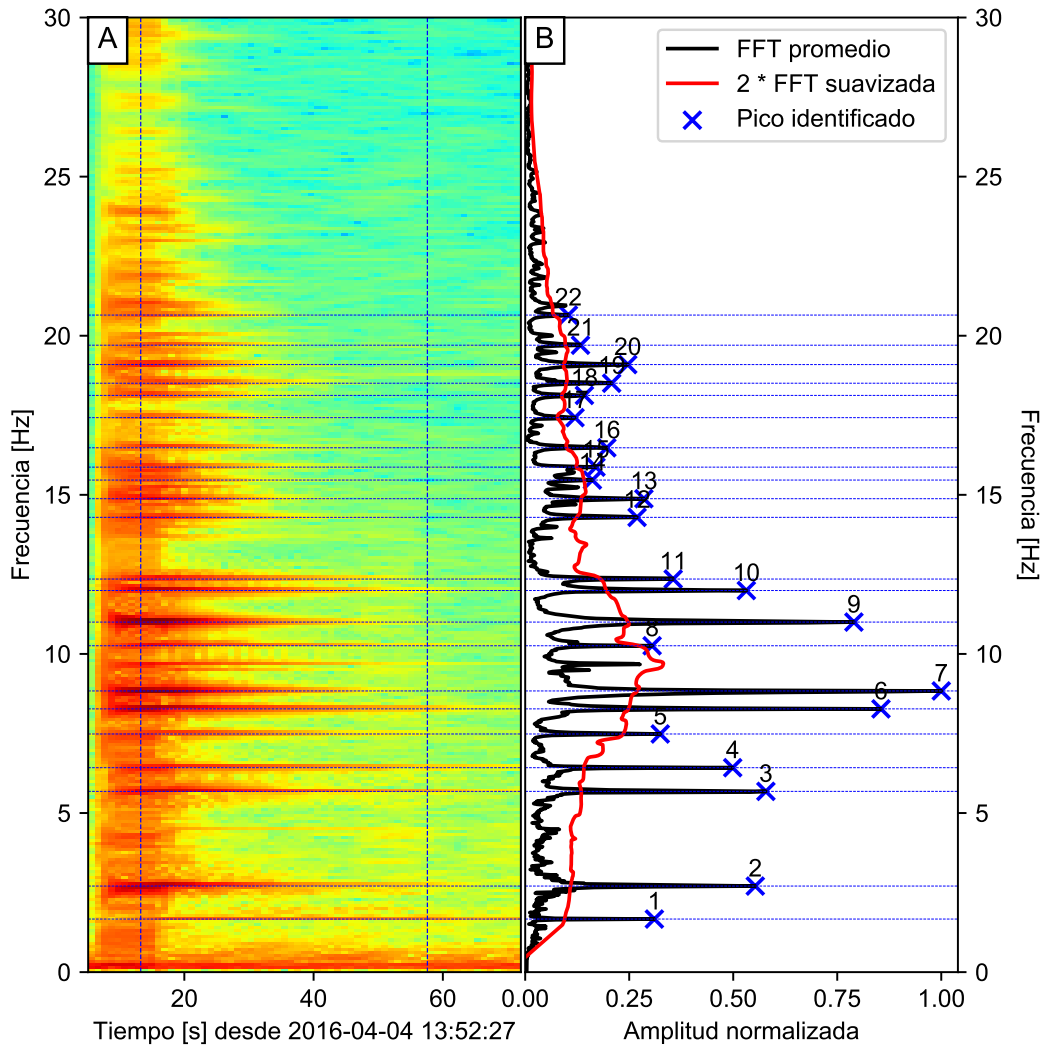
**Extracción de picos espectrales:** Para poder observar las tendencias de todos los picos de frecuencia, no solamente el dominante, se desarrolló un algoritmo para su identificación basado en la función `scipy.signal.find_peaks` (Virtanen *et al.*, 2020). Para cada evento, se procesó la señal con un filtro pasabanda tipo Butterworth de orden 5 entre 1 y 30 Hz. Se utilizó una ventana temporal de 10 s a partir del inicio de la coda para calcular los espectros de Fourier en cada una de las componentes de la estación CVTR. Los tres espectros fueron sumados para aumentar la prominencia de los picos y facilitar su extracción. Se suavizó el espectro obtenido con un filtro Savitzky-Golay (Savitzky y Golay, 1964a) de orden 1 y con una ventana de 3 Hz. Únicamente fueron extraídos aquellos picos cuya amplitud supera el doble del valor correspondiente en el espectro suavizado. Además, se restringió la búsqueda de picos con una distancia entre picos mínima de 0.3 Hz y una amplitud mínima de 0,04 (valor normalizado a la amplitud máxima) (Figura 2.3). Una vez identificados los picos se registra para cada uno su amplitud ( $m/s$ ), frecuencia ( $f$  en Hz) y ancho ( $\Delta f$  en Hz) al nivel de la mitad de su amplitud; con el fin de calcular el factor  $Q$  de atenuación con la relación  $Q = f/\Delta f$  (Gomez *et al.*, 1999).

**Factor de atenuación ( $Q$ ):** Desde la perspectiva de Chouet (1988) los eventos sismo-volcánicos de baja frecuencia pueden ser modelados como la resonancia de una fractura rellena de fluidos. Un indicador del posible tipo de fluido involucrado es el factor  $Q$  de atenuación (Kumagai y Chouet, 2000). Sin embargo, existen múltiples formas de calcular este valor. Por ello, para todos los eventos tipo tornillo detectados se obtuvo el valor de  $Q$ , según tres expresiones distintas: 1) a partir del coeficiente de amortiguación  $h$  (Hamada *et al.*, 1976); 2) a partir del coeficiente de decaída de la amplitud  $\alpha$  (Lesage y Surono, 1995) y 3) a partir del ancho de los picos de frecuencia  $\Delta f$  (Lesage y Surono, 1995). A continuación se describe cada uno de los métodos utilizados.

**Coefficiente de amortiguación  $h$**  La amplitud de la coda de los eventos tipo tornillo decae exponencialmente:  $\exp(-at)$  (Lesage y Surono, 1995), donde  $\alpha$  es el coeficiente de decaimiento de la amplitud que depende del coeficiente de amortiguación  $h$  (Hamada *et al.*, 1976):



**Figura 2.2:** Método basado en el cepstrum para la identificación de la frecuencia fundamental. A) y B) Sismograma y espectrograma de un segmento de temblor armónico.  $w_1$  y  $w_2$  son dos ventanas temporales de análisis referidas en el texto y correspondientes a las figuras C-D y E-F, respectivamente. Las líneas azules delgadas discontinuas en B) indican la frecuencia fundamental identificada y sus múltiplos enteros; C) y E) Espectros de frecuencias para las ventanas  $w_1$  y  $w_2$ , las líneas rojas verticales indican la frecuencia fundamental identificada y sus múltiplos enteros; D) y F) cepstrum para las ventanas  $w_1$  y  $w_2$ , la línea roja vertical indica el pico de cefrecuencia identificado.



**Figura 2.3:** Método para la extracción de picos espectrales de los eventos tipo tornillo. A) Espectrograma resultante de la suma de los espectrogramas correspondientes a cada una de las componentes del sensor CVTR. Se muestra la ventana de análisis entre las líneas verticales; B) Espectro de la ventana de análisis. La curva roja representa el doble del espectro suavizado. Las equis numeradas y las líneas horizontales indican los picos identificados. Las líneas horizontales representan los picos identificados por el algoritmo.



$$\alpha = 2\pi fh \quad (2.1)$$

Hamada *et al.* (1976) definen  $h$  para ondas de coda independientemente del tamaño del evento como:

$$h = \frac{\ln A/A_0}{2\pi f(t - t_0)} \quad (2.2)$$

Donde  $A_0$  es la amplitud inicial de la coda en el tiempo  $t_0$  y  $A$  es la amplitud final en el tiempo  $t$ . Por otro lado,  $\alpha$  también se relaciona con el factor  $Q$  de atenuación:

$$\alpha = \frac{\pi f}{Q} \quad (2.3)$$

Igualando las expresiones 2.1 y 2.3 y despejando  $Q$ , se obtiene que:

$$Q = \frac{1}{2h} \quad (2.4)$$

En este caso, para el cálculo de  $h$  se utilizó el valor de la frecuencia dominante, es decir el pico más prominente.

**Coefficiente de decaída de la amplitud  $\alpha$**  Como se mencionó anteriormente, el decaimiento de la amplitud de estas señales se puede describir por una función exponencial decreciente. Entonces, siguiendo a Lesage y Surono (1995), el valor del coeficiente de decaída de la amplitud  $\alpha$  puede ser obtenido al realizar un ajuste de mínimos cuadrados al logaritmo de la amplitud en el tiempo. Para ello se utilizó una ventana móvil de 5 segundos con un 60% de traslape. Con el valor obtenido se despeja  $Q$  en Ecuación 2.3. En este caso se utilizó la frecuencia fundamental, es decir el pico de frecuencia más baja.

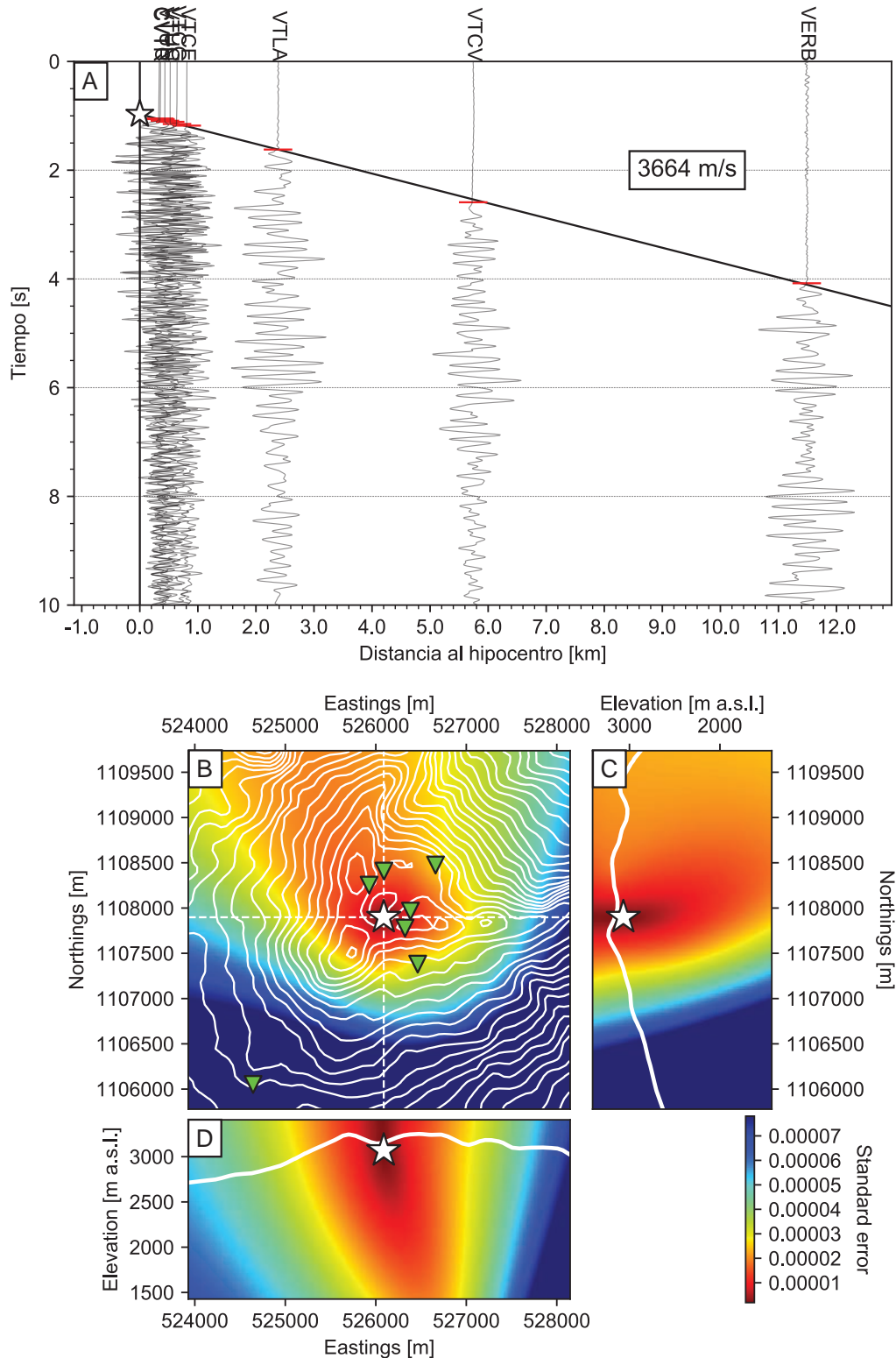
**Ancho del pico de frecuencia  $\Delta f$**  Finalmente para cada pico identificado se extrajo el valor de la frecuencia  $f$  y del ancho del pico a la mitad de su energía  $\Delta f$ . La relación entre estos dos valores es igual al valor de  $Q$ .

## 2.3. Localización de eventos

### 2.3.1. Localización por medio de tiempos arribo

Los eventos VT fueron localizados con la inversión a partir de los tiempos de llegada de las ondas P y S utilizando el programa HYPOCENTER que está contenido en el sistema SEISAN (Havskov *et al.*, 2020) con un modelo de velocidades de la onda P de siete capas basado en Matumoto *et al.* (1977) y una razón de velocidades ( $V_p/V_s$ ) de 1,74.

Los eventos TORC tienen un inicio impulsivo, lo cual permite identificar con precisión el tiempo arribo (Figura 2.4A). Estos tiempos fueron determinados con un detector automático basado en la curtosis (Langet *et al.*, 2014). Esta medida es calculada en una ventana móvil de 0,6 segundos y a un paso de 0,01 segundos. El tiempo de arribo se toma en el valor de curtosis máximo. Para cada punto en una cuadrícula tridimensional, el ajuste de mínimos cuadrados puede arrojar la velocidad del medio (pendiente) en un semi-espacio homogéneo y el tiempo de origen del evento (intersección). Finalmente, la localización corresponde al punto de la cuadrícula cuyas coordenadas minimicen el error estándar del ajuste (Figura 2.4B).



**Figura 2.4:** A) Sección distancia-tiempo de evento tipo tornillo (2016-03-31 05:25). En rojo los primeros arribos determinados y en negro el mejor ajuste de mínimos cuadrados. La estrella indica el tiempo de origen del evento. El recuadro indica la velocidad estimada de las ondas; B) Vista en planta; C) y D) perfiles SN y EW, respectivamente. Las estrellas indican la localización estimada. En color la distribución del error estándar

### 2.3.2. Localización por medio de la polarización

Como las ondas de muy baja frecuencia no son afectadas por los efectos de sitio, se utilizó el análisis del movimiento de partícula para localizar la fase VLP de los eventos tipo tornillo (Caudron *et al.*, 2018). Se utilizó una ventana de 10 s alrededor del pulso y un filtro pasabanda entre 8 s y 16 s. Se obtuvo el azimut y ángulo de incidencia de propagación de la onda a partir del ajuste de regresión ortogonal del movimiento en el plano horizontal y en el plano vertical radial, respectivamente (Beyreuther *et al.*, 2010). Finalmente, la localización corresponde con el punto que ajusta la intersección de los vectores de propagación. Se reporta el error cuadrático medio en cada componente.



## Capítulo 3

# Efectos de sitio y localización por medio de amplitudes

3.1. Introducción . . . . .	31
3.2. Efectos de sitio . . . . .	31
3.2.1. Cocientes espectrales H/V . . . . .	32
3.2.2. Corrección de la amplificación por efecto de sitio con coda . . . . .	34
3.2.2.1. Cálculo de los CSAF . . . . .	34
3.2.2.2. Resultados . . . . .	35
3.2.2.3. Evaluación del método . . . . .	36
3.3. Localización basada en la amplitud . . . . .	38
3.3.1. Medición y corrección de la amplitud . . . . .	39
3.4. Conclusiones . . . . .	41

### 3.1. Introducción

Para interpretar los procesos que generan las señales sismo-volcánicas se requiere aproximar la posición de las diversas fuentes. Sin embargo, algunos eventos, por sus características (una llegada muy emergente de las ondas, y/o ausencia de fases de onda S) no es posible ubicarlas por métodos clásicos de la sismología, los cuales se basan en la lectura de los tiempos de arribo de las ondas P y S. Alternativamente, es posible utilizar la distribución de las amplitudes para resolver el problema (Battaglia y Aki, 2003). Una de las dificultades de este método es la amplificación por efecto de sitio, la cual debe ser determinada para corregir las amplitudes medidas en cada estación.

### 3.2. Efectos de sitio

El efecto de sitio se define como una amplificación del movimiento del terreno a ciertas frecuencias, según las características locales de la estructura geológica bajo la estación de registro sísmico. Cuando el contraste de impedancia entre el material que constituye la superficie con el basamento rocoso es suficientemente fuerte, se produce un atrapamiento de las ondas sísmicas en las capas superficiales, generando una resonancia cuya frecuencia depende de la velocidad de las ondas S en la capa superior y el espesor de esta última. Entre más sueltos se encuentren los depósitos en la superficie, mayor será el contraste de impedancia, y por tanto la amplificación por efecto de sitio (Su *et al.*, 1992).

Para estimar los efectos de sitio existen diferentes métodos, entre ellos, los cocientes espectrales H/V con ruido (Nakamura, 1989), el método de la coda (Mayeda *et al.*, 1991) y las funciones de respuesta de frecuencia (FRF) de sitio basadas en ruido microsísmico (Palacios *et al.*, 2015). En esta investigación se implementaron y aplicaron las primeras dos. El método de Palacios *et al.* (2015) no

fue aplicado debido a su exigencia computacional y a que el método de la coda arrojó resultados satisfactorios como se describe adelante.

### 3.2.1. Cocientes espectrales H/V

El método de los cocientes espectrales de las componentes horizontal entre vertical (H/V) considera que la frecuencia de resonancia en una capa superficial puede ser obtenida por medio de dichos cocientes. Esta idea fue introducida por Nogoshi y Iragashi (1971) y posteriormente desarrollada por Nakamura (1989). El método ha sido utilizado en medios volcánicos para determinar las frecuencias de resonancia por debajo de las estaciones sísmicas (Mora, Lesage, *et al.*, 2001; Mora, 2003; Almendros *et al.*, 2004).

La amplitud  $A_v^s(f)$  para una determinada frecuencia  $f$  de las ondas sísmicas en la componente vertical ( $v$ ) de una estación en la superficie dependen tanto de la fuente ( $S_v(f)$ ) como de la trayectoria entre la fuente y el sitio de registro ( $C_v(f)$ ), así como de la amplificación por efecto de sitio ( $G_v(f)$ ):

$$A_v^s(f) = S_v(f)C_v(f)G_v(f) \quad (3.1)$$

Partiendo del supuesto de que la amplificación por efecto de sitio se genera únicamente en las capas superficiales, se considera que en la base de la capa superficial la amplitud espectral  $A_v^b(f)$  depende únicamente de la fuente y de la trayectoria:

$$A_v^b(f) = S_v(f)C_v(f) \quad (3.2)$$

De manera que al comparar las amplitudes espectrales de la base y techo de la capa superficial podemos obtener la amplificación para la componente vertical:

$$\frac{A_v^s(f)}{A_v^b(f)} = \frac{S_v(f)C_v(f)G_v(f)}{S_v(f)C_v(f)} = G_v(f) \quad (3.3)$$

De igual forma, se obtiene teóricamente amplificación por efecto de sitio  $G_h(f)$  para la componente horizontal de la misma estación:

$$\frac{A_h^s(f)}{A_h^b(f)} = \frac{S_h(f)C_h(f)G_h(f)}{S_h(f)C_h(f)} = G_h(f) \quad (3.4)$$

Además, Nakamura (1989) hipotetiza que la amplitud espectral de ambas componentes es igual en la base de la capa superficial ( $A_h^b = A_v^b$ ), de manera que al dividir 3.4 entre 3.3 se obtiene el cociente espectral H/V:

$$\frac{A_h^s(f)}{A_v^s(f)} = \frac{G_h(f)}{G_v(f)} \quad (3.5)$$

De esta manera, es posible eliminar la influencia de la fuente y la trayectoria. El resultado es una estimación de la frecuencia de resonancia de la capa superior.

El cálculo de HV se realizó tomando la razón entre promedio geométrico de las amplitudes espectrales de las componentes horizontales este  $A_e(f)$  y norte  $A_n(f)$  y la amplitud espectral de la componente vertical  $A_v(f)$ :

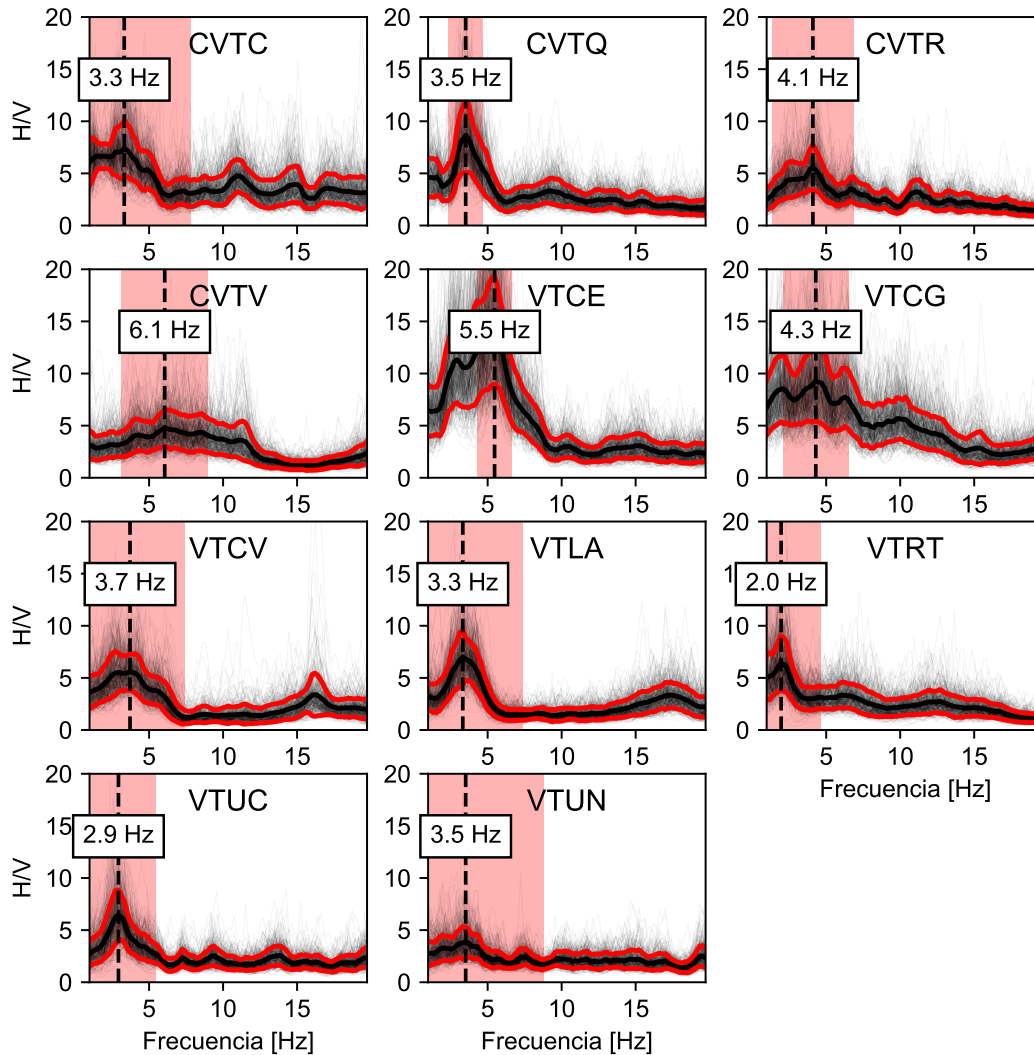
$$H/V(f) = \frac{\sqrt{A_e(f)^2 + A_n(f)^2}}{A_v(f)} \quad (3.6)$$

La señal fue pre-procesada con una reducción de la frecuencia de muestreo a 50 Hz y un filtro pasabanda entre 1 y 20 Hz tipo Butterworth de orden 4. Posteriormente se cortó la señal en ventanas de 5.12 s (256 muestras) con un traslape del 50%. Cada ventana fue multiplicada por una función de coseno de la misma longitud, para generar la disminución gradual en los bordes (*taper*), y evitar la determinación de falsas frecuencias en el espectro. El espectro de cada ventana fue suavizado utilizando un filtro Savitzky-Golay (Savitzky y Golay, 1964b) con una ventana de 5 muestras y de

orden polinomial 1 para ajustar la curva. Finalmente, se realiza el cálculo del cociente H/V para cada ventana como se indica en la ecuación 3.6.

Con el fin de demostrar la estabilidad de los resultados se calcularon los cocientes espectrales H/V en función del tiempo siguiendo a *Almendros et al. (2004)* y tomando la señal asociada a diferentes fuentes volcánicas siguiendo a *Mora (2003)*. Los resultados se pueden observar en la sección de Anexos (figuras 1, 2, 3) y se demuestra que el método es efectivo en eliminar los efectos de la fuente y la trayectoria.

Los resultados finales para la red sísmica se muestran en la *Figura 3.1*. Se observa que las estaciones VTUN y CVTR tienen las curvas de cocientes espectrales H/V más planas y con los factores de amplificación menores.



**Figura 3.1:** Cocientes espectrales H/V para todas las estaciones de la red. Para cada estación se muestra en el recuadro blanco la frecuencia de resonancia predominante, determinada a partir del promedio en todas las ventanas y en rojo la banda  $\pm 2\sigma$ .

### 3.2.2. Corrección de la amplificación por efecto de sitio con coda

La determinación de los factores de corrección de amplificación por efectos de sitio se puede realizar con la metodología de la coda (CSAF, por su siglas en inglés *Coda Site Amplification Factors*) (Mayeda *et al.*, 1991; Koyanagi *et al.*, 1995; Kato *et al.*, 1995). Los factores que se obtienen son relativos, ya que se calculan a partir de los cocientes de las amplitudes espectrales de las ondas de coda en todas las estaciones de la red y una estación de referencia.

Siguiendo a Kato *et al.* (1995), la amplitud espectral de las ondas de coda para un evento en la estación  $i$  para una frecuencia  $f$  en un tiempo  $t$  mayor al doble del tiempo de llegada de la onda  $S$ , depende de tres factores: la fuente ( $S$ ), la trayectoria ( $C$ ) y el efecto de sitio ( $G$ ):

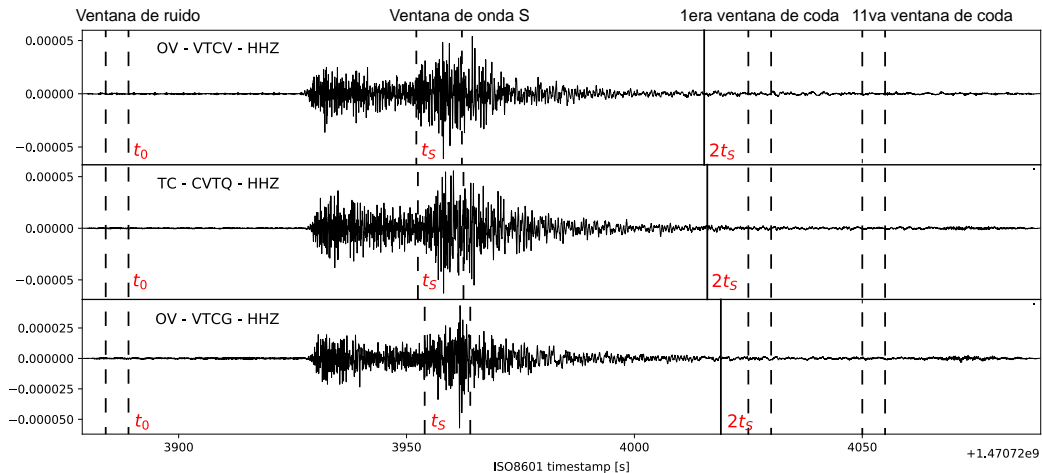
$$A_i(f, t) = S(f)C_i(f, t)G_i(f) \quad (3.7)$$

Al comparar las amplitudes de la misma coda para dos estaciones ( $i$  y  $j$ ), el término de la fuente,  $S(f)$ , desaparece por ser igual para todas las estaciones. Además, se considera, siguiendo a (Rautian y Khalturin, 1978), que después de un tiempo ( $2t_S$ ) mayor al doble del tiempo de llegada de la onda  $S$ , todos los pares estación-fuente comparten una misma curva de decaimiento ( $C_i(f) = C_j(f)$ ). De esta manera se pueden determinar factores de corrección para la estación  $i$  en relación a una estación de referencia  $j$ :

$$\frac{A_i(f, t)}{A_j(f, t)} = \frac{S(f)G_i(f)C(f, t)}{S(f)G_j(f)C(f, t)} = \frac{G_i(f)}{G_j(f)} \quad (3.8)$$

#### 3.2.2.1. Cálculo de los CSAF

La medición de la amplitud se hace en una ventana móvil de 5 segundos con un paso de 2.5 segundos. El tiempo de inicio de la primera ventana se escoge de manera que supere el tiempo  $2t_S$  en todas las estaciones (Figura 3.2). Para cada ventana, las amplitudes espectrales se dividen entre las correspondientes a la estación de referencia (CVTR). Finalmente se promedian los valores obtenidos. El proceso se repitió para 47 eventos, con el fin de determinar valores estadísticamente significativos (Figura 4 y Cuadro 2 en la sección de Anexos). Únicamente las estaciones que presentan una razón de señal a ruido (SNR) mayor a 2 son utilizadas. Para el cálculo de la SNR se toma una ventana de ruido 5 segundos antes del tiempo de origen del evento (Figura 3.2). La amplitud RMS del ruido es elevada al cuadrado y restada a la amplitud RMS promedio de las ventanas de la coda.

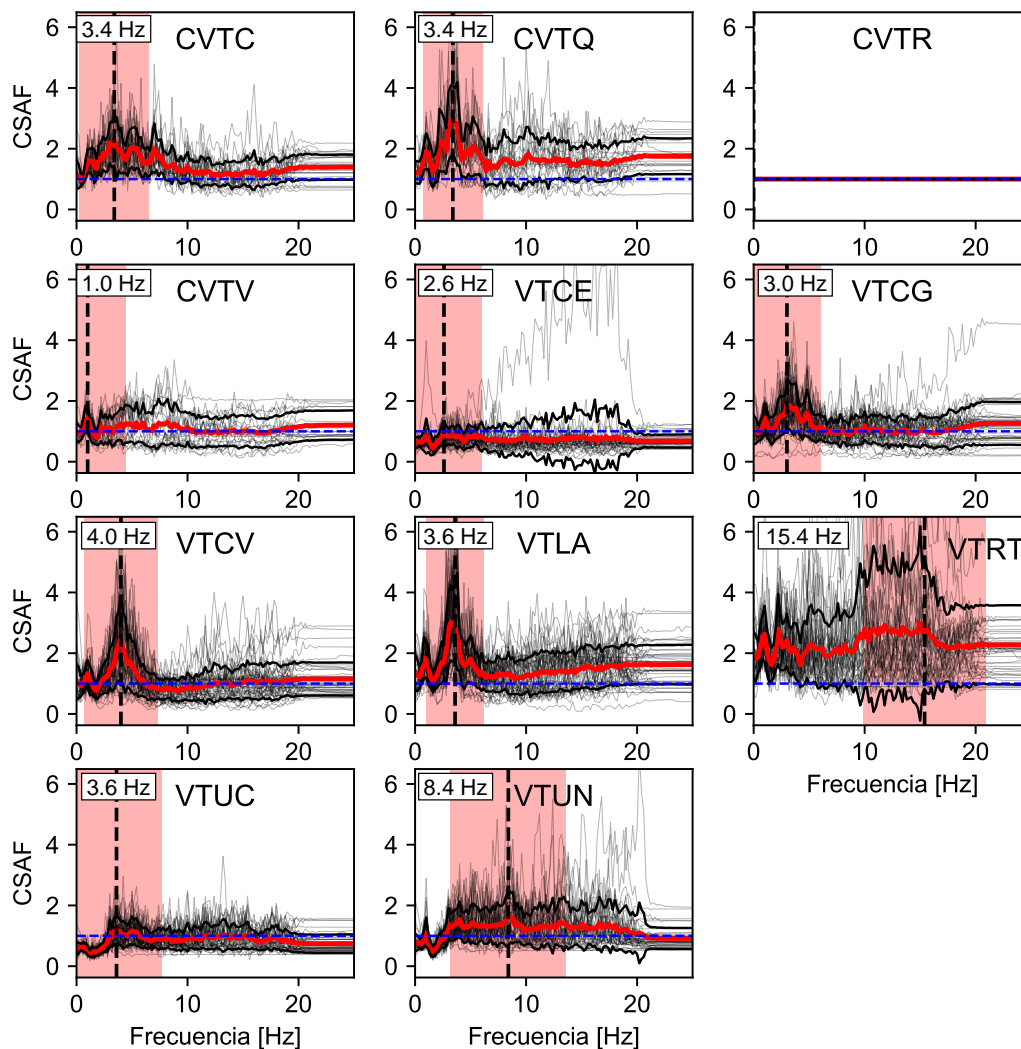


**Figura 3.2:** Metodología de determinación de factores de corrección relativa con coda. Sismogramas para el sismo ocurrido el 09-08-2016 las 06:24:49 (UTC) Mw 4.3 para tres estaciones en sus componentes vertical. Se muestra las ventanas de ruido, de la onda  $S$  y la primera y onceava ventana de coda utilizadas para la medición de amplitudes. Además se indican los tiempos de origen del evento ( $t_0$ ), de llegada de la onda  $S$  ( $t_S$ ) y el tiempo igual al doble del tiempo de la llegada de la onda  $S$  ( $2t_S$ )



### 3.2.2.2. Resultados

En general, casi todas las estaciones presentan amplificaciones relativas superiores a 1, a excepción de VTCE y VTUC Figura 3.3. Por otro lado, la mayoría de las estaciones presentan las mayores amplificaciones en la banda entre 1 y 4 Hz. VTUN presenta un respuesta bastante plana con respecto a la estación de referencia, con una amplificación alrededor de 1,5 veces más grande. La estación VTRT presenta un dispersión alta y valores promedio de amplificación altos ( $>2$ ), relacionado probablemente a altos niveles de ruido en el sitio de estación. Además, a excepción de la estación VTRT, los rangos de desviación de los resultados son relativamente estrechos, por lo que se demuestra la eficacia del método para determinar factores de amplificación relativos independientemente de la fuente sísmica utilizada (Figura 3.3).



**Figura 3.3:** CSAF para cada una de las estaciones, utilizando CVTR como referencia. Las líneas delgadas representan los CSAF obtenidos para cada uno de los eventos, mientras que la línea gruesa el CSAF promedio. Las líneas negras gruesas representan el rango  $\pm\sigma$ . La línea vertical discontinua y el recuadro indica la frecuencia de amplificación dominante promedio y la banda roja indica el rango  $\pm\sigma$ . La línea horizontal discontinua indica el valor de 1.

### 3.2.2.3. Evaluación del método

Para evaluar el método se utilizaron tres sismos lejanos para los cuales se compararon los espectros antes y luego de aplicar la corrección (Cuadro 3.1). Como lo indica Palacios *et al.* (2015), las diferencias de amplitud de un sismo lejano entre las diferentes estaciones de la red deberían depender únicamente del efecto de sitio, ya que la fuente y la trayectoria es prácticamente la misma. Por tanto, al corregir los espectros del sismo, se espera que los espectros corregidos se aproximen al espectro original en la estación de referencia, lo cual se corrobora en la Figura 3.4.

**Cuadro 3.1:** Sismos utilizados para la evaluación de la corrección por efecto de sitio

	Tiempo de origen	Lat. [°]	Lon. [°]	Prof. [km]	Mag.	Dist. [km]
1	2017-09-02 10:38:16	9.6168	-84.7831	22.45	4.7 Mwr	120
2	2017-06-17 15:00:38	9.3618	-84.6344	12.99	4.6 Mb	119
3	2017-11-28 00:00:00	9.4813	-84.5864	14.35	4.3 Mb	107

Se calcularon los errores y la mejora relativa luego de la corrección según Palacios *et al.* (2015) para tres eventos distintos registrados en todas las estaciones. Se define, para un evento y la componente  $k$  de un par de estaciones  $i$  y  $j$ , el error  $\epsilon(i, j|k)$  como una medida de la diferencia de amplitud entre las dos estaciones se calcula de la siguiente manera:

$$\epsilon(i, j|k) = \frac{\sum_f |E_{i|k}(f) - E_{j|k}(f)|}{\sum_f E_{i|k}(f) + \sum_f E_{j|k}(f)} \quad (3.9)$$

El error mínimo, es decir  $\epsilon(i, j|k) = 0$  se alcanza cuando ambos espectros son completamente iguales. Mientras que el valor máximo, 1, se obtiene cuando alguno de los espectros es igual a 0 en todas las frecuencias. Posteriormente, se calcula el error para cada componente  $k$  (vertical u horizontal) tomando en cuenta el número de pares de estaciones  $N(N-1)/2$ , para obtener un error normalizado entre 0 y 1:

$$\xi_k = \frac{2}{N(N-1)} \sum_{i>j} \epsilon(i, j|k) \quad (3.10)$$

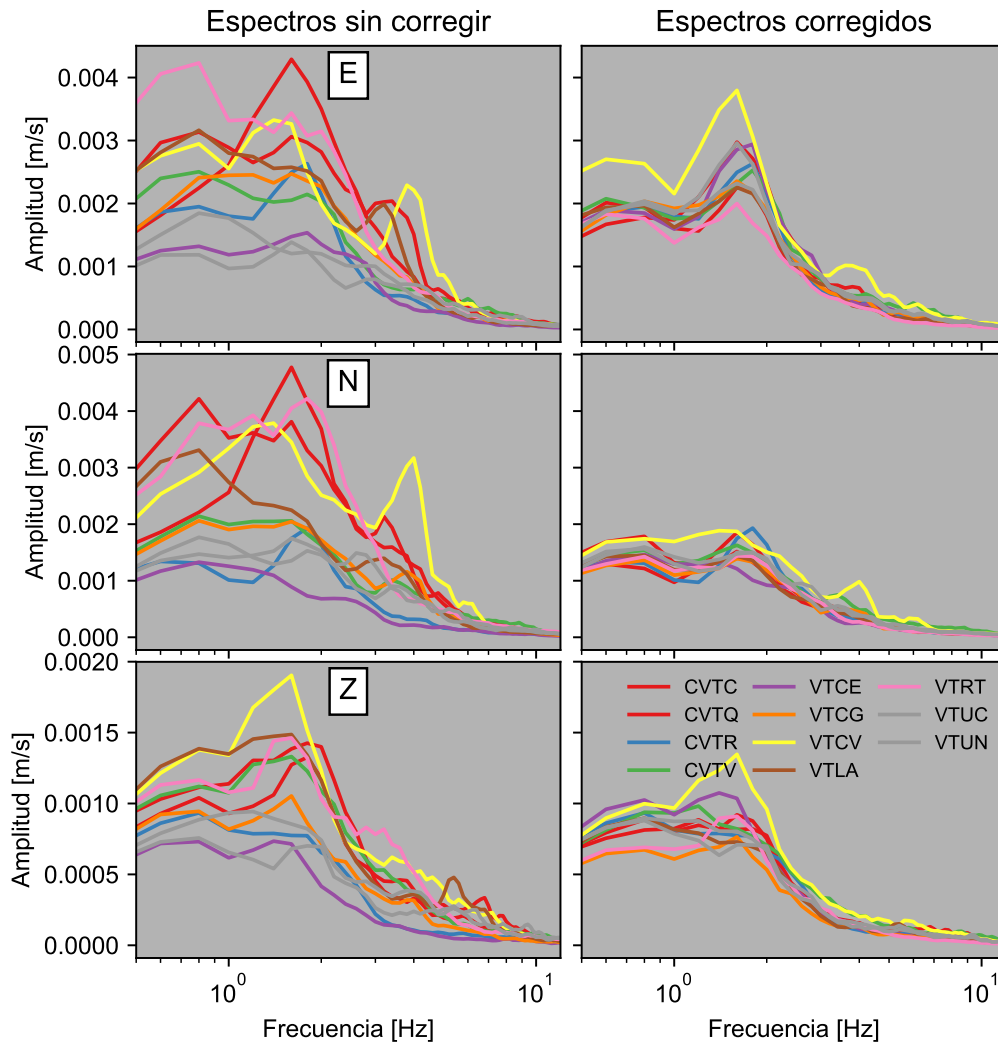
Finalmente, el error total se calcula promediando el error de las tres componentes:

$$\xi_{tot} = \frac{1}{3} (\xi_Z + \xi_E + \xi_N) \quad (3.11)$$

Para cuantificar la mejoría que aporta la corrección, se calcula error sin corregir los espectros ( $SC$ ) y con los espectros corregidos ( $C$ ), para determinar la mejora relativa  $\bar{\xi}$ :

$$\bar{\xi} = \frac{\xi_{tot}(SC) - \xi_{tot}(C)}{\xi_{tot}(SC)} \quad (3.12)$$

En todos los casos la mejora relativa es positiva, lo cuál indica que la corrección es efectiva (Cuadro 3.2). Los valores del error total  $\xi_{tot}(C)$  pueden ser comparados con los valores obtenidos por Palacios *et al.* (2015) quien utiliza el mismo procedimiento para evaluar los factores de corrección obtenidos a partir de ruido microsísmico. El mínimo valor de  $\xi_{tot}(C)$  obtenido por estos autores es de 0,44, mientras que en este estudio se logró reducir este valor a 0,2.



**Figura 3.4:** Evaluación de la determinación de factores de corrección por efecto de sitio. Espectros promedio sin corregir y corregidos para el sismo (Mw 4.7) del 2017-09-02 10:38:16 ocurrido a 16 km de Jacó, Costa Rica ( $9.6168^\circ$ ,  $-84.7831^\circ$ ). Los promedios fueron calculados a partir de los espectros de las ventanas de 5 s con 50 % de traslape entre la llegada de la onda P y un tiempo igual 2 veces a la llegada de la onda S. La escala vertical es la misma para los espectros de la misma componente.

**Cuadro 3.2:** Resultados de la evaluación de la corrección por efectos de sitio

Sismo	1		2		3	
	SC	C	SC	C	SC	C
$\xi_E$	0.37	0.20	0.41	0.26	0.57	0.45
$\xi_N$	0.46	0.19	0.49	0.28	0.54	0.34
$\xi_Z$	0.37	0.20	0.42	0.24	0.56	0.40
$\xi_{tot}$	0.40	0.20	0.44	0.26	0.56	0.40
$\bar{\xi}$	0.51		0.41		0.29	

Errores de energía ( $\xi$ ) para diferentes sismos sin corregir (SC) y corregidos (C) por efecto de sitio, para cada una de las componentes (E, N y Z). Además, se muestra la mejora relativa ( $\bar{\xi}$ )

### 3.3. Localización basada en la amplitud

El método de localización basada en la amplitud ha sido utilizada en diversos contextos volcánicos para ubicar diferentes eventos tales como: flujos piroclásticos (Jolly *et al.*, 2002), caídas de rocas (Battaglia y Aki, 2003), eventos LP (Battaglia *et al.*, 2003), episodios de tremor asociados a erupción de material basáltico (Battaglia *et al.*, 2005), lahares (Kumagai *et al.*, 2009), migraciones y ascensos de magma (Taisne *et al.*, 2011; Caudron *et al.*, 2015), fases de alta frecuencia (5-10 Hz) asociadas a eventos VLP (Maeda y Takeo, 2011), ciclos de convección en lagos de lava (Jones *et al.*, 2006) e incluso fuentes activas (Walsh *et al.*, 2017).

Este método toma en cuenta el decrecimiento de la amplitud debido al esparcimiento geométrico. La amplitud ( $A_n^{calc}$ ) de un evento con una amplitud  $A_0$  en la fuente, para una estación  $n$  disminuye con la distancia a la fuente ( $r_n$ ). Además, considera la pérdida de la energía con el factor de atenuación  $B = \pi f/Qc$ . Dónde  $f$  es la frecuencia representativa de la señal,  $Q$  es el factor de calidad y  $c$  es la velocidad de la onda en el medio (Battaglia y Aki, 2003):

$$A_n^{calc}(r_n) = A_0 \frac{e^{-Br_n}}{r_n} \quad (3.13)$$

Deben considerarse varios supuestos implícitos en este modelo: 1) la amplitud es dominada por un único tipo de onda originada en una única fuente; 2) la energía sísmica es transmitida isotrópicamente; 3) la distribución de la amplitud no se ve distorsionada por el atraso temporal de las ondas retrodispersadas (Ichihara y Matsumoto, 2017).

El error de la localización se calcula para una grilla de puntos y una serie de amplitudes de la fuente de prueba:

$$Err(x_i, y_j, z_l, A_k) = \sum_{n=1}^N (A_n^{calc} - A_n^{obs})^2 \quad (3.14)$$

Al utilizar la razón de las amplitudes  $R_{ab}$  para cada par  $(a, b)$  de estaciones sísmicas se disminuye el tiempo de cómputo, ya que, al ser la amplitud de la fuente  $A_0$  igual para cada estación, esta se despeja al realizar la división y no debe tomarse en cuenta (Taisne *et al.*, 2011):

$$R_{ab}^{calc}(r_a, r_b) = \frac{e^{-Br_a}/r_a}{e^{-Br_b}/r_b} \quad (3.15)$$

Además, al evaluar los cocientes de amplitudes, aumenta el número de observaciones y el residuo  $res(x_i, y_j, z_l)$  para cada punto  $(i, j, k)$  de la grilla es calculado tomando en cuenta la relación de amplitud entre todas las estaciones ( $N$ ), generando un modelo más robusto (Ichihara y Matsumoto, 2017):

$$res(x_i, y_j, z_l) = \sqrt{\frac{2}{N(N-1)} \sum_{a=1}^{N-1} \sum_{b=a+1}^N \left( \frac{R_{ab}^{obs} - R_{ab}^{calc}(r_a, r_b)}{R_{ab}^{calc}(r_a, r_b)} \right)^2} \quad (3.16)$$

Este método presenta limitaciones para localizar con precisión la fuente por diversos factores: la incertidumbre en la corrección de los efectos de sitio, el modelo de velocidades que está limitado a un semi-espacio, los factores de atenuación, entre otros. Por ejemplo, Walsh *et al.* (2017) encuentran discrepancias de más de 1 km y de profundidad de más de 500 m entre las localizaciones del método y las localizaciones reales de fuentes sísmicas activas y reportan una sensibilidad importante de los resultados con respecto a los parámetros utilizados.

Sin embargo, pese a que no es posible tener una localización exacta, si es posible detectar las variaciones de la posición de la fuente, lo cual es muy valioso para efectos de seguimiento de la actividad. En particular, algunas fuentes volcánicas son continuas por lapsos de tiempo prolongados (migraciones de magma, lahares, flujos piroclásticos) y generan señales que pueden ser sujetas al cálculo de la localización en una ventana móvil (Taisne *et al.*, 2011; Caudron *et al.*, 2015; Ichihara y Matsumoto, 2017). De esta manera, los resultados pueden reflejar migraciones de la fuente, a pesar de que no indiquen con precisión su ubicación absoluta.

### 3.3.1. Medición y corrección de la amplitud

Para medir la amplitud se utilizaron los métodos propuestos por Taisne *et al.* (2011) y Ichihara y Matsumoto (2017). El primero mide la amplitud en el dominio del tiempo y el segundo en el dominio de la frecuencia. Sin embargo, ambos grupos de autores utilizaron este método para rastrear migraciones del magma previo a una erupción.

Taisne *et al.* (2011) primero calculan la envolvente de Hilbert de la señal, luego se toma la mediana de cada segmento de 10 s de esa envolvente y al resultado final se le aplica un filtro de mediana con una ventana de 5 min. Ichihara y Matsumoto (2017) suman las densidades espectrales de cada una de las componentes (este, norte y vertical) en una ventana móvil de 10 s. La potencia se calcula con la integral de la densidad espectral en la banda de frecuencia de interés. Finalmente la amplitud de observación corresponde con la raíz cuadrada del valor mediano en una ventana mayor de 5 min que se mueve a un paso de 1 min. Se resalta que en ambos casos se utiliza ventanas cortas del mismo tamaño (10 s) para la medición de la amplitud y ventanas largas (5 min) para el suavizado final. Sin embargo, en el caso de Ichihara y Matsumoto (2017) esta última ventana se mueve a un paso de 1 min.

Se probaron ambos métodos con un segmento de tremor del volcán Turrialba y los parámetros del Cuadro 3.3. En ambos casos la señal fue submuestreada a 50 Hz y luego filtrada entre 0.7 y 10 Hz, que es la banda de mayor energía del tremor en cuestión. Como en el caso de Ichihara y Matsumoto (2017) las amplitudes se miden en el dominio de la frecuencia, estas fueron corregidas al deconvolucionar los espectros con los factores de corrección calculados con el método de la coda. Mientras que para el cálculo con en el ámbito del tiempo se obtuvieron factores de corrección promedio en la banda de frecuencias de interés a partir los espectros completos.

**Cuadro 3.3:** Parámetros utilizados en la localización del tremor

Parámetro	Valor
Frecuencia mínima filtro pasabanda	0,7 Hz
Frecuencia máxima filtro pasabanda	10 Hz
Tamaño de celda	50 m
Profundidad máxima	2000 m
Factor de atenuación Q	50
Velocidad	1000 m/s
Frecuencia	2 Hz
Tamaño de ventana	10 s
Tamaño de ventana de filtro de mediana	300 s

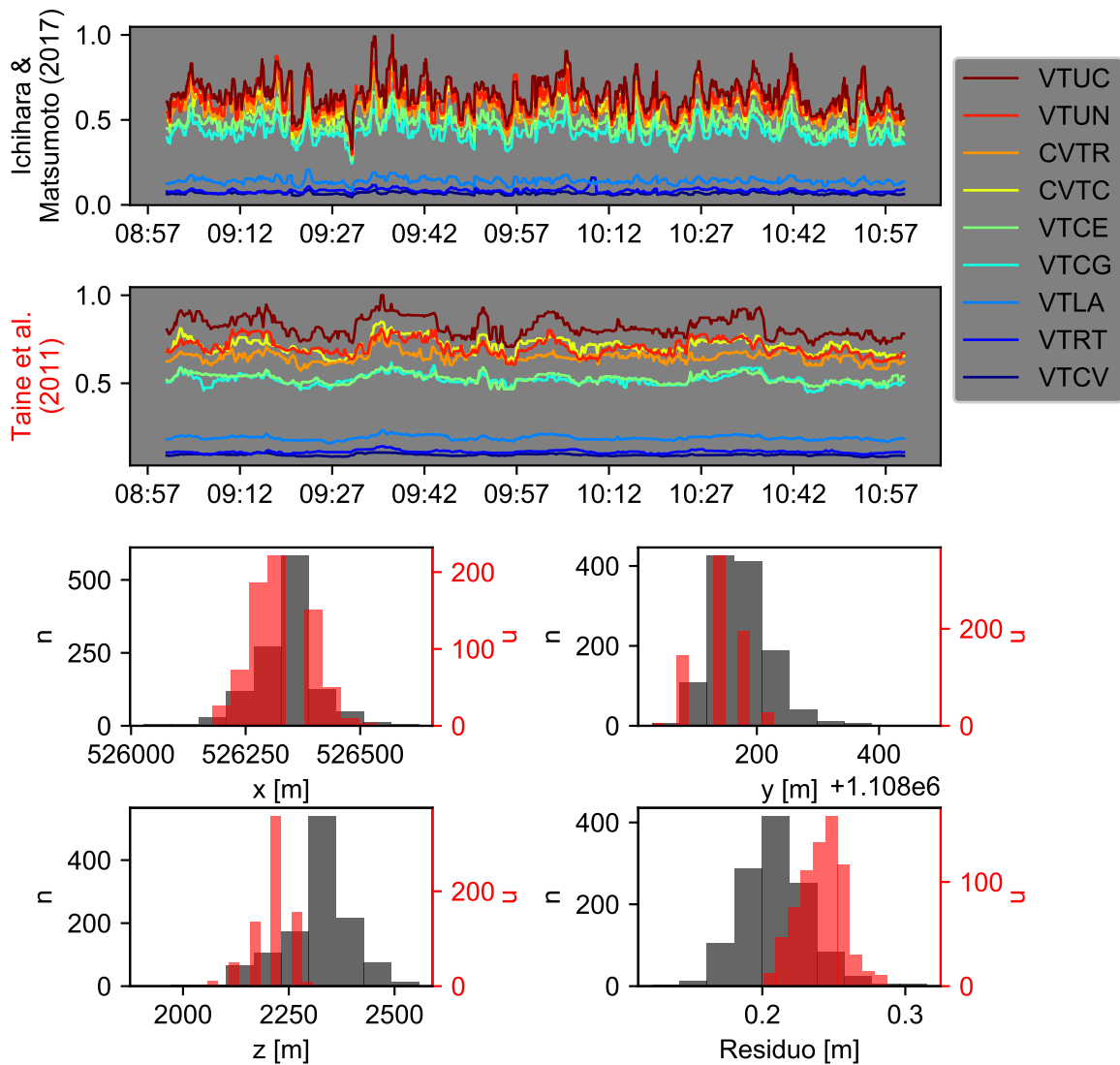
El algoritmo se paralelizó mediante la Interfaz de Paso de Mensajes (MPI, por su siglas en inglés *Message Pasing Interface*) (Clarke *et al.*, 1994). Bajo este esquema, se distribuye de manera equitativa la señal a localizar entre los diferentes procesos. Esta distribución se hace tomando en cuenta un traslape entre los diferentes cortes acorde a los valores definidos para los parámetros de los tamaños de ventana y de paso.

A pesar de que los resultados con ambos métodos son muy similares en cuanto a la localización horizontal (diferencias de no más de 30 m), el método de Taisne *et al.* (2011) arroja valores de elevación un tanto menores (unos 120 m) y una menor dispersión en general (Figura 3.5 y Cuadro 3.4).

**Cuadro 3.4:** Comparación de los resultados de localización con diferentes métodos del cálculo de la amplitud

Método	x		y		z		Res	
	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$	$\mu$	$\sigma$
Ichihara	526331	76	1108165	55	2322	88	0.21	0.02
Taisne	526320	65	1108135	40	2201	46	0.24	0.02

Se indican los valores promedio  $\mu$  y desviación estándar  $\sigma$  de las coordenadas E, N y vertical; (sistema de coordenadas CRIM05) y del error en metros. Los resultados corresponden con un segmento de tremor de alta amplitud asociado a la erupción del día 30 de abril de 2016 entre las 09:00 y 11:00 (UTC).



**Figura 3.5:** Comparación de los resultados de localización con diferentes métodos del cálculo de la amplitud. Los resultados corresponden con un segmento de tremor de alta amplitud asociado a la erupción del día 30 de abril de 2016 entre las 09:00 y 11:00 (UTC). A) y B) Curvas de amplitud calculadas con los métodos de Ichihara y Matsumoto (2017) y Taisne *et al.* (2011), respectivamente. C), D), E) y F) Histogramas de los resultados de localización en las coordenadas E, N y vertical; (sistema de coordenadas CRTM05).

### 3.4. Conclusiones

El cálculo de los cocientes espectrales refleja que en la red de estaciones del volcán Turrialba, las menos afectadas por la amplificación de sitio son CVTR y VTUN. Las bandas de amplificación determinadas constituyen información útil para comprender algunas diferencias de las señales sismo-volcánicas analizadas en diferentes estaciones de esta red. Además, estos aportes pueden servir de base a otros estudios para elegir una estación de referencia y/o determinar la interferencia que podría tener la amplificación de sitio con un análisis sismológico (e.g. polarización). En particular, este estudio sirvió de base para escoger una estación de referencia para la corrección de los efectos de sitio basada en el método de la coda.

Los resultados obtenidos con ese método son satisfactorios, en cuanto logran reducir la diferencia de los espectros de un sismo lejano en la red sísmica del volcán hasta en un 50 %, según la evaluación realizada. Estos serán utilizados para corregir las amplitudes de las señales sismo-volcánicas a localizar con base en las amplitudes. Eventualmente, esta corrección también podría ser utilizada para otros análisis. Por ejemplo, para la creación de una base de datos de formas de onda de señales sismo-volcánicas para entrenar modelos de reconocimiento automático, se podría corregir las formas de onda por efecto de sitio, con tal de obtener modelos más generalizables a la red.

En cuanto a la metodología de localización con base en amplitudes sísmicas, se diseñó el cálculo para ser realizado en una venta móvil, según dos formas distintas de realizar la medición de la amplitud: en el dominio del tiempo (Taisne *et al.*, 2011) y en el dominio de la frecuencia (Ichihara y Matsumoto, 2017). El método de Taisne *et al.* (2011) resulta más eficiente ya que solo se toma una componente por estación y se realiza el cálculo en el dominio del tiempo. El cálculo en el dominio de la frecuencia y la corrección completa del espectro conlleva más cómputo. Además, los resultados finales de localización presentan una mayor dispersión según el método de Ichihara y Matsumoto (2017). Por estas razones se decide, en adelante, realizar el cálculo de la amplitud en el dominio del tiempo. Este análisis será llevado a cabo únicamente para el período pre-eruptivo de marzo a abril de 2016, que es cuando la red sísmica en el volcán Turrialba alcanza una densidad y una distribución adecuada para aplicar el método.





# Capítulo 4

## Período pre-eruptivo de 2009 - 2010

4.1. Panorama general . . . . .	43
4.2. Caracterización de las clases de eventos . . . . .	45
4.2.1. Eventos de largo periodo con tremor armónico (LP-TA) . . . . .	45
4.2.2. Tremor armónico corto . . . . .	50
4.3. Caracterización de los mínimos sísmicos . . . . .	50
4.4. Sismicidad durante la erupción (4 de enero de 2010) . . . . .	51
4.5. Discusión . . . . .	53
4.5.1. Interpretación del tremor armónico . . . . .	53
4.5.2. Modelo interpretativo del PPEMAT y los eventos LP-TA . . . . .	58
4.6. Conclusiones . . . . .	59

### 4.1. Panorama general

Luego de aproximadamente 150 años de inactividad, el volcán Turrialba generó su primera erupción freatomagmática el día 4 de enero de 2010 a las 16:57 (hora UTC), la cual abrió un boca eruptiva conocida como Boca 2010 (Pacheco *et al.*, 2010; Martini *et al.*, 2010; Alvarado *et al.*, 2016). Para efectos de descripción, el período entre octubre de 2009 y enero de 2010 se dividió en 3 etapas, con base en los análisis de la señal sísmica en continuo (Figura 4.1).

En la etapa 1 (pre-PPEMAT), tanto la curva de RSEM como el SSAM muestran la ocurrencia tremor desde octubre de 2009, pero que cesa de manera drástica el día 19 de diciembre (Figura 4.1C y D). El tremor se acompañó de un alto número de eventos discretos diarios (>100, Figura 4.1A y B). En general, los eventos de BF son más numerosos (AF/BF <1, Figura 4.1B).

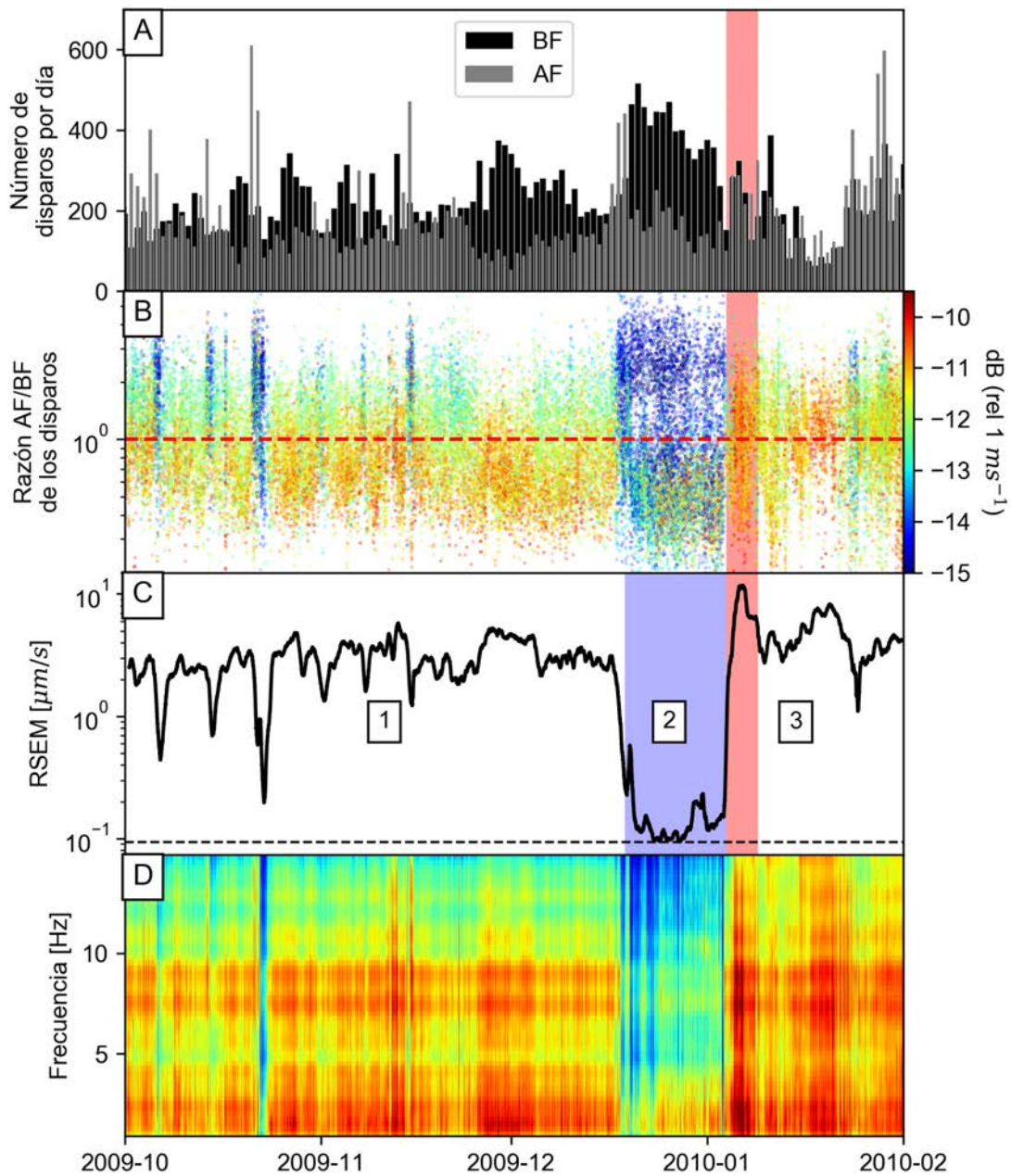
En la etapa 2, PPEMAT, una vez que ocurre el descenso en el nivel de tremor, el número de eventos (AF y BF) aumenta, pero su amplitud disminuye <sup>1</sup>. El número de eventos de AF se mantiene relativamente constante, sin embargo la razón AF/BF aumenta.

La tercera etapa inicia con la erupción del 4 de enero. Los niveles de amplitud del tremor retornan a los valores registrados previo al PPEMAT ( $\sim 3 \mu\text{m/s}$ ). Paralelamente, el número de eventos, de BF continúa disminuyendo hasta finales de enero.

A continuación se hace un análisis de las familias de eventos sismo-volcánicos que ocurren durante este PPEMAT.

---

<sup>1</sup>Este aumento en el número de eventos puede ser consecuencia de la disminución de la amplitud del tremor. En este caso la amplitud de la ventana larga (LTA) presenta menores valores lo cual aumenta el número de disparos. De hecho, la amplitud de los eventos disminuye, lo cual sugiere que son eventos pequeños que no se hubieran detectado si la amplitud del tremor fuera mayor



**Figura 4.1:** Análisis general de la señal sísmica (CVTR-HHZ) entre octubre de 2009 y enero de 2010. A) Histograma de número de disparos de alta frecuencia (AF) y baja frecuencia (BF) por día; B) Razón de altas y bajas frecuencias de las señales asociadas al disparo; C) Curva RSEM utilizando un suavizado de mediana para una ventana de 16 h; D) SSAM. Las bandas azul y roja indican los períodos pre-eruptivo y eruptivo respectivamente.

## 4.2. Caracterización de las clases de eventos

### 4.2.1. Eventos de largo periodo con tremor armónico (LP-TA)

Durante el PPEMAT analizado se identificaron alrededor de 1000 eventos entre el 19 de diciembre de 2009 y el 4 de enero de 2010. Se analizó en detalle las características de estos eventos, especialmente su contenido espectral. Los cuadros 4.1 y 4.2 resumen los resultados obtenidos.

**Cuadro 4.1:** Resumen estadístico de las características de la fase de LP de los eventos LP-TA.

	D [s]	A [ $\mu\text{m/s}$ ]	$f$ [Hz]
Promedio	28.82	11.25	1.65
Desviación	12.31	8.44	1.03
Mínimo	3.77	0.81	0.52
25 %	20.96	5.23	1.33
50 %	27.86	8.97	1.45
75 %	35.48	15.22	1.85
Máximo	120.01	67.85	11.56

D: duración; A: amplitud;  $f$ : frecuencia dominante.

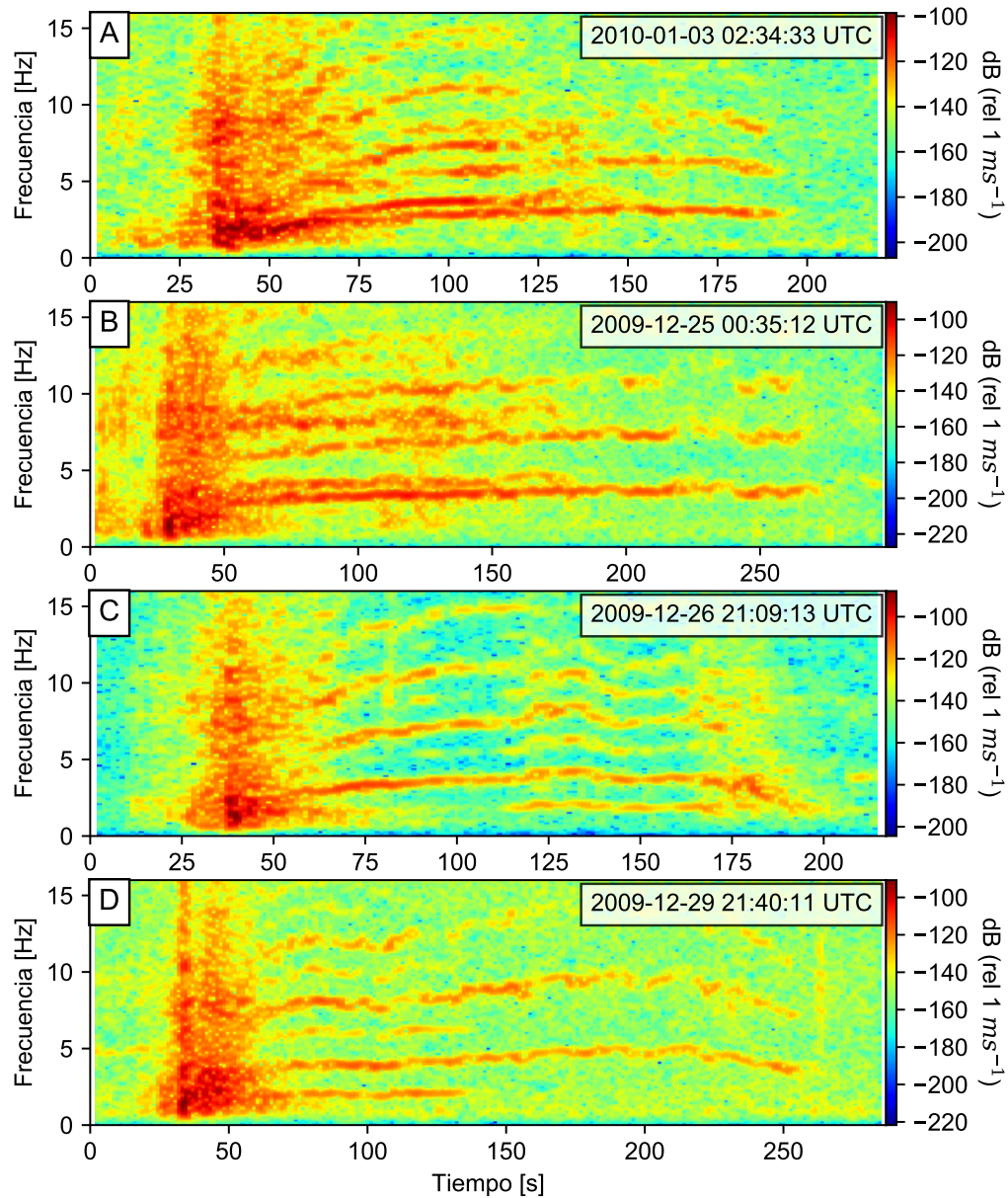
**Cuadro 4.2:** Resumen estadístico de las características de la fase de tremor armónico de los eventos LP-TA.

	D [s]	A [ $\mu\text{m/s}$ ]	$\min(f_1)$ [Hz]	$\max(f_1)$ [Hz]	$\Delta f_1$ [Hz]	N
Promedio	127.59	1.25	2.30	3.77	1.47	5
Desviación	65.36	0.88	0.74	0.99	0.73	2
Mínimo	20.11	0.25	0.51	1.30	0.12	1
25 %	83.79	0.66	1.72	3.12	0.93	4
50 %	119.49	1.00	2.22	3.85	1.38	5
75 %	158.58	1.57	2.86	4.35	1.89	7
Máximo	1002.30	8.58	5.26	8.33	5.37	15

D: duración; A: amplitud;  $\min(f_1)$ : frecuencia fundamental mínima;  $\max(f_1)$ : frecuencia fundamental máxima;  $\Delta f_1$ : cambio máximo en la frecuencia fundamental; N: número de armónicos.

**Dos sistemas de sobretonos independientes:** Se observan esporádicamente en algunos eventos LP-TA. Cada sistema se constituye de picos espectrales regularmente espaciados con diferentes frecuencias fundamentales y un deslizamiento independiente (Figura 4.2A y B). Por ejemplo, en el caso de la Figura 4.2A se observa una línea espectral alrededor de 2.8 Hz y otra alrededor 3.7 Hz, sin una relación de números enteros entre sí. Ambas presentan un deslizamiento diferente y para cada una se observa por lo menos dos líneas espectral correspondiente a los primeros sobretonos. Además, las líneas espectrales correspondientes a la frecuencia fundamental más alta termina antes que el segundo juego de líneas espectrales. En el volcán Arenal, también se ha observado episodios de tremor con dos sistemas de sobretonos independientes. Esto fue interpretado por Mora (2003) y Lesage *et al.* (2006) como resultado de las oscilaciones simultáneas de dos resonadores conectados y de diferentes variaciones de presión en cada uno de los conductos.

**Intermitencia de los sobretonos impares:** Se observa esporádicamente en algunos eventos de LP-TA (Figura 4.2 C y D). En el caso de la Figura 4.2C la frecuencia fundamental se reduce a la mitad de su valor original. En la primera mitad del tremor, se puede observar que algunas líneas espectrales intermedias aparecen ligeramente. Luego, en la segunda mitad del TA, estas nuevas líneas espectrales se agregan definitivamente hasta el final del evento, con una nueva frecuencia fundamental de alrededor de 1,5 Hz, es decir, la mitad de la anterior. El segundo es un caso contrario (Figura 4.2D). El TA comienza con una frecuencia fundamental alrededor de 2 Hz y sus correspondientes sobretonos impares y pares. A la mitad del tremor la frecuencia fundamental y los sobretonos impares desaparecen juntos de manera repentina.



**Figura 4.2:** Eventos LP-TA con características particulares. A) y B) dos sistemas de sobretonos independientes; C) y D) intermitencia de los sobretonos impares. Los espectrogramas de frecuencia fueron calculados utilizando una ventana de 5.12 s (512 muestras a 100 muestras por segundo)

Estos cambios pueden considerarse de tres maneras diferentes: 1) la frecuencia fundamental y sus sobretonos impares aparecen o desaparecen; 2) la frecuencia fundamental cambia repentinamente a la mitad o al doble de su valor original ( $2f_{1,nuevo} = f_{1,original}$  o  $f_{1,nuevo} = 2f_{1,original}$ ) siempre manteniendo su estructura armónica constituida por ambos sobretonos (pares e impares); o 3) coexisten dos sistemas de sobretonos completos (pares e impares) cuyas frecuencias fundamentales se relacionan por un factor de 2. Estas observaciones serán discutidas adelante en la sección 4.5.1.

#### 4.2.1.1. Variación temporal

Se analizó la variación temporal de todas las características medidas, sin embargo muchas presentan un rango de valores estables en el tiempo. Por tanto, se seleccionaron únicamente aquellas características que presentan alguna variación temporal para ser representadas en la Figura 4.3<sup>2</sup>. Los resultados son comparados con la curva de RSEM del mismo período.

El número de eventos LP-TA es bastante constante en el tiempo, alrededor de 5 eventos por hora (Figura 4.3F). Sin embargo, se observa un aumento en el tiempo, sobre todo hacia el final del período. Al principio, entre los días 19 y 24 se observa una inestabilidad en el número de eventos por hora. Luego, entre el 24 de diciembre y el 1ero de enero la tasa es más constante. Finalmente, entre el 1ero y el 4 de enero, se observan mayores variaciones y los valores máximos de número de eventos por hora. Después del día 4 de enero no ocurrieron más eventos y unas horas después del último LP-TA identificado inicia la erupción.

En general, se observa una relación positiva entre el número de eventos LP-TA y la curva RSEM. Particularmente, se observan tres momentos de por lo menos una hora de duración en los cuáles no ocurre ningún evento LP-TA (Figura 4.3F) y la curva RSEM alcanza un mínimo (Figura 4.3G). Se refiere aquí a estos tres momentos de mínima sismicidad M1, M2 y M3 (bandas verticales verdes).

La duración del LP disminuye gradualmente en función del tiempo hasta el día 3 de enero cuando ocurre el mínimo M3. Luego de esto, los LP finales presentan mayores duraciones (Figura 4.3A). Contrariamente, la amplitud promedio de la parte de TA muestra un ligero aumento en el tiempo (Figura 4.3B) Los últimos eventos posteriores a M3 presentan las mayores amplitudes.

En cuanto a las características espectrales del TA, el número de sobretonos se mantiene alrededor de 5 (Figura 4.3C). Sin embargo, se observan ligeras variaciones asociadas a los momentos de mínima sismicidad (M). Antes del M1 el número de armónicos es relativamente bajo, y aumenta luego de ese mínimo. Una pequeña disminución y aumento ocurre antes y después de M2. Finalmente, después de M3, el número de armónicos vuelve aumentar.

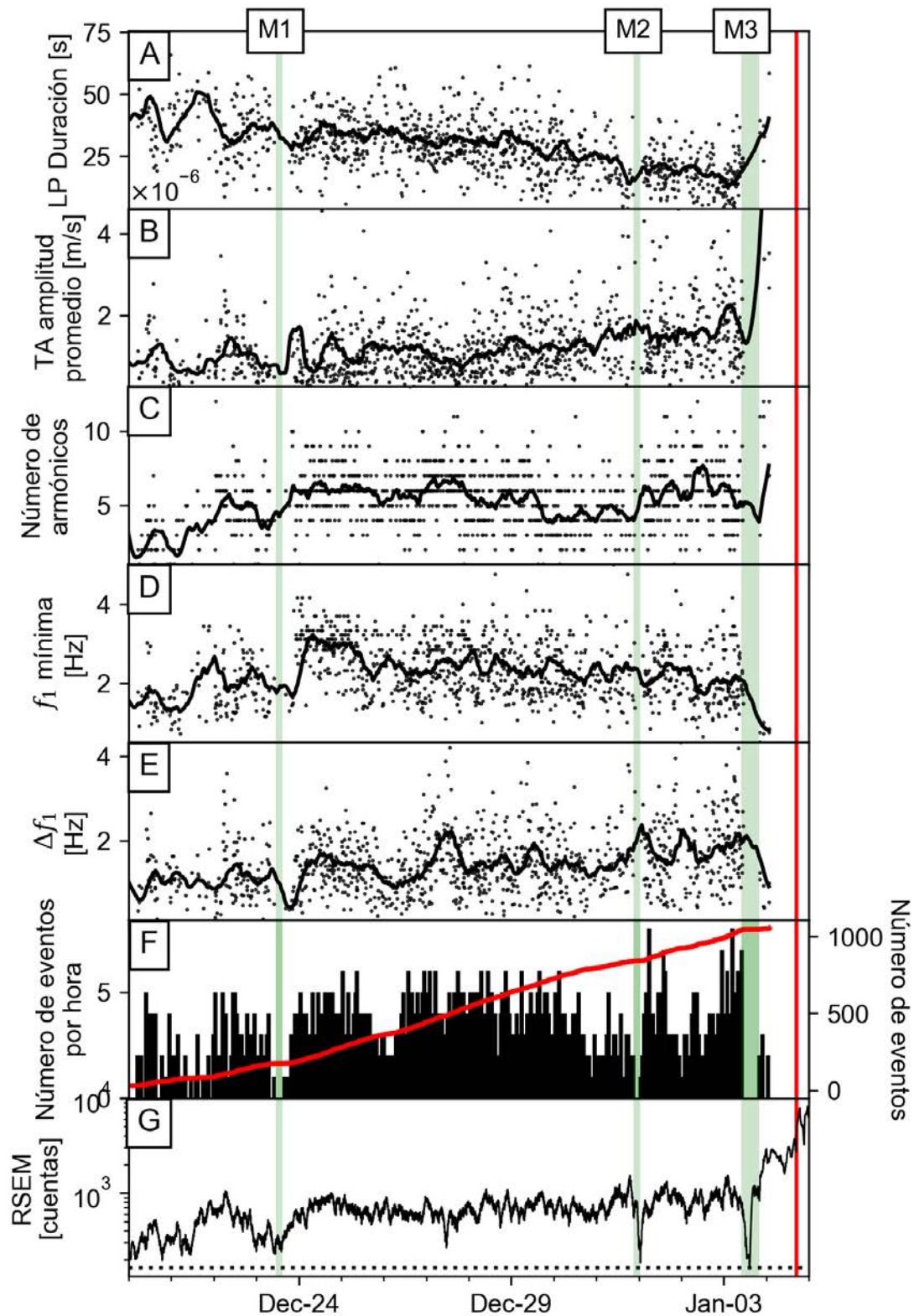
Por otro lado, la frecuencia fundamental ( $f_1$ ) mínima presenta dos variaciones importantes (Figura 4.3D). Antes de M1, la  $f_1$  se mantiene relativamente baja. Posterior a M1 la  $f_1$  mínima aumenta drásticamente y a partir de entonces disminuye gradualmente hasta M3. Luego de este último mínimo ocurre un descenso drástico de la  $f_1$  mínima.

Finalmente, el cambio máximo de la frecuencia fundamental (la diferencia  $\Delta f_1$ , entre la  $f_1$  máxima y la mínima) es bastante constante en el tiempo, sin embargo, se observa un ligero aumento hasta el M3.(Figura 4.3E). Luego de ese mínimo, el valor de  $\Delta f_1$  es relativamente bajo, ya que los últimos eventos del período se caracterizan por tener poco deslizamiento de sus frecuencias.

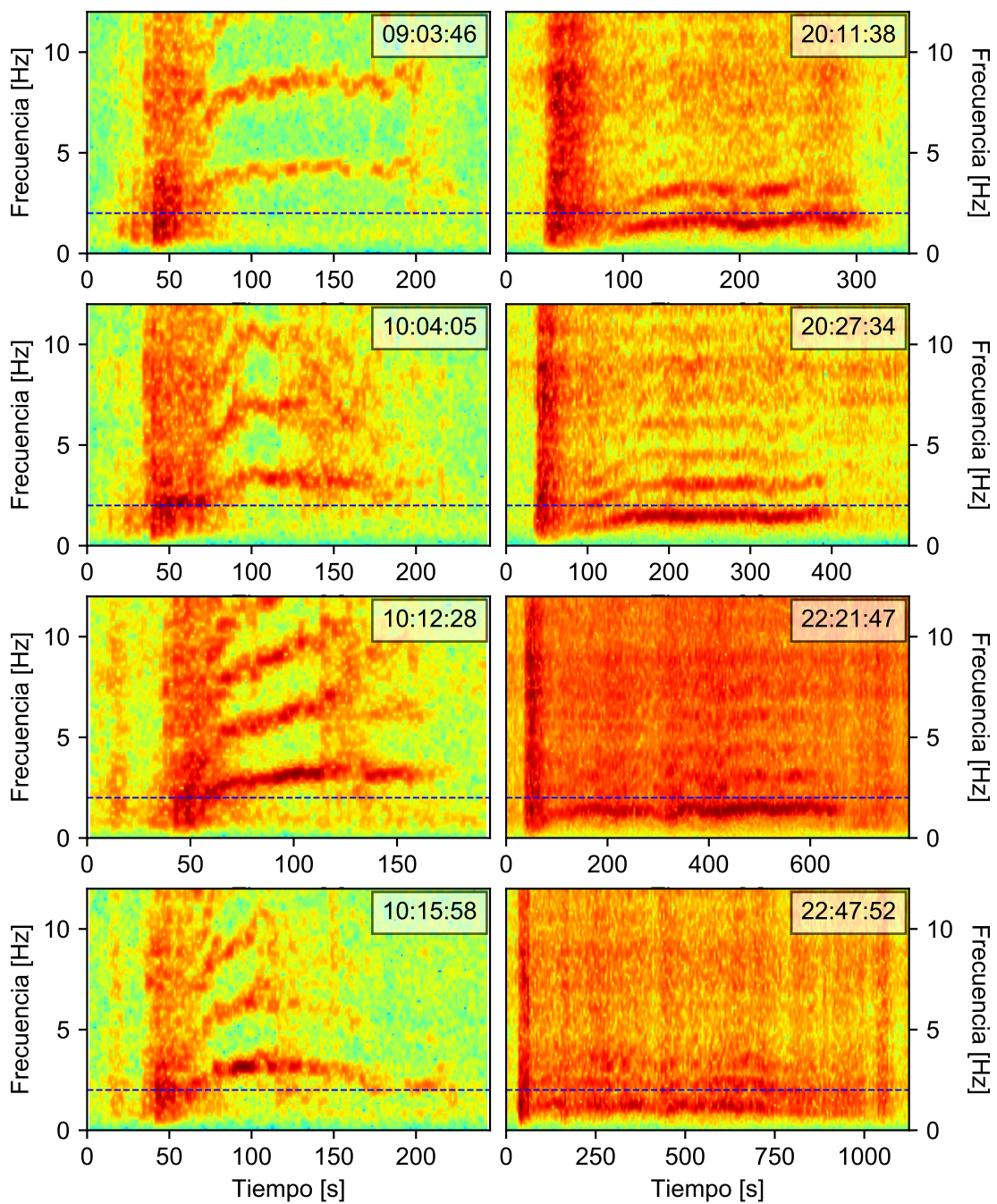
Los cambios temporales más importantes se observan luego del M3 (11:00 a 20:00 UTC del 3 de enero de 2010). Aunque solo ocurrieron unos pocos eventos después de este momento, se reconocieron un total de 8 eventos y presentan características muy diferentes de los que ocurrieron antes (Figura 4.4). Los cambios observados son: 1) un aumento sostenido en la duración del TA; 2) el doblamiento del período; 3) una disminución en el deslizamiento de las frecuencias (Figura 4.3E); 4) un aumento en la amplitud del TA (Figura 4.3B); 5) aumento del número de armónicos y; 6) una transición de tremor armónico a no-armónico.

---

<sup>2</sup>Con el fin de evitar el efecto de borde, la curva del valor medio móvil para cada característica fue calculada con una ventana no centrada, tomando los valores a la izquierda. De esta manera se descartan los primeros valores y se tiene una curva que es también representativa para los valores de los últimos datos.



**Figura 4.3:** Variación temporal de algunas características medidas a los eventos LP-TA: A) duración del LP; B) amplitud promedio del TA, C) número de sobretonos del TA; D) frecuencia fundamental mínima; E) cambio máximo de la frecuencia fundamental; F) número de eventos LP-TA por hora y acumulado. Se compara los resultados con el valor del RSEM para el mismo período en G. Las bandas verdes verticales indican los períodos (M) sin ocurrencia de eventos LP-TA coincidentes con un mínimo del RSEM.



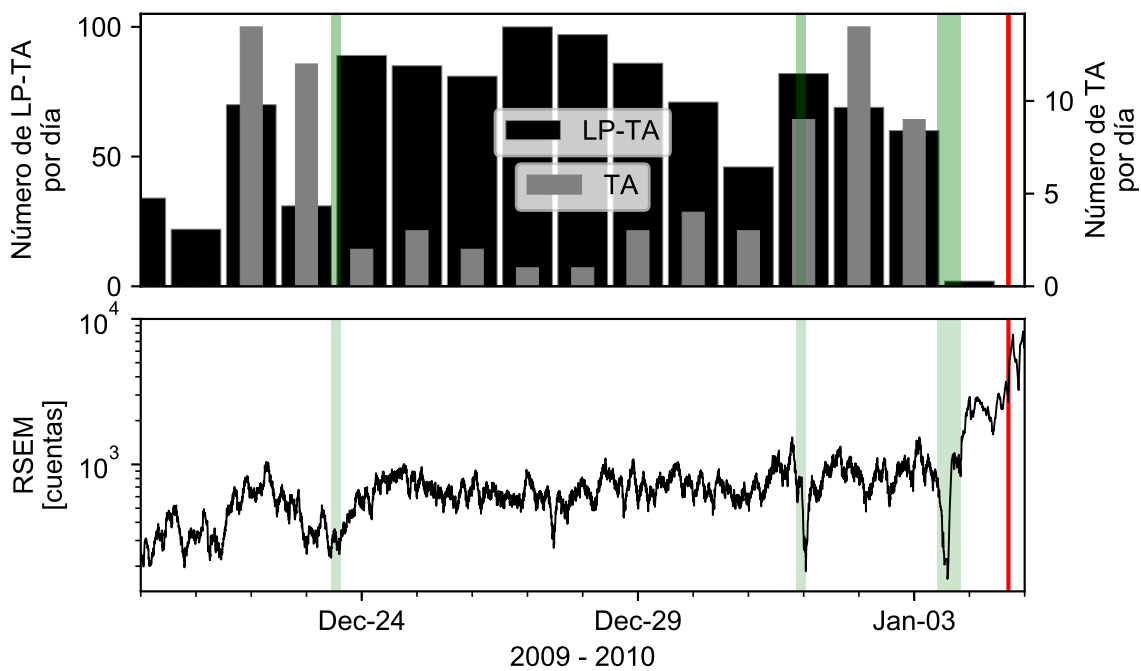
**Figura 4.4:** Comparación de los últimos eventos LP-TA del período pre-eruptivo de diciembre de 2009. Cada espectrograma fue calculado utilizando una ventana de 512 muestras. A la izquierda los eventos LP-TA que ocurren, justo antes de M3; y a la izquierda los eventos que ocurren inmediatamente después de M3. Para cada evento se indica la hora de inicio en el recuadro.

### 4.2.2. Tremor armónico corto

Se identificaron 84 eventos de este tipo. Las características principales se resumen en el cuadro en el cual también se comparan con los tremores armónicos de los LP-TA y se puede constatar que la duración es muy similar y la frecuencia fundamental es menor en los TA, sin embargo se encuentra en el rango de variación de los LP-TA. Por otra parte, cuando se observa el comportamiento temporal vemos que los TA y LP-TA tienen una relación inversa tal y como se observa en la Figura 4.5.

**Cuadro 4.3:** Comparación de características promedio de la fase de tremor armónico en eventos LP-TA y TA

Tipo de evento	Duración [s]	$f_1$ inicial [Hz]	$f_1$ máxima [Hz]
LP-TA	128	2.47	3.77
TA	120	1.87	2.83



**Figura 4.5:** Comparación del número diario de eventos LP-TA y TA. Se compara los resultados con el valor del RSEM. Las bandas verdes verticales indican los períodos sin ocurrencia de eventos LP-TA (M1, M2 y M3). La línea roja indica el inicio de la erupción.

### 4.3. Caracterización de los mínimos sísmicos

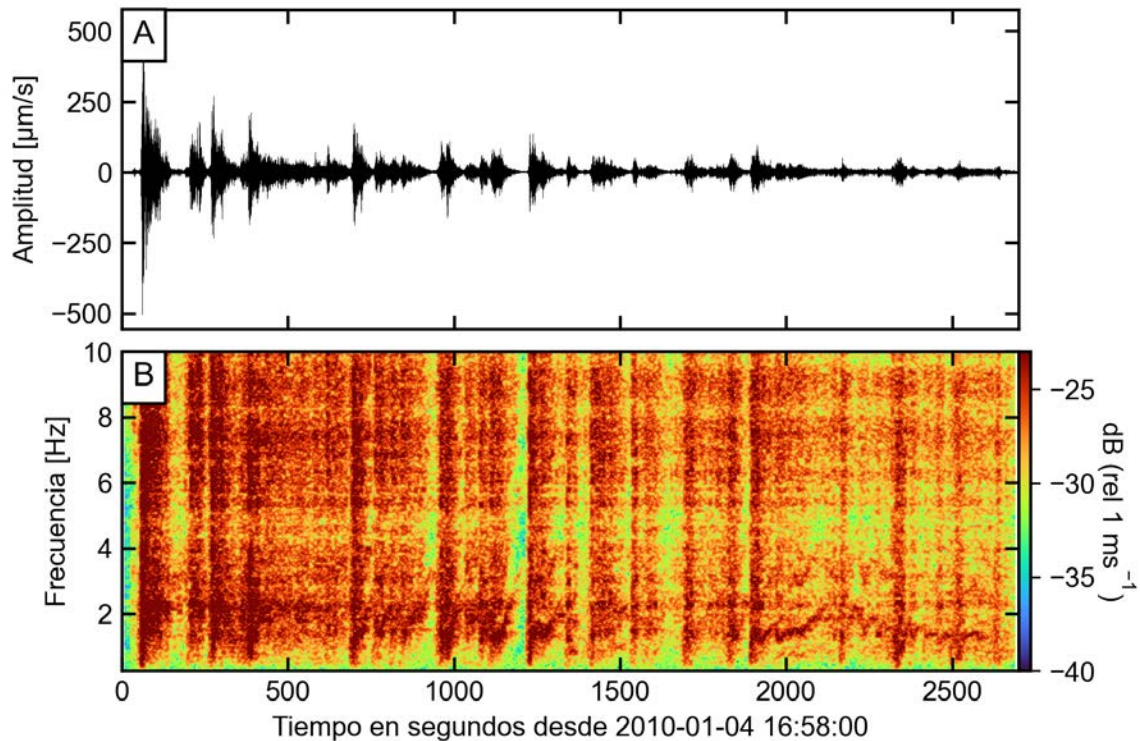
Los mínimos sísmicos (M1, M2 y M3) fueron definidos por la coincidencia de un mínimo en la curva RSEM con un mínimo en el número de eventos LP-TA (Figura 4.3). Cada uno de estos períodos fue inspeccionado con el fin de ser caracterizado de manera breve. Los M1 y M2 son muy parecidos tanto en duración (4h) como en el tipo de eventos identificados. En ambos lapsos se observó, aparte de un reducido número de eventos LP-TA (<5), eventos LP (alrededor de 4 por hora) y sismos VT proximales (4 y 5, respectivamente). El M3 se distingue por presentar las amplitudes mínimas de todo el período, una mayor duración (10 h) y por no presentar eventos LP-TA ni LP del todo. Por el contrario, se identificó un enjambre de sismos VT y un TA. El enjambre consta de por lo menos 14 eventos de baja amplitud. El tiempo S-P promedio es de 0,4 s lo cual sugiere una fuente muy somera



(<1 km) y cercana a la zona de los cráteres <sup>3</sup>.

#### 4.4. Sismicidad durante la erupción (4 de enero de 2010)

Martini *et al.* (2010) indicaron que el 4 de enero de 2010 a las 16:57 (GMT) se escuchó una fuerte explosión que fue seguida por otras tres cada 10 minutos. La Figura 4.6 presenta la señal sísmica para esta secuencia. Se observan por lo menos 6 explosiones seguidas de tremor de amplio espectro (1 - 24 Hz), pero también armónico, en la segunda mitad de la secuencia, cuando la amplitud disminuye.

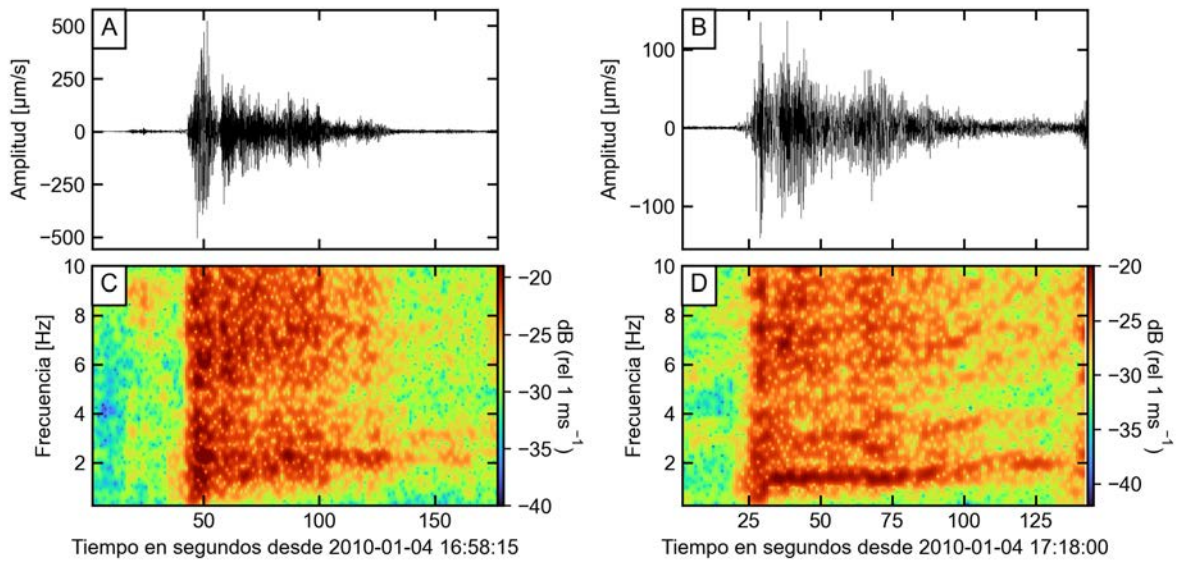


**Figura 4.6:** Actividad sísmica durante el inicio de la erupción. A) Forma de onda; B) Espectrograma de frecuencias calculado usando una ventana de 2048 muestras.

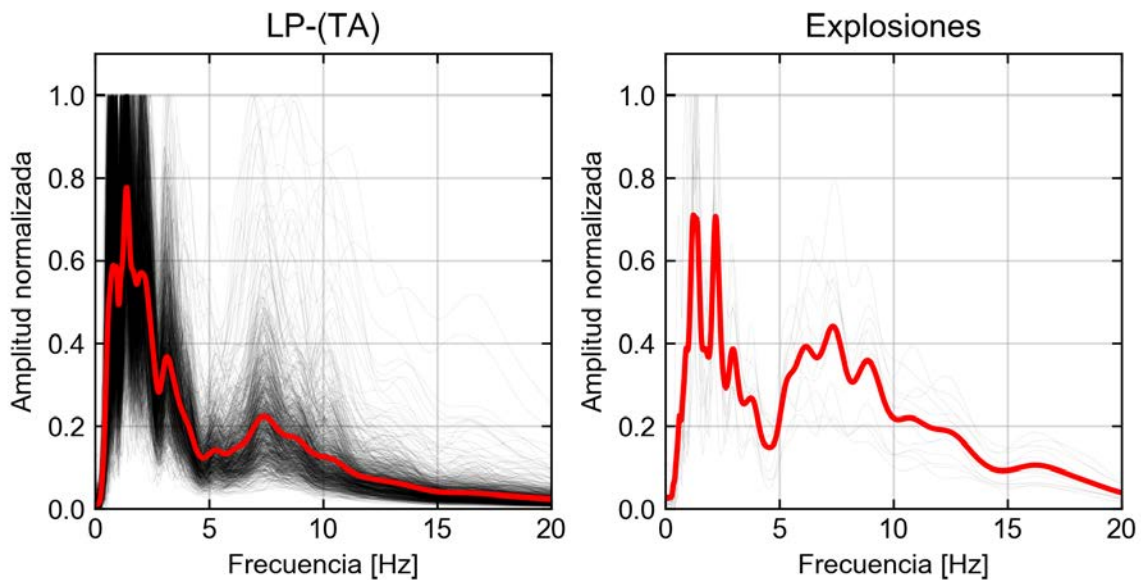
La señal sísmica de la primera explosión (16:59 GMT) se caracteriza por un evento LP seguido por un tremor, ambos de amplio espectro (1 - 24 Hz), con una frecuencia dominante alrededor de 2 Hz (Figura 4.7A y C). Hacia el final del episodio, la energía del tremor se concentra en esa frecuencia, casi que de manera tonal. En las explosiones siguientes el tremor es cada vez más armónico, como en la que ocurre a las 17:18 (GMT) (Figura 4.7C y D) que presenta una frecuencia fundamental alrededor de 1.5 Hz y un deslizamiento de las frecuencias ascendente.

Estos eventos relacionados a la erupción resultan muy similar a los eventos LP-TA ya que presentan dos fases: un evento corto ( $\sim 30$  s) de amplio espectro seguido por un tremor de algunos minutos de duración, que a pesar de ser en general de amplio espectro, en algunos casos es armónico. Se hizo una comparación de los espectros las primeras fases de ambos tipos de evento (Figura 4.8), con lo que se evidencia su parecido espectral.

<sup>3</sup>Una localización en red de estos eventos es impracticable debido a la baja densidad de estaciones sísmicas en ese momento



**Figura 4.7:** Comparación de dos explosiones del día 4 de enero. A) y B) Forma de onda; C) y D) Espectrograma de frecuencias calculado usando una ventana de 5,12 s.



**Figura 4.8:** Comparación de los espectros de la fase LP de los eventos LP-TA y las explosiones. En negro los espectros para cada evento y en rojo el espectro promedio. La amplitud de cada espectro fue normalizada con el fin de comparar las frecuencias. Los espectros fueron suavizados usando el método de Konno y Ohmachi (1998)

## 4.5. Discusión

### 4.5.1. Interpretación del tremor armónico

Existen diversos modelos para la fuente del tremor armónico: resonancia acústica en un conducto (1-D, análogo al tubo de órgano) (Chouet, 1985); resonancia de una fractura rellena de fluido (2-D) (Chouet, 1988); oscilaciones termoacústicas (Busse *et al.*, 2005; Montegrossi *et al.*, 2019); efecto de peine de Dirac por la repetición sostenida de un pulso de presión (Lesage *et al.*, 2006); vibraciones inducidas por flujo a las paredes de un conducto (Julian, 1994); la excitación de ondas estacionarias en un reservorio por el flujo en un canal acoplado (análogo al clarinete) (Rust *et al.*, 2008); el flujo de gas a través de un medio permeable (Girona *et al.*, 2019), entre otros.

Adelante se discuten algunos de estos modelos a partir de las observaciones presentadas anteriormente, en particular la duplicación del período de oscilación de los eventos finales posteriores al M3 y la intermitencia aparente de la frecuencia fundamental y de sus sobretonos impares. Posteriormente, con base en esta discusión, y con base en el contexto volcánico de estas observaciones se propone un modelo del proceso que antecede esta erupción.

#### 4.5.1.1. Resonancia acústica en un conducto cilíndrico 1-D (e.g. tubo de órgano)

Los cambios observados podrían deberse a la apertura o cierre de uno de los extremos de un conducto funcionando como resonador. Por tanto, deben considerarse dos casos de resonancia: caso simétrico (ambos extremos abiertos o cerrados) o caso asimétrico (un extremo abierto y otro cerrado).

En el caso simétrico, la longitud de onda del modo fundamental es  $\lambda_1^s = 2L$ , donde  $L$  es la longitud del conducto. Por tanto, la frecuencia fundamental es  $f_1^s = \frac{c}{\lambda_1^s} = \frac{c}{2L}$ , donde  $c$  es la velocidad de las ondas. Las frecuencias de los armónicos son  $f_n^s = n f_1^s$ ,  $n = 1, 2, 3, \dots$ . En este caso, todos los armónicos están presentes y sus frecuencias son múltiplos enteros de la frecuencia fundamental.

Por otro lado, en el caso del conducto asimétrico, para un mismo conducto de longitud  $L$ , la longitud de onda fundamental es  $\lambda_1^a = 4L$ . Por tanto, la frecuencia fundamental resultante es  $f_1^a = \frac{c}{\lambda_1^a} = \frac{c}{4L} = \frac{f_1^s}{2}$ . En este caso solo los armónicos impares están presentes:  $f_n^a = p f_1^a = (2n - 1) f_1^a = \frac{(2n-1)}{2} f_1^s$ ,  $p = 1, 3, 5, \dots$ ,  $n = 1, 2, 3, \dots$

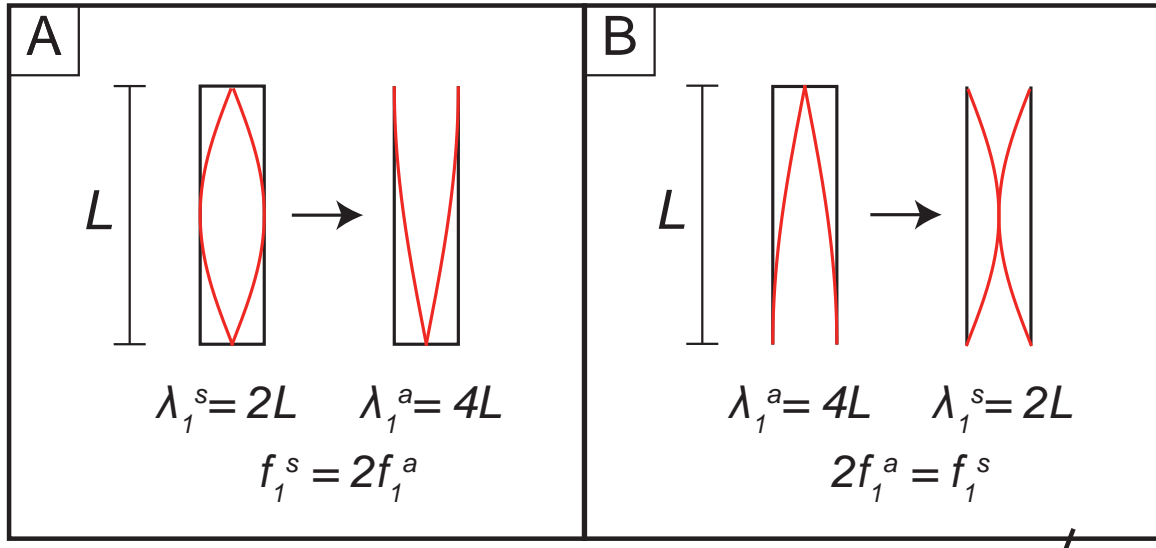
Primero, para explicar la aparente intermitencia de los sobretonos impares, se consideran las dos configuraciones absolutas del tubo: caso simétrico y caso asimétrico. En este sentido, se toman en cuenta los cambios en  $f_1$  y las configuraciones de armónicos asociados (impares, pares o ambos) resultantes de las dos transiciones entre las diferentes configuraciones de tubos (simétrico a asimétrico y viceversa, Figura 4.9).

Al pasar de un tubo simétrico a uno asimétrico se podría explicar la aparición de una frecuencia fundamental menor por un factor de dos. Sin embargo, el modelo no funciona, ya que en el caso del tubo asimétrico, los armónicos resultantes deben ser solo los impares, contrario a las observaciones (Figura 4.2C).

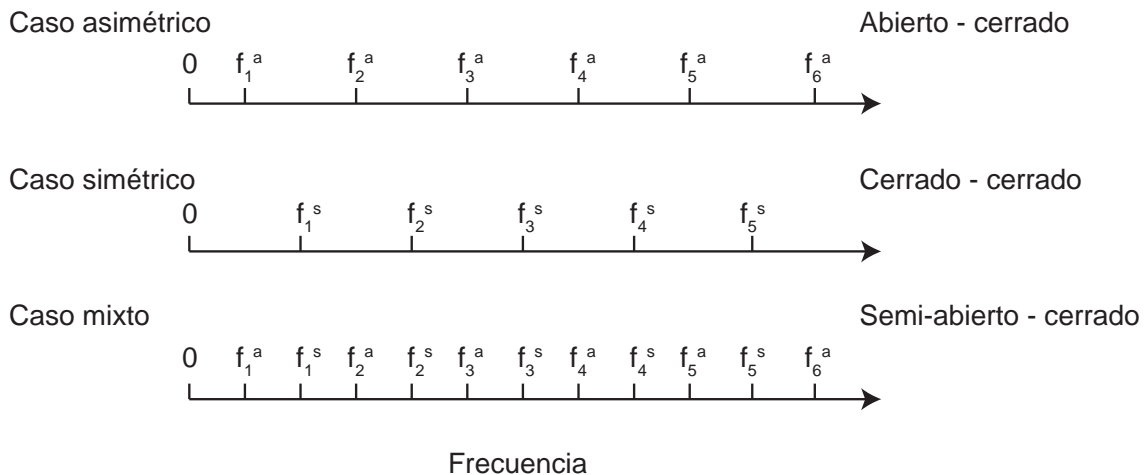
A la inversa, al pasar de un tubo asimétrico a uno simétrico (Figura 4.9B) se podría explicar el cambio a una frecuencia fundamental igual al doble del original (Figura 4.2D). Sin embargo, nuevamente, la configuración de armónicos en el primer estado debería ser únicamente de sobretonos impares, contrario a las observaciones.

Por tanto, la simple apertura o cierre de uno de los extremos del tubo no es capaz de explicar la aparente intermitencia de líneas espectrales impares. Se propone a continuación dos modelos diferentes que, partiendo del modelo del tubo de órgano, podrían explicar estas observaciones.

**1. Extremo semi-abierto: Dos sistemas de frecuencias:** Un conducto volcánico es más complejo que un tubo simple con extremos bien abiertos o bien cerrados. En este sentido, se considera ahora un tubo con un extremo cerrado y el otro extremo que no está ni completamente abierto o ni cerrado. En este caso, las ondas que viajan en el conducto solo se reflejan parcialmente cuando alcanzan el extremo semi-abierto. Por lo tanto, dos sistemas de armónicos pueden coexistir en el conducto: el que corresponde al conducto cerrado-cerrado y el del conducto cerrado-abierto (Figura 4.10, P. Lesage, comunicación personal, 2019).



**Figura 4.9:** Apertura de uno de los extremos de un tubo en resonancia armónica. A) Cambio de un tubo simétrico a asimétrico; B) Cambio de un tubo asimétrico a simétrico.



**Figura 4.10:** Distribución de frecuencias armónicas en un tubo según diferentes configuraciones de los extremos del tubo (P. Lesage, comunicación personal, 2019).

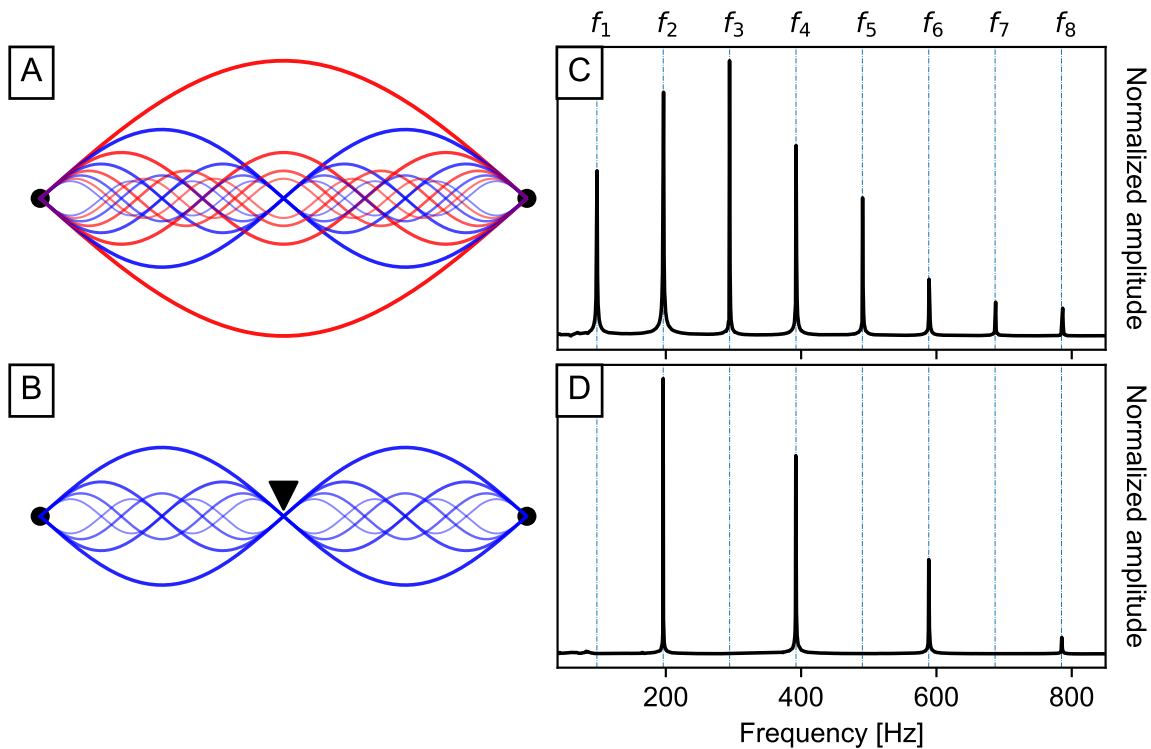
El cambio del estado de uno de los extremos de cerrado a semiabierto, mientras el otro extremo permanece cerrado, se reflejaría en la señal como la aparición de tonos intermedios. Según este modelo, serían los armónicos del conducto asimétrico que se superponen a los del conducto simétrico. De esta manera, la frecuencia del modo fundamental parece estar dividida por 2 (duplicación del período) y aparecen sobretonos impares.

Entonces, considerando un estado mixto, estas observaciones pueden explicarse por un cambio en la condición del tubo acústico: en la Figura 4.2C, el tubo pasaría de cerrado-cerrado a cerrado-semiabierto, mientras que en la Figura 4.2D el tubo pasaría de cerrado-semiabierto a cerrado-cerrado.

Por otro lado, la aparente duplicación del período de oscilación luego de M3, reflejaría el cambio de un conducto cerrado-cerrado a cerrado-semiabierto. Es decir que se *entrebrea* el conducto en su parte superior, generándose una mayor circulación de fluidos, tras lo cual ocurre la erupción, unas 24 horas después.

**2. Sistema de dos conductos interconectados: intermitencia real de los armónicos impares:** Otra posibilidad es que efectivamente la frecuencia fundamental y sus sobretonos impares dejen de producirse de manera intermitente. Este fenómeno puede observarse por ejemplo en los instrumentos musicales de cuerdas. En una cuerda, los nodos de sus diferentes modos de vibración están determinados por sus extremos sujetos (Figura 4.11A).

El modo fundamental de vibración, correspondiente a la frecuencia fundamental ( $f_1$ ), presenta únicamente dos nodos en los extremos. El siguiente modo ( $f_2$ , par) presenta un nodo adicional en el punto medio de la cuerda, generando dos antinodos simétricos alrededor de ese punto. Por el contrario, el tercer modo ( $f_3$ , impar) subdivide la cuerda en tres antinodos, siendo uno de ellos el punto medio de la cuerda. Sucesivamente, con cada sobretono ( $f_n$ ) se subdivide la cuerda en un número  $n$  de antinodos. Los sobretonos impares junto con la  $f_1$  presentan un antinodo justo en el punto medio, mientras que los antinodos de los sobretonos pares forman una simetría central (Figura 4.11).



**Figura 4.11:** Filtro de los sobretonos impares en una cuerda. A) y B) Modos de vibración de una cuerda, libre y con una ligera obstrucción en su punto medio, respectivamente. C) y D) Espectros de frecuencia resultantes para los casos respectivos a A) y B).

Cuando el ejecutante ejerce una presión ligera sobre el punto medio restringe la cuerda a vibrar únicamente en los modos que comparten un nodo en ese punto, es decir los modos pares (Figura 4.11B). El espectro resultante solo muestra las frecuencias correspondientes a los sobretonos pares.

Un escenario pausable en el contexto volcánico, análogo al de la cuerda obstruida en su punto medio, puede ser concebido al considerar un sistema de dos fracturas interconectadas. Se considera que a través de ambas fracturas circula un fluido que establece la resonancia armónica como la de un instrumento de viento. En conjunto, el sistema funciona como un único resonador, sin embargo la conexión limitada entre las fracturas funcionaría como una obstrucción a los antinodos de los modos impares de vibración. Cuando la conexión entre ambas fracturas se expande, o se unen por completo las fracturas, es posible generar los sobretonos impares.

En ese caso, previo al mínimo M3, las fracturas se encontrarían separadas y se conectarían en los casos en que se observa la intermitencia de los sobretonos impares (Figura 4.2C y D). El mínimo M3

reflejaría un momento álgido en el bloqueo de los conductos y en la acumulación de presión. Después de M3 se abre el conducto, conectándose las dos fracturas y generando tremor armónico que parece haber duplicado su período de oscilación (Figura 4.4).

Una limitación de este modelo es que los dos conductos deben tener dimensiones semejantes para poder producir la misma frecuencia de resonancia, lo cual resulta poco probable.

#### 4.5.1.2. Vibraciones elásticas impuestas por flujo

Otro modelo plausible para la generación de tremor armónico es análogo a la producción del sonido en la voz humana, donde el flujo del aire impone las vibraciones elásticas en las cuerdas vocales. Este modelo para tremor volcánico ha sido poco explorado en la literatura. Su proponente fue Julian (1994) y fue discutido en mayor detalle por Rust *et al.* (2008). Julian (1994) propone un proceso no lineal que involucra el flujo de un fluido incompresible a través de un canal con paredes elásticas móviles.

En este caso, la posibilidad de la duplicación del periodo es soportada por el modelo. Julian (1994) demuestra que el oscilador puede cambiar su comportamiento de periódico a caótico a través del proceso de “cascada de duplicación del período subarmónico”. Este fenómeno también es observado en la voz humana (Neubauer *et al.*, 2004). En este proceso el aumento de la presión de excitación de la vibración tiene el efecto de duplicar el período de oscilación y de aumentar la amplitud de la señal resultante. La duplicación puede ocurrir varias veces, mientras que los picos espectrales se vuelven cada vez menos visibles. Finalmente, cuando se alcanza cierta presión crítica, el comportamiento se vuelve caótico, lo que resulta en un espectro de banda ancha sin picos dominantes.

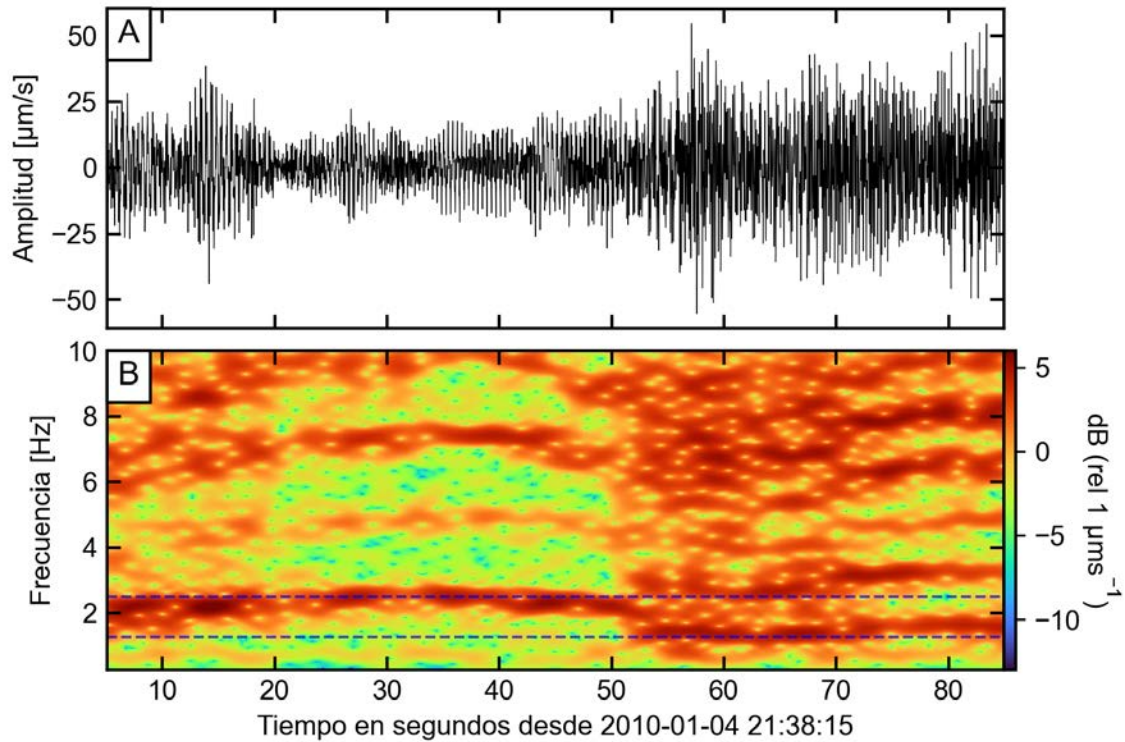
De esta manera, las variaciones en la presión de excitación podrían explicar la duplicación observada (Figura 4.2C y D, Figura 4.12). De hecho, estas observaciones serían, a conocimiento del autor, los primeros reportes de duplicación del período en un mismo segmento de tremor armónico. Julian (1994) propone como evidencia para su modelo las observaciones del volcán Semeru por Schindwein *et al.* (1995) y del volcán Arenal por Hagerty *et al.* (2000). En el primer caso lo que se observa es solamente una atenuación de los sobretonos pares, lo cual no es evidencia de duplicación del período. En el segundo caso, las observaciones fueron hechas entre segmentos de tremor no consecutivos y no en un mismo segmento, lo cual no necesariamente implica el proceso de duplicación del período.

Por otro lado, las observaciones relacionadas al cambio en el tremor armónico luego del M3 (1) aumento de la duración del TA; 2) el doblamiento del período fundamental; 3) aumento de la amplitud del TA y; 4) la transición de tremor armónico a no-armónico) son consistentes con el modelo de la “duplicación subarmónica del período” producido por el aumento de la presión de excitación. Este aumento hacia el final del PPEMAT correspondería entonces con la acumulación de gases debido a un sello.

Este modelo tiene algunas desventajas. El fluido modelado por Julian (1994) es incompresible y viscoso, lo cual limita el tipo de fluido (e.g. magma). Por otra parte, se requiere una alta velocidad del flujo en un canal constreñido (Lesage *et al.*, 2006), la cual no podría ser alcanzada por la tasa de flujo baja esperada del magma andesítico-basáltico del volcán Turrialba. Sin embargo, modelos experimentales análogos utilizando gas a través de un medio gelatinoso han demostrado la generación del tremor armónico y la duplicación del período (P. Lesage, comunicación personal, 2020), (Rust *et al.*, 2008). Por lo que no se puede descartar la generación de tremor armónico por medio de las vibraciones inducidas por el flujo de gas a las paredes de un conducto. Se requiere de mayor experimentación en laboratorio y formulación matemática para soportar la idea.

#### 4.5.1.3. Flujo en medios permeables

Girona *et al.* (2019) proponen que el tremor volcánico puede generarse a través de oscilaciones de presión que ocurren debajo de un medio permeable debido tres procesos concurrentes: 1) el suministro de gases de niveles más profundos; 2) la acumulación de gases bajo un sello; y 3) el flujo de los gases a través del sello. Este modelo predice que cuando el suministro de gases es quasiperiódico, es decir que hay un aporte regular de nubes de burbujas a la zona donde se acumula el gas, el tremor generado es armónico. La frecuencia de llegada de las nubes de burbuja se asume que coincide con



**Figura 4.12:** Duplicación del período asociado al aumento de la amplitud. A) Forma de onda; B) Espectrograma de frecuencias calculado usando una ventana de 5,12 s. Las líneas horizontales en azul indican los valores de frecuencia de 1,25 y 2,5 Hz como referencia.

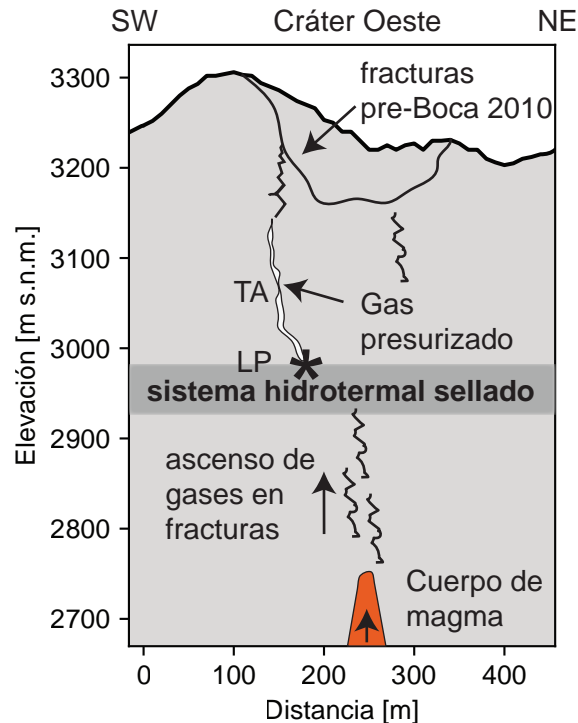
la frecuencia natural del oscilador. Por tanto, las variaciones en el suministro de gas podrían explicar el deslizamiento de las frecuencias. Por otro lado, para explicar la intermitencia de los sobretonos impares se requiere que frecuencia del suministro se demedie o se duplique. La duplicación del período ha sido observada en experimentos de formación de burbujas en una columna de agua (Piassi *et al.*, 2004; Cardoso *et al.*, 2012). Un mecanismo similar podría ocurrir dentro de la columna de magma donde ocurre la nucleación de burbujas, y por ende el suministro de gases sufren la duplicación del período.

#### 4.5.1.4. Oscilaciones termoacústicas

Alternativamente a los modelos anteriores que se basan en algún tipo de flujo como el mecanismo de excitación del tremor armónico, Busse *et al.* (2005) proponen un modelo donde las oscilaciones ocurren en respuesta a una desestabilización térmica de un fluido dentro de una cavidad debido a la presencia de una fuente cercana de calor (e.g. cuerpo de magma). Estos autores, basados en el modelo de dispositivos termoacústicos de Karpov y Prosperetti (2002), proponen que la atenuación de los picos espectrales impares podría estar relacionada a una constricción en el medio de la cavidad. Esto coincide con el modelo aquí propuesto de dos conductos acoplados.

#### 4.5.2. Modelo interpretativo del PPEMAT y los eventos LP-TA

El aumento del flujo de  $SO_2$  en los meses previos a la erupción de enero de 2010 indican la presencia de un cuerpo magma relativamente cercano a la superficie (Conde *et al.*, 2014). Por otro lado, se considera que esta erupción fue del tipo freatomagmática, con expulsión de material magmático 5 - 6 % (1 - 2  $\Phi$ ) de ceniza fresca y 1 - 2 % (3,5  $\Phi$ ) de vidrio juvenil (Alvarado *et al.*, 2016). Esto podría indicar que a pesar de que existe el ascenso de una columna de magma, esta no alcanza los completamente niveles superficiales, sino que interactúa con el sistema hidrotermal por medio del ascenso de gases entre fracturas. Durante esta interacción se puede producir la precipitación de minerales a partir de los gases magmáticos en el sistema hidrotermal (Stix y de Moor, 2018). Este sello interrumpe la circulación de fluidos, generando el marcado descenso en la amplitud del tremor (Figura 4.13).



**Figura 4.13:** Modelo interpretativo del proceso que genera la menor amplitud de tremor y los eventos LP-TA. Se incluye la escala vertical y horizontal únicamente en referencia al perfil topográfico, los demás rasgos no tienen escala conocida.

El aumento de eventos detectados automáticamente por el algoritmo STA/LTA durante el PPEMAT podría deberse a la disminución de la amplitud del tremor que hace que disminuya la amplitud en la ventana larga (LTA) y por tanto disminuya el umbral de detección. En este caso el aumento de los eventos sería aparente. Sin embargo, un aumento de la sismicidad discreta no puede ser descartado.

En este contexto ocurre un alto número de eventos tipo LP-TA. Los análisis aquí realizados, aunque son valiosos en cuanto logran reflejar cambios temporales, no permiten constreñir el modelo de la fuente con certeza, ya que no se llevó a cabo ningún tipo de modelización experimental o numérica. Por otro lado, lastimosamente no es posible obtener una localización de la fuente de estos eventos, debido a que se cuenta únicamente con los datos de la componente vertical de una estación. Por lo tanto, para establecer una hipótesis que explique el proceso que genera estas señales debemos basarnos, además de las observaciones realizadas, en el contexto volcánico y las observaciones en otros volcanes.

Por ejemplo, este tipo de eventos fue observado en el volcán Arenal acompañando algunas explosiones (Benoit y McNutt, 1997; Lesage *et al.*, 2006). En el caso de ese volcán, Almendros *et al.* (2014), a partir de un análisis por medio de técnicas de descomposición del campo de ondas, concluyen



que los eventos LP son una consecuencia de grandes desgasificaciones súbitas cuando se supera la presión dentro de un tapón de magma subsólido generando un sismo de explosión. Mientras que el tremor armónico se genera por una combinación de la oscilación y resonancia de los conductos que se localizan en una parte muy somera del cráter.

Por otro lado, las explosiones de la secuencia del 5 de enero de 2010 en el Turrialba muestran una señal con una composición similar: un LP inicial y un tremor, en algunas ocasiones armónico (Figura 4.7 y Figura 4.8). Estas observaciones indican que el origen de la fase LP de los LP-TA podría estar también relacionada a una explosión interna, es decir, una rápida liberación de energía e incremento del volumen sin una manifestación en superficie. Esta podría ocurrir por debajo de un tapón de magma subsólido como en el caso de Arenal (Almendros *et al.*, 2014). Sin embargo, en ese caso las explosiones fueron netamente del tipo magmático, mientras que la erupción de 2010 del Turrialba fue freática con una componente menor magmática, por lo que resulta más plausible que estas explosiones ocurran en el sistema hidrotermal al superarse la resistencia de la roca debido a la acumulación de gases.

Posterior a la explosión, se establece el flujo de los gases liberados a través de un conducto lo cual establece la resonancia del tremor armónico (Figura 4.13). En algunos casos se observan dos sistemas de frecuencias armónicas independientes, lo cual se podría interpretar como la multiplicidad de conductos sujetos a la vibración. Con cada explosión (LP) se va abriendo el conducto cada vez un poco más. La extensión progresiva es consistente con la disminución de la  $f_1$  del TA en el tiempo (Figura 4.3D). Mientras que la variabilidad en el tiempo a corto plazo de  $f_1$  podría estar relacionada con diferencias en la presión y velocidad del flujo.

La disminución de la duración del evento LP de los LP-TA podría indicar que la liberación de los gases cada vez de manera más rápida. Mientras que el aumento de la amplitud del tremor armónico de los LP-TA podría indicar el aumento de presión en el sistema.

Los mínimos sísmicos M1, M2 y M3 podrían reflejar momentos de bloqueo máximo. En particular, luego del M3 se observan cambios en los eventos LP-TA relacionados al aumento de la presión, como por ejemplo el aumento del número de armónicos o la duplicación del período luego de M3 (Figura 4.3). Además, durante el M3 se observó un enjambre de sismos VT proximales los cuales evidencian los procesos de fractura tectónica, debidos de igual manera por el esfuerzo provocado por la presión acumulada en el sistema.

Además, la relación inversa observada entre los eventos tipo LP-TA y TA se puede explicar por estas condiciones de presión en el sistema. Ambos tipos de tremor armónico comparten una misma fuente, sin embargo, cuando la presión en el sistema es muy alta, se requiere de una despresurización súbita (explosión interna, el evento LP) que permita la circulación del flujo y por tanto la generación de la resonancia. Una vez que la presión se ha ido liberando hacia el final del período, vuelve a ocurrir un mayor número de eventos TA (Figura 4.5).

Finalmente, la erupción ocurre cuando el avance de la apertura del conducto mediante este proceso alcanza la superficie. De hecho, algunas de las explosiones de la secuencia del 4 de enero muestran una cola bastante tonal e incluso armónica (Figura 4.7), lo cual podría indicar que continúa el mismo proceso de explosión y apertura de conductos (LP) seguido de una circulación de fluidos (TA).

## 4.6. Conclusiones

En general, el período pre-eruptivo de diciembre de 2009 a principios de enero de 2010 se caracteriza por la marcada disminución en la amplitud general del tremor volcánico, el aumento de disparos STA/LTA y un alto número de eventos LP-TA. Se resalta la utilidad de los análisis realizados para fines de vigilancia volcánica. A mediano plazo, los análisis de la señal sísmica continuo revelaron cambios que ocurrieron unas dos semanas antes de la erupción (disminución de la amplitud de tremor de fondo y aumento de la sismicidad discreta).

A corto plazo, el análisis de las características de los eventos también reflejan cambios interesantes (duración, amplitud y frecuencia) a lo largo del período estudiado, pero sobre todo hacia el final del período. Los cambios más drásticos en las características de los LP-TA ocurrieron unas 24 horas antes de la erupción. Por lo que se demostró el carácter precursor de esta señal, así como la utilidad de su

análisis en detalle, por lo menos durante este período.

A partir de las observaciones realizadas se interpreta que ocurrió un sello en el sistema hidrotermal y por tanto un bloqueo a la circulación, lo cual genera las condiciones para la generación de explosiones internas que liberan un flujo de gases a alta presión y que poco a poco abren los conductos hasta la superficie.

A pesar de que se carece una formulación matemática, el modelo de vibraciones inducidas por un flujo de gas para la generación de tremor armónico es el preferido según lo observado y contexto volcánico. De hecho, en esta investigación se presenta por primera vez un ejemplo de duplicación del período en un segmento de tremor volcánico, lo cual se ha observado en modelos experimentales (Rust *et al.*, 2008) (P. Lesage, comunicación personal, 2020).

## Capítulo 5

# Período pre-eruptivo de 2013

5.1. Panorama general . . . . .	61
5.2. Caracterización de las clases de eventos . . . . .	63
5.2.1. Secuencia de tremores cortos (STC) . . . . .	63
5.2.2. Eventos de largo período con tremor no armónico (LP-T) . . . . .	63
5.2.3. Eventos de largo período con tremor armónico (LP-TA) . . . . .	65
5.2.4. Comparación de los LP-T y los LP-TA . . . . .	67
5.2.5. Eventos tipo tornillo . . . . .	67
5.2.6. Enjambre de eventos pVT . . . . .	68
5.3. Discusión . . . . .	68
5.4. Conclusiones . . . . .	70

### 5.1. Panorama general

Para efectos de descripción general, el período entre enero y junio de 2013 se dividió en 3 etapas, con base en las variaciones observadas en los análisis de la señal sísmica en continuo (Figura 5.1). El PPEMAT en cuestión corresponde a la etapa 2.

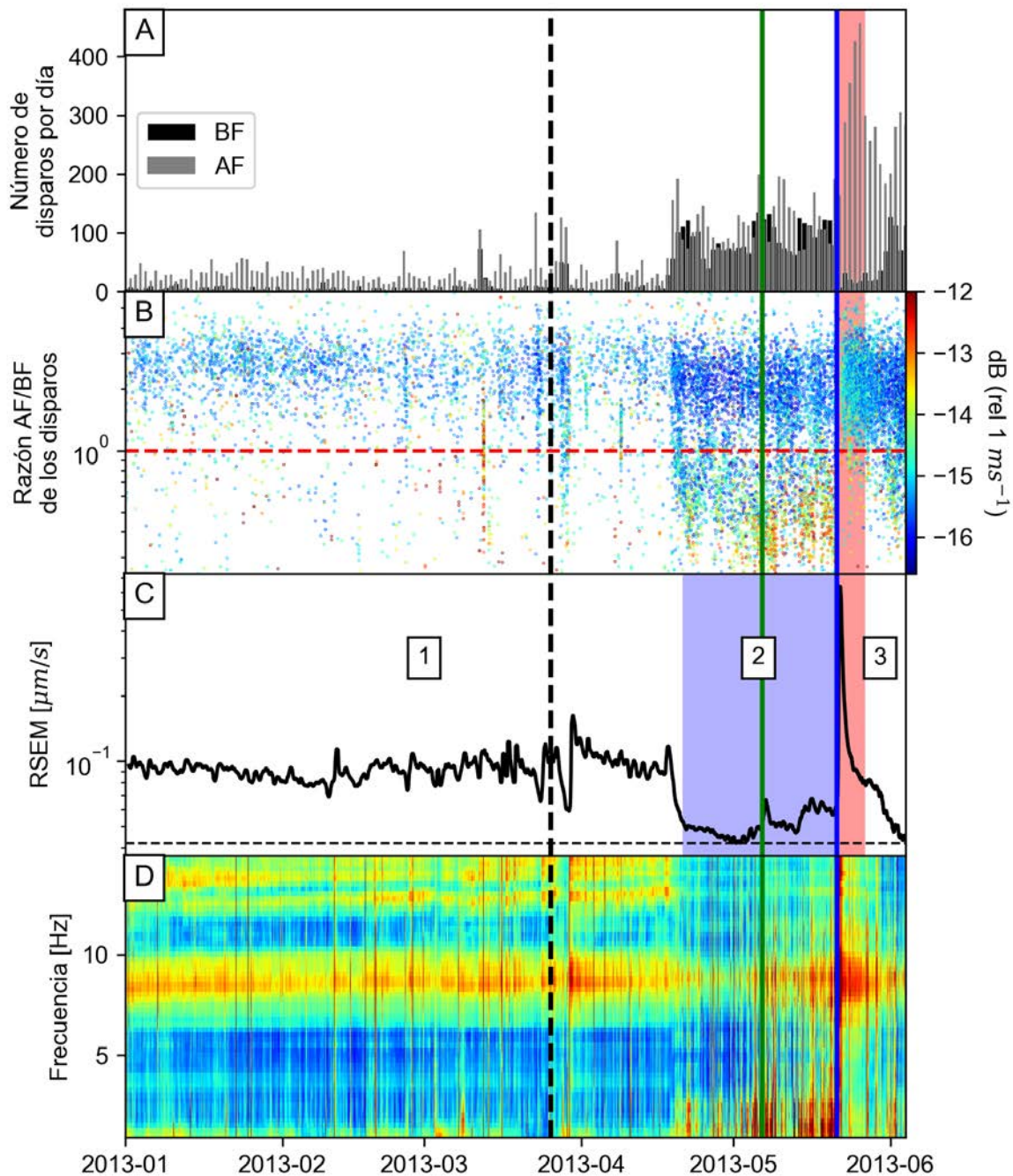
En la etapa 1 (enero a finales de abril), se observan niveles constantes, tanto en la curva RSEM como en el número de eventos detectados. La energía del tremor se concentra mayoritariamente entre 8 y 10 Hz y en menor medida alrededor de los 15 Hz. (Figura 5.1D). La mayoría de los eventos detectados son AF. Algunas fluctuaciones en estas medidas en el mes de marzo coinciden con una secuencia rítmica de eventos LP (*drumbeats*).

La etapa 2 (PPEMAT) inicia el 19 de abril y se acompaña de un incremento drástico en el número de eventos, tanto de AF como de BF, siendo estos últimos de mayor amplitud <sup>1</sup> (Figura 5.1A). El día 6 de mayo ocurrió una secuencia de tremores cortos (STC). A partir de ese momento aumentó la amplitud de los eventos y del RSEM. Luego de la STC la curva RSEM muestra dos “escalones”. Ambos aumentos se relacionan con la reaparición de la energía en la banda de 8 Hz, pero sobre todo en una nueva banda de baja frecuencia entre los 1 y 3 Hz. Al final de esta etapa ocurre un enjambre de eventos pVT.

La etapa 3 inicia con la erupción el día 21 de mayo. En esta etapa decaen los disparos de BF y aumentan los de AF que alcanzan niveles máximos (hasta más de 400 por día). Además, la amplitud del RSEM aumenta súbitamente y luego de la erupción decae a valores mínimos. La energía del tremor asociado con la erupción ocupa un amplio espectro inicialmente y luego se concentra en la banda de 8 Hz.

---

<sup>1</sup>El aumento de eventos detectados automáticamente por el algoritmo STA/LTA durante el PPEMAT podría deberse a la disminución de la amplitud del tremor que hace que disminuya la amplitud en la ventana larga (LTA) y por tanto disminuya el umbral de detección. Sin embargo no se descarta que el aumento sea real.

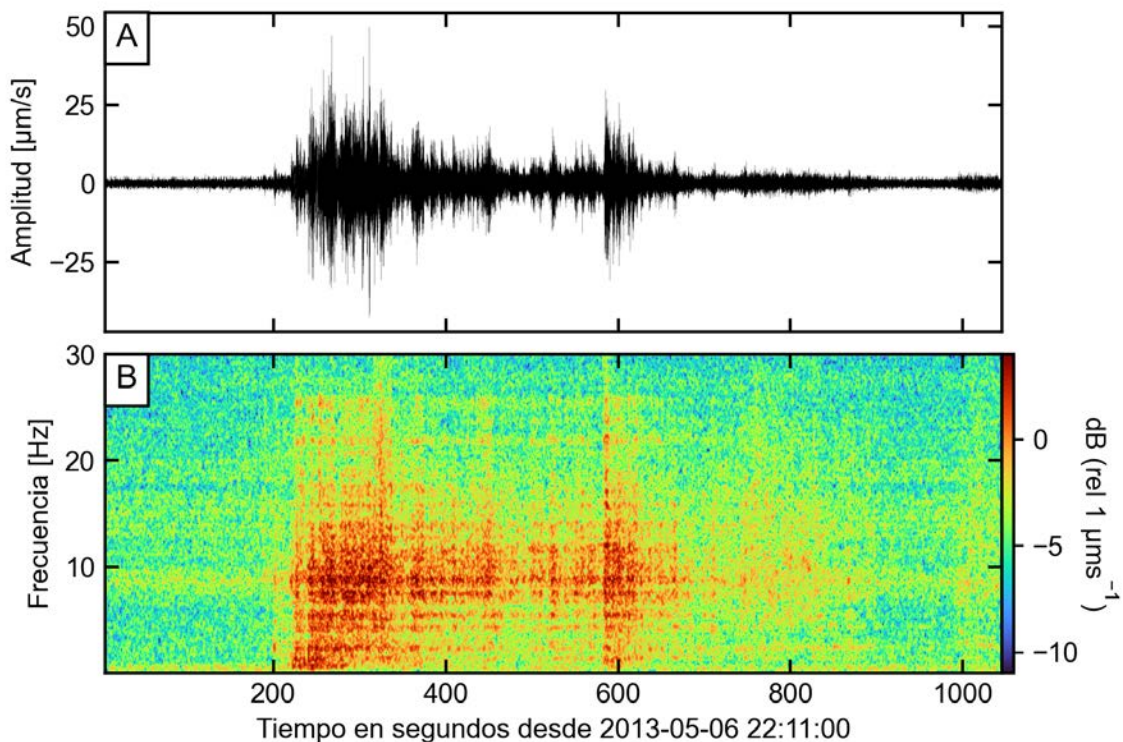


**Figura 5.1:** Análisis general de la señal sísmica en la componente vertical de la estación CVTR, entre enero y junio de 2013. A) Histograma de número de disparos del algoritmo STA/LTA, eventos de alta frecuencia (AF) y baja frecuencia (BF) por día; B) Amplitud y razón de altas y bajas frecuencias de las señales asociadas al disparo; C) Curva RSEM utilizando un suavizado de mediana para una ventana de 16 h; D) SSAM. Las líneas verticales negra, verde y azul representan una secuencia de eventos tipo *drumbeats*, la secuencia de tremores cortos (STC) y un enjambre de sismos pVT, respectivamente. Las bandas verticales azul y roja representan el PPEMAT y la erupción, respectivamente.

## 5.2. Caracterización de las clases de eventos

### 5.2.1. Secuencia de tremores cortos (STC)

Entre las 17:00 del día 6 y las 05:00 del día 7 de mayo (UTC) se registraron unos 30 segmentos de tremor corto de amplio espectro con frecuencias dominantes entre 8 y 12 Hz y de entre 2 y 20 minutos de duración (Figura 5.2). Se destaca que la banda espectral en este tremor es muy similar a la banda dominante observada en el SSAM previo al PPEMAT, con un pico entre 8 y 10 Hz. Esta clase de tremor se observó únicamente en ese momento, por ello, en adelante se indica esta secuencia con una línea vertical verde en las representaciones de series temporales. Además, nos referimos a esta secuencia de tremores cortos como STC.



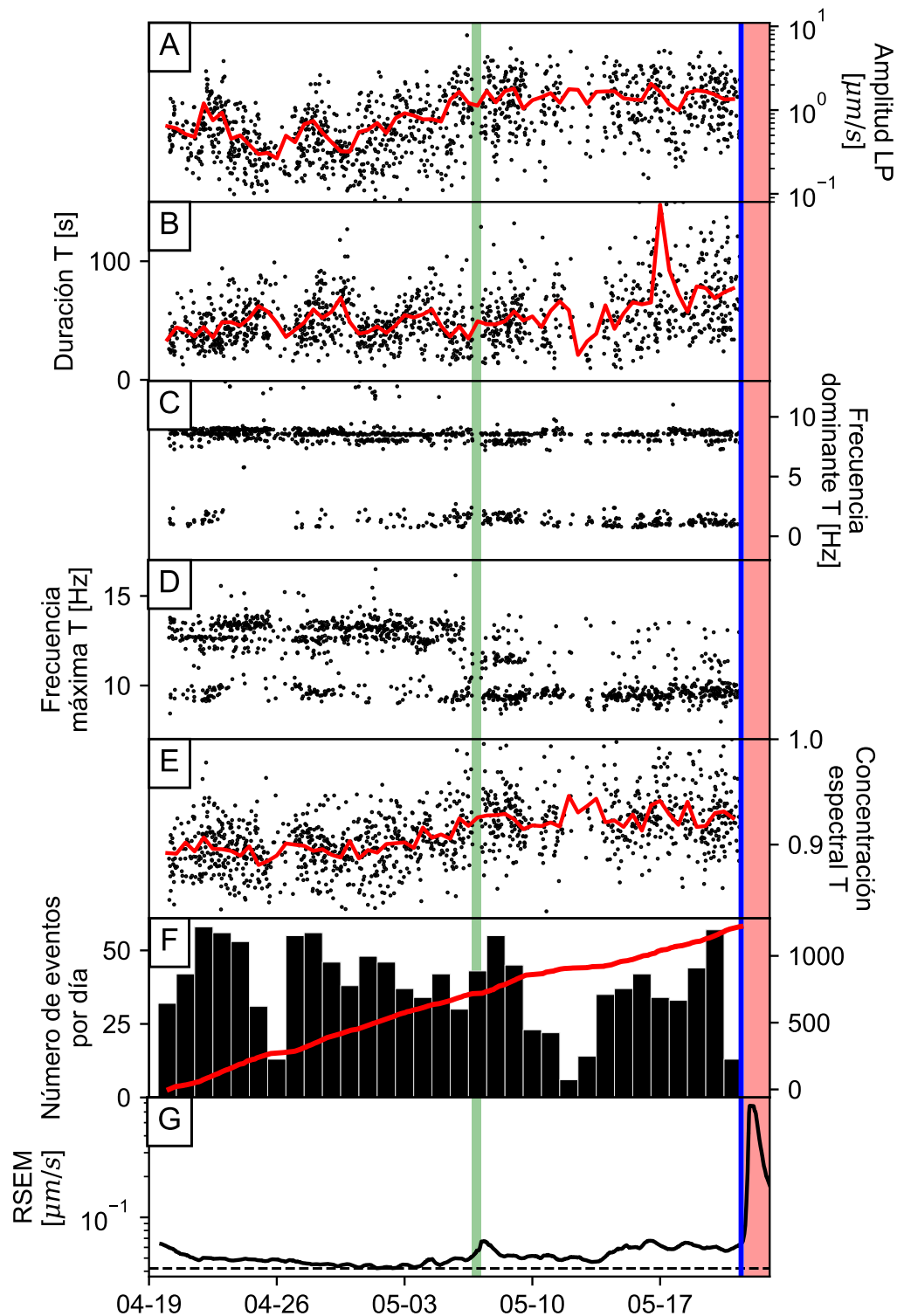
**Figura 5.2:** Segmento de tremor de alta frecuencia ocurrido el 6 de mayo de 2013, registrado en la componente vertical de la estación CVTR. A) Forma de onda; B) Espectrograma de frecuencias calculado utilizando una ventana de 5,12 s.

### 5.2.2. Eventos de largo período con tremor no armónico (LP-T)

Durante este PPEMAT se identificó un total de 1221 eventos LP-T. La fase LP, tiene una duración promedio de 20 s, amplitudes de alrededor de  $0,7 \mu\text{m/s}$  y frecuencias dominantes de alrededor de 1,2 Hz. La fase T muestra duraciones de alrededor de 50 s, amplitudes alrededor de los  $0,2 \mu\text{m/s}$  y dos frecuencias dominantes: 8,5 Hz y 1,5 Hz <sup>2</sup>.

Se analizó el comportamiento temporal de las características extraídas y se discute aquí únicamente aquellas que muestran una variación apreciable (Figura 5.3). En general, el número de eventos diarios es mayor a 25, pero fluctúa entre 5 y 50 eventos diarios. La amplitud del LP se mantiene por debajo de  $1 \mu\text{m/s}$  previo a la STC, luego aumenta y se mantiene constante por encima de ese nivel.

<sup>2</sup>El resumen estadístico y el histograma para cada característica pueden ser consultados en la Figura 6 en la sección de Anexos



**Figura 5.3:** Evolución temporal de las características de los eventos LP-T. La línea de tendencia en A), B) y E) fue obtenida calculando la media móvil en una ventana de 12 h. La curva del RSEM en G) fue suavizada utilizando la mediana en una ventana móvil de 16 h. La banda verde vertical indica la STC y la línea azul el enjambre de sismos VT proximales.

Con respecto a la fase de T, la duración es constante alrededor de los 40 s entre el 19 de abril y 13 de mayo. Luego de esto se observa un aumento general, pero también una mayor dispersión en los datos (Figura 5.3B). La frecuencia dominante presenta dos tendencias estables alrededor de 8 Hz y 1,5 Hz (Figura 5.3C). La frecuencia más alta predomina previo a la STC, luego de lo cual toma relevancia la más baja. La frecuencia máxima presenta un comportamiento similar: previo a la STC se concentra principalmente alrededor de los 14 Hz, tras lo cual disminuye a valores alrededor 9 Hz (Figura 5.3D). La concentración espectral aumenta luego de la STC (Figura 5.3E).

En general, se observa que la STC marca un cambio en las características de los LP-T. Además, esto se asocia al aumento del nivel del RSEM que ocurre de la STC (Figura 5.3G).

### 5.2.3. Eventos de largo período con tremor armónico (LP-TA)

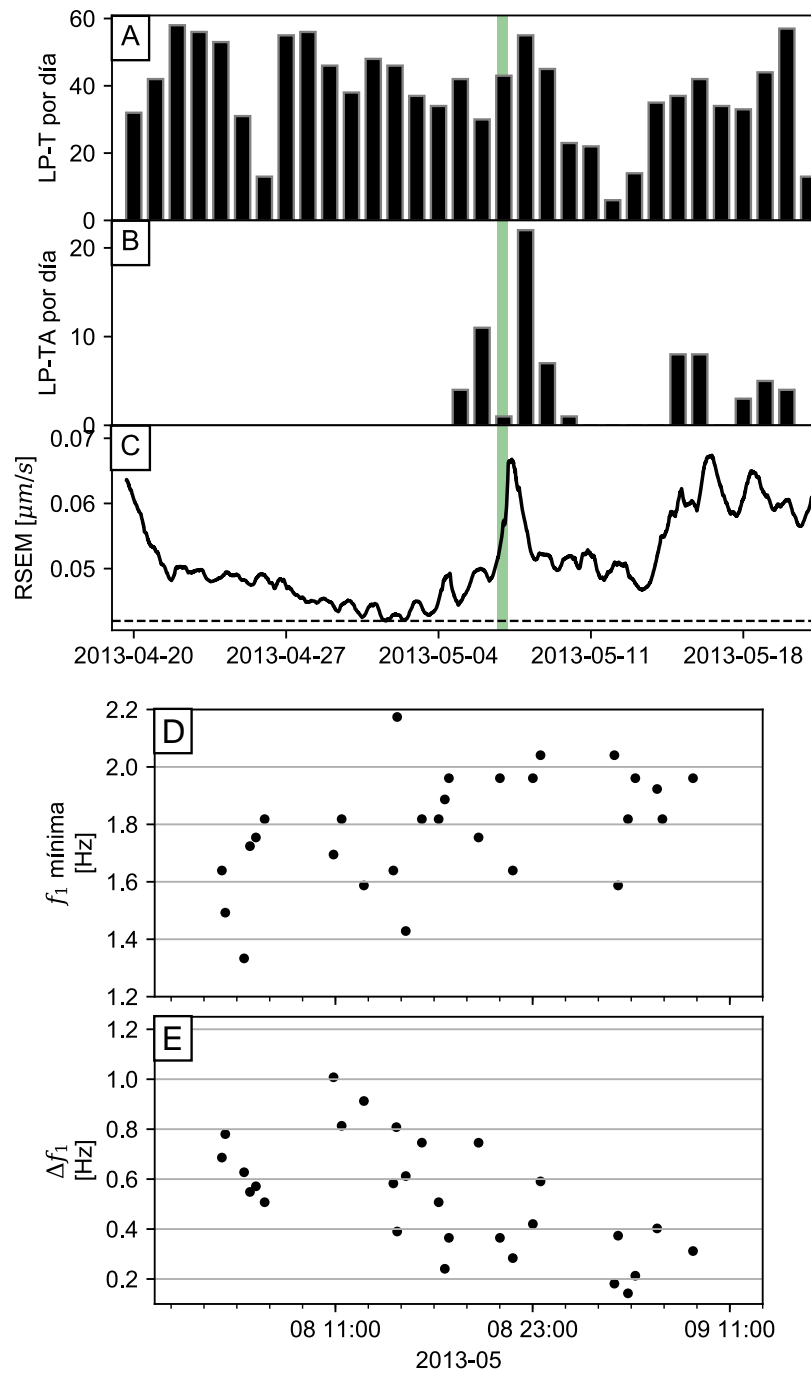
Durante este período ocurrieron de 75 eventos LP-TA. La fase LP presenta duraciones de alrededor de 15 s, amplitudes RMS de  $1,4 \mu\text{m/s}$  y frecuencias dominantes de 1,3 Hz. Por otro lado, el TA presenta duraciones de alrededor de 43 s, amplitudes RMS de  $0,3 \mu\text{m/s}$ , y frecuencias fundamentales que varían entre 1 Hz y 3 Hz, con deslizamientos menores a 0,4 Hz. El número de sobretonos oscila entre 1 y 9, siendo el más común de 5<sup>3</sup>.

Estos eventos se presentan únicamente en la segunda mitad del período (Figura 5.4B). Además, se resalta que los momentos de mayor número de LP-TA corresponden con los aumentos en la amplitud general del tremor.

En general, no se observaron variaciones temporales significativas en las características medidas de los LP-TA. Sin embargo, entre los días 8 y 9 de mayo, cuando ocurre el mayor número de eventos, se observó un ligero aumento de la frecuencia fundamental del TA, lo cual se refleja en una disminución del deslizamiento de las frecuencias (Figura 5.4D y E).

---

<sup>3</sup>El resumen estadístico y el histograma para cada característica pueden ser consultados en la Figura 7 en la sección de Anexos

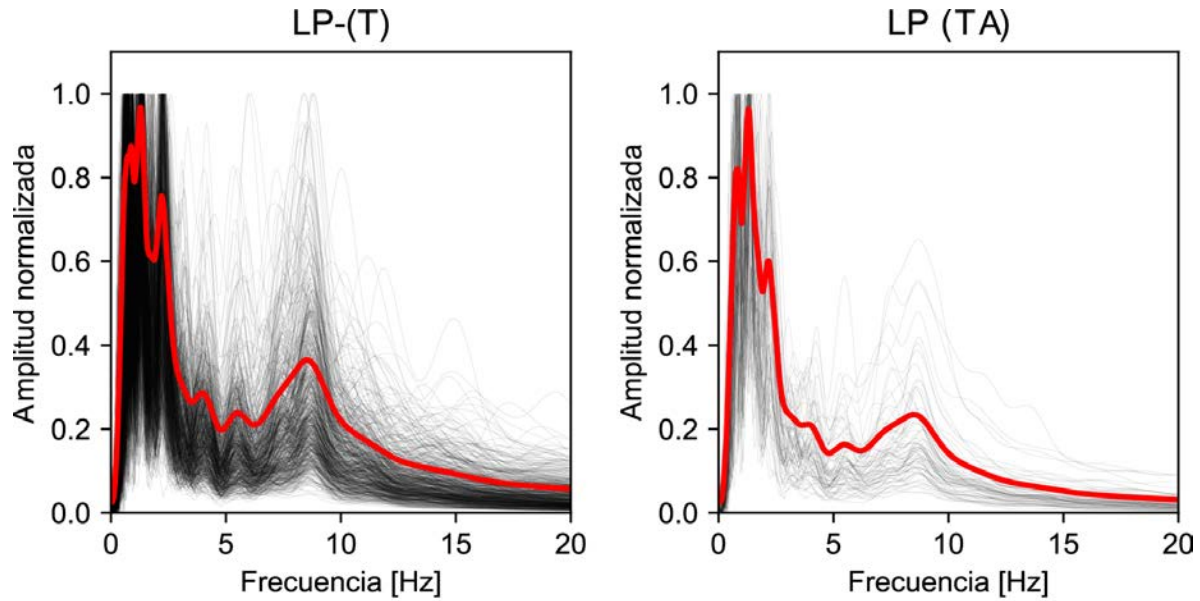


**Figura 5.4:** Comparación de la ocurrencia de eventos LP-T y LP-TA (abril a mayo de 2013) y frecuencia fundamental de los LP-TA entre los días 8 y 9 de mayo de 2013. A) Número diario de eventos LP-T; B) Número diario de eventos LP-TA; C) RSEM suavizado utilizando el valor de mediana en una ventana móvil de 16 horas. En A), B) y C) la barra vertical verde representa la STC y La línea vertical azul representa el enjambre pVT. D) Frecuencia fundamental mínima; E) Cambio máximo en la frecuencia fundamental.



### 5.2.4. Comparación de los LP-T y los LP-TA

En general, las familias de eventos tipo LP-TA y LP-T son muy semejantes y se diferencian únicamente en la configuración espectral de sus respectivas fases de tremor (armónico o no armónico). Los espectros de ambos eventos LP son semejantes, donde la energía se concentra principalmente alrededor de 1,5 Hz, y secundariamente alrededor 8 Hz (Figura 5.5). De igual manera, la duración del LP es muy similar en ambas familias, alrededor de 20 s. En promedio, la amplitud es mayor en los LP-TA en ambas fases (Figura 6 y Figura 7 en Anexos).



**Figura 5.5:** Comparación de los espectros de la fase LP de los eventos LP-T y LP-TA de abril a mayo de 2013. En negro los espectros para cada evento y en rojo el espectro promedio. La amplitud de cada espectro fue normalizada con el fin de comparar las frecuencias. Los espectros fueron suavizados usando el método de Konno y Ohmachi (1998)

### 5.2.5. Eventos tipo tornillo

En este período se observaron únicamente cuatro eventos tipo tornillo. El cuadro 5.1 indica los valores de duración, frecuencia dominante y número de tonos para cada uno de los tornillos identificados. Todos los eventos presentan frecuencias fundamentales altas, entre 8 y 11 Hz. Se resalta que ocurrieron dos eventos el día 20 de mayo, justo un día antes de la erupción.

**Cuadro 5.1:** Características de los eventos tipo tornillo del PPEMAT de 2013

Fecha y hora (UTC)	Duración [s]	Frecuencia dominante [Hz]	Número de tonos
2013-04-23 08:51:48	31	9.5	3
2013-05-15 06:55:51	13	10.8	1
2013-05-20 09:39:01	6	9.9	3
2013-05-20 09:40:06	13	8.6	4

### 5.2.6. Enjambre de eventos pVT

El día 21 de mayo, se registró un enjambre de eventos VT, alrededor de dos horas antes del inicio de la erupción que ocurre a las 14:30 (hora UTC). Se observaron por lo menos 120 eventos entre las 10:12 y las 12:41. Estos eventos presentan tiempos S-P de alrededor de 0,4 s, lo cual indica una fuente somera y cercana a la zona de los cráteres <sup>4</sup>. Algunos eventos del enjambre presentan una segunda fase de baja frecuencia alrededor de 1,4 Hz. Posteriormente, la señal continúa con una coda larga de un amplio espectro entre 1 y 12 Hz. Por esa razón, este tipo de eventos es llamado en la literatura como del tipo *híbrido* (Harrington y Brodsky, 2007).

A partir del catálogo construido manualmente se agruparon los eventos según la correlación de la forma de onda, utilizando el programa REDPy (Hotovec-Ellis y Jeffries, 2016). De los 120 eventos identificados, 23 (~20 %) fueron agrupados en 5 familias. Las familias más numerosas presentan 9 y 7 eventos respectivamente (Figuras 8 y 9 en la sección de Anexos).

## 5.3. Discusión

Previo al PPEMAT, se observó una secuencia rítmica de eventos LP (*drumbeats*) que no se analizaron en detalle pero se ponen en el contexto general. Este tipo de eventos, podría estar asociado al ascenso pausado de una columna de magma (Kendrick *et al.*, 2014; Bell *et al.*, 2017) o; alternativamente, a un un flujo de gas intermitente a través de una válvula de corta vida en el margen del magma (Lesage *et al.*, 2018). En este caso el ascenso del magma estaría generando una mayor desgasificación y aplicando mayores esfuerzos en la roca circundante (Figura 5.6), lo cual es consistente con las observaciones de una mayor amplitud de tremor y un mayor número de eventos discretos en relación al episodio de *drumbeats*.

Las altas frecuencias del tremor previo al PPEMAT se podrían relacionar con la actividad fumarólica, como ha sido observado en el volcán Campi Flegrei, que comparte con el Turrialba una importante actividad hidrotermal y fumarólica. En ese caso la amplitud del tremor (RSAM) con frecuencia dominante de 10 Hz presentó una alta correlación con las mediciones en una fumarola (CO/CO<sub>2</sub>, presión, temperatura, etc.) (Chiodini *et al.*, 2017)

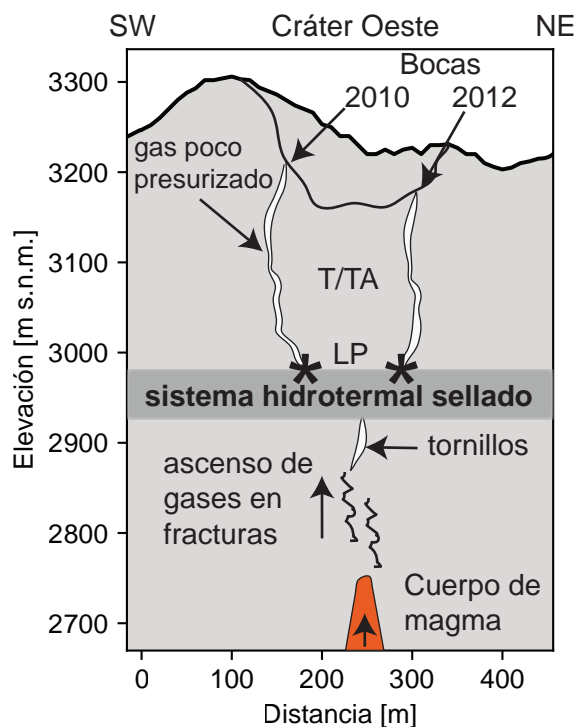
La disminución de la amplitud del tremor se interpreta, como en 2009, como un bloqueo a la circulación de gases debido a la formación de un sello en el sistema hidrotermal (de Moor *et al.*, 2016, 2019; Stix y de Moor, 2018). Ese descenso de la amplitud de tremor es acompañado por un marcado aumento del número de disparos del algoritmo STA/LTA (Figura 5.1A). Esta *discretización* de la señal podría estar relacionada con movimientos más súbitos o violentos de los fluidos en los conductos debido a la presurización del sistema.

La detección de eventos tipo tornillo de alta frecuencia (>8 Hz) indica la formación incipiente de cavidades cerradas que pueden hospedar la oscilación de fluidos a alta presión (Konstantinou, 2015; Fazio *et al.*, 2019) posiblemente por debajo del sello en el sistema hidrotermal (Figura 5.6).

En este contexto se generan los eventos LP-TA y se propone un mecanismo fuente similar al que se propuso para el PPEMAT de 2009. Sin embargo, en este caso, son más importantes en número los eventos LP-T, cuya fase LP es muy similar a la de los LP-TA. A partir de la comparación de las características de estas dos familias se sugiere que estos dos eventos podrían compartir una misma fuente pero en condiciones distintas. La coincidencia del aumento del RSEM y de la ocurrencia de LP-TA, y las mayores amplitudes de los LP-TA con respecto a las de los LP-T podrían indicar que existe un aumento en la presión y/o en la velocidad del flujo que genera la fase de tremor, alcanzando la presión crítica necesaria para generar la señal armónica (Rust *et al.*, 2008). Además, el descenso de la banda de frecuencias de la fase de tremor del LP-T y el aumento de su concentración espectral podría indicar también esa transición de no armónico a armónico cuando la presión en el sistema aumenta.

Alternativamente al modelo de resonancia armónica impuesta por un flujo, esta podría deberse a la repetición periódica de un pulso de presión (efecto de peine de Dirac), como ya ha sido propuesto para explicar el tremor armónico en otros volcanes (Schlindwein *et al.*, 1995; Lesage *et al.*, 2006; Hotovec *et al.*, 2013). De hecho, algunos eventos LP-T se caracterizan por una fase de tremor espasmódico

<sup>4</sup>Una localización en red de estos eventos es impracticable debido a la baja amplitud de los eventos y baja densidad de estaciones



**Figura 5.6:** Modelo interpretativo del proceso que genera la menor amplitud de tremor, los eventos LP-T, LP-TA y tipo tornillo. Se incluye la escala vertical y horizontal únicamente en referencia al perfil topográfico, los demás rasgos no tienen escala conocida.

o pulsátil. Entonces, cuando los pulsos en la fase de tremor se repiten con de manera periódica se establece la resonancia armónica.

En cualquiera de las dos interpretaciones, se requiere un aumento de la presión para poder generar la transición de tremor no armónico a armónico. El hecho que en este período predominen los eventos LP-T sobre los LP-TA y que el descenso general de la amplitud sísmica (RSEM) no es tan drástico como en los otros PPEMAT (2010 y 2016), podría indicar que en este caso el sello no es tan efectivo para hacer que aumente la presión de manera que se establezca la resonancia armónica.

La STC marca un cambio en varias de las características medidas: el aumento escalonado de la amplitud sísmica RSEM correspondiente un incremento de la energía en baja frecuencia (1-5 Hz); el cambio en algunas característica de los LP-T (el aumento de la amplitud, la disminución de la banda de frecuencias y el aumento concentración espectral); y, por último, la ocurrencia de LP-TA. Además se observa un aumento en la frecuencia fundamental del TA en los 3 días después de la STC, lo cual, podría reflejar aumentos de presión y velocidad de flujo (Rust *et al.*, 2008) o de la temperatura (Busse *et al.*, 2005).

La banda espectral de la STC es muy similar a la observada en el SSAM antes del PPEMAT. Esto podría significar, que ante un aumento de la presión en el sistema, se abre momentáneamente el sello permitiendo la circulación de fluidos. Luego de esto, se da el aumento gradual y escalonado de la amplitud tremor (RSEM), lo cual también podría relacionarse a un sello poco desarrollado, el cual no se rompe abruptamente sino gradualmente.

Finalmente, el día 21 de mayo se registra una familia de eventos pVT, justo unas horas antes de que ocurra la erupción. La descripción de estos eventos sugiere que corresponden tipo denominado "híbrido" y que podría haber una circulación de fluidos luego de la fractura frágil (Wassermann, 2002; Neuberg *et al.*, 2006). Sin embargo, la coda de baja frecuencia también podría deberse al atrapamiento de las ondas en las capas superficiales (Kedar *et al.*, 1996). En todo caso, el momento de ocurrencia de este enjambre podría significar que se trata de la ruptura del sello que evitaba la circulación de

fluidos. La poca agrupación de las formas de onda observada podría indicar el deslizamiento a lo largo de varias fracturas a profundidades someras.

## 5.4. Conclusiones

La clase de eventos más importante en este PPEMAT es la LP-T. La variaciones de estos eventos, en relación al episodio de tremor que ocurre el día 6 de mayo, indican cambios en el sistema que podrían relacionarse a la preparación final de la erupción.

Por su parte, los eventos LP-TA también fueron observados, pero en menor medida y únicamente en la segunda mitad del período. Esto sugiere su carácter precursor a un mediano plazo entre días a semanas. La semejanza entre estas dos familias de eventos sugiere que se trata de un mismo proceso en diferentes condiciones de presión.

El mayor número de eventos LP-T sobre los LP-TA, el carácter menos marcado de la disminución de la amplitud sísmica y el aumento gradual de esta previo a la erupción sugieren que en este PPEMAT, la formación de un sello no fue tan profusa como en el caso de 2010.

Este PPEMAT termina con un enjambre de eventos VT proximales unas horas antes de la erupción, por lo que se resalta su carácter precursor inmediato a muy corto plazo (horas).

Finalmente, se interpreta, en concordancia con *Avard et al. (2013)*, que esta erupción es el resultado de una acumulación superficial de gases debido a un sello poco desarrollado en el sistema hidrotermal, lo cual provocó el aumento de presión por confinamiento hasta provocar la apertura de grietas hacia las bocas 2010 y 2012.

## Capítulo 6

# Período pre-eruptivo de marzo a abril de 2016

6.1. Panorama general . . . . .	71
6.2. Análisis de la actividad volcano-tectónica . . . . .	73
6.3. Caracterización de las clases de eventos sismo-volcánicos . . . . .	75
6.3.1. Eventos de <i>doble fase</i> (DF) . . . . .	75
6.3.2. Eventos tipo tornillo compuesto (TORC) . . . . .	77
6.3.3. Eventos de largo periodo con tremor armónico (LP-TA) . . . . .	88
6.4. Localización del tremor precursor y eruptivo . . . . .	89
6.5. Discusión . . . . .	92
6.5.1. Contexto general . . . . .	92
6.5.2. Familias de eventos . . . . .	92
6.5.3. Definición de etapas . . . . .	95
6.6. Conclusiones . . . . .	97

### 6.1. Panorama general

Para efectos de descripción general, el período entre enero y mayo de 2016 se dividió en 3 etapas, con base en las variaciones observadas en los análisis de la señal sísmica en continuo (Figura 6.1)<sup>1</sup>. El PPEMAT en cuestión corresponde a la etapa 2.

Previo al PPEMAT, la etapa 1 inicia con una secuencia de tres explosiones DF, tras lo cual se elevan los niveles del RSEM y de eventos BF, y disminuye el número de AF diario. En adelante el número de BF y AF tiende a disminuir con algunas fluctuaciones y el RSEM se mantiene constante. Esta etapa finaliza con una secuencia de tres explosiones DF.

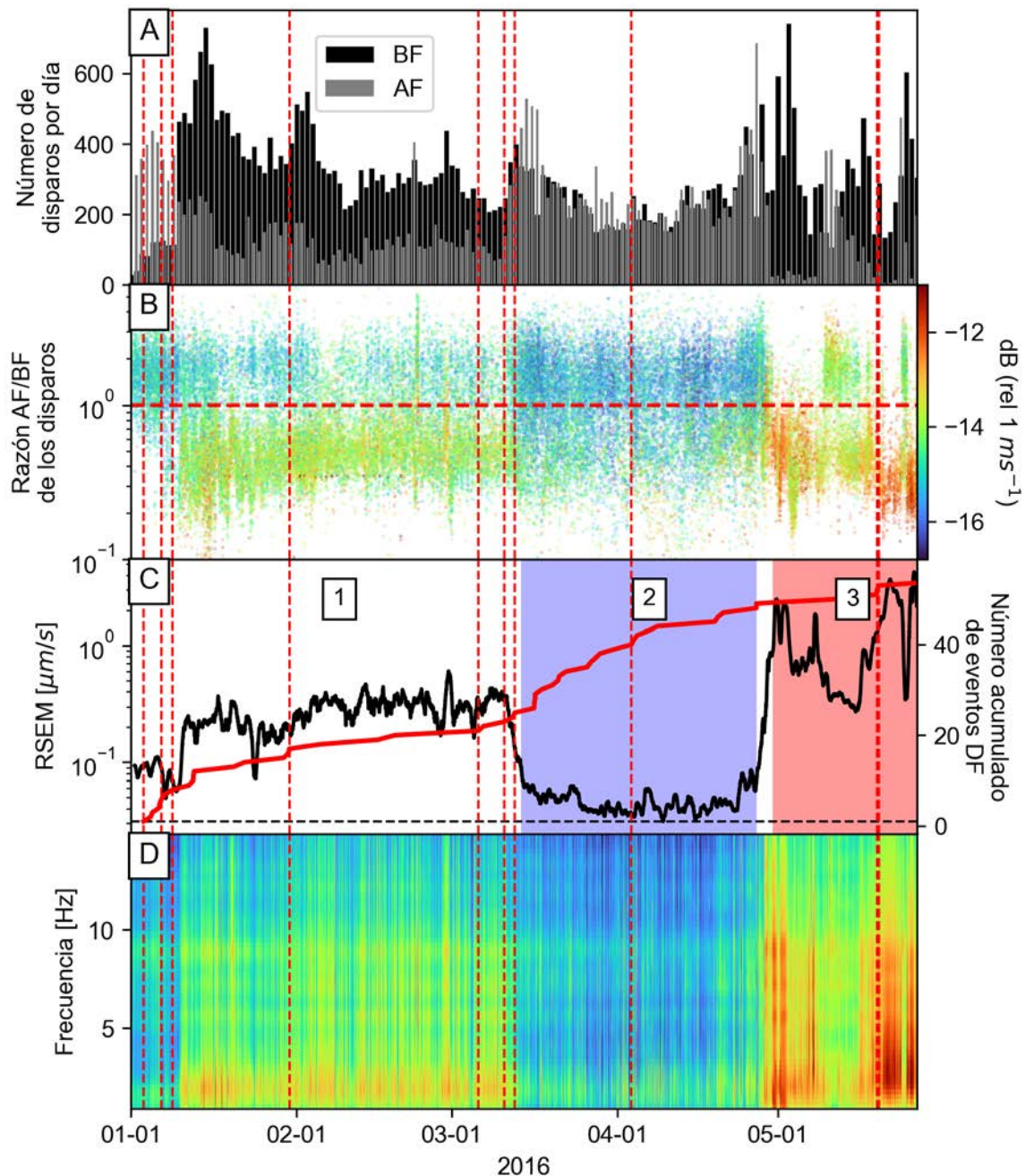
Durante el PPEMAT, aumenta la detección de AF. Ambos tipos de eventos BF y AF muestran un patrón simétrico de disminución y aumento. En esta etapa ocurre solo una explosión DF (3 de abril), sin embargo, el número de DF sin expresión superficial aumenta. Esta etapa finaliza con un aumento de la amplitud de tremor (RSEM).

La etapa 3 inicia con la erupción el 30 de abril. Se elevaron los niveles de tremor (RSEM) y del número de eventos BF, mientras que los AF disminuyen drásticamente.

Además, algunos cambios observados en estas características son coincidentes con algunas explosiones DF, en particular el aumento de eventos BF. El cuadro 4 en la sección de Anexos resume estas observaciones.

---

<sup>1</sup>En el cuadro 3 en la sección de Anexos se sintetizan los resultados más relevantes de cada característica para cada etapa.

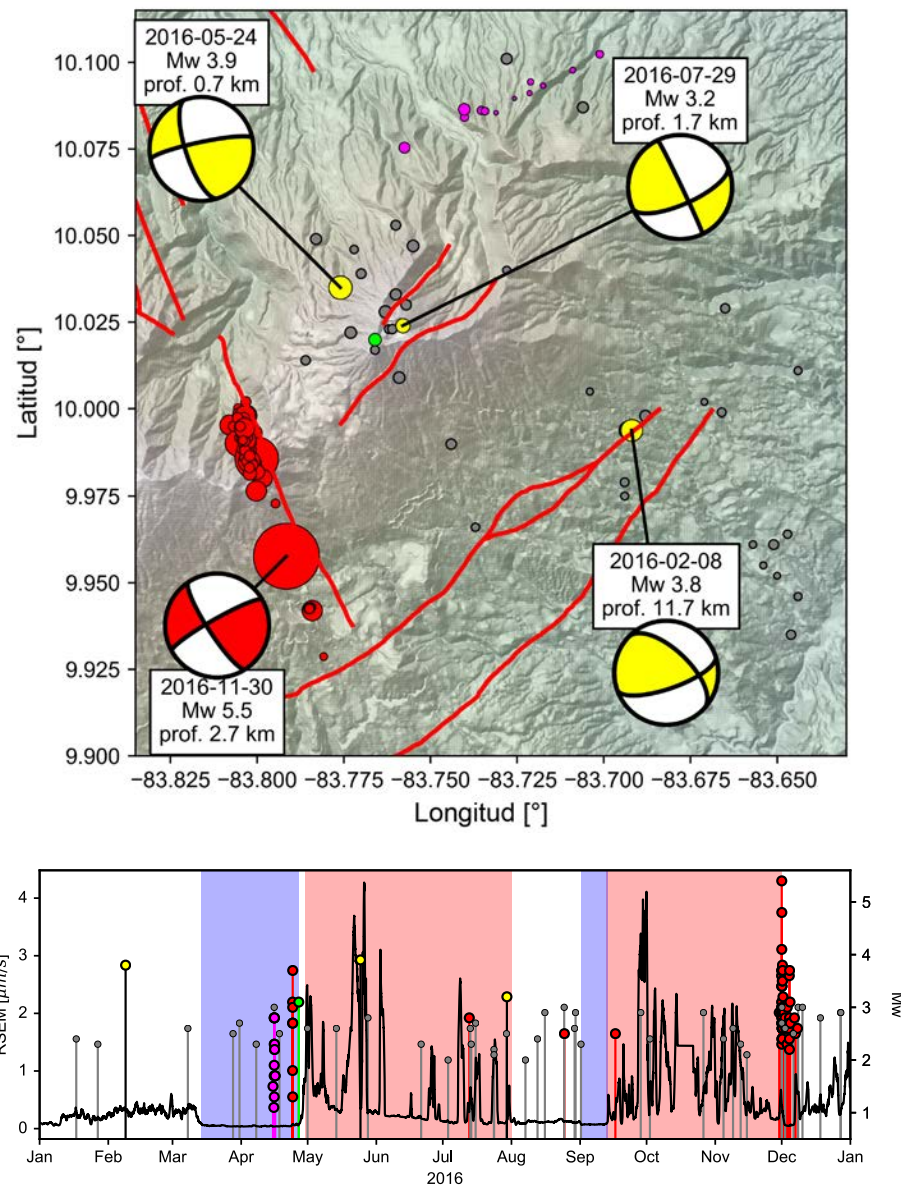


**Figura 6.1:** Vista general de la actividad sismo-volcánica a partir de la componente vertical de la estación CVTR de la RSN, entre el 1 de enero y el 27 de mayo de 2016. A) Histograma del número diario de disparos del algoritmo STA/LTA y su clasificación en eventos de alta frecuencia (AF) y baja frecuencia (BF); B) Amplitud y razón de AF/BF de las señales asociadas al disparo; C) Curva RSEM utilizando un suavizado de mediana para una ventana de 16 h y el número acumulado de los eventos de doble fase (DF). Las etiquetas indican tres etapas identificadas a partir del nivel de la curva RSEM; D) SSAM. Las bandas verticales azul y roja representan el PPEMAT y la erupción, respectivamente. Las líneas rojas verticales representan los eventos de doble fase para los cuales se confirmó que acompañaron una exhalación (Pacheco, 2018).

## 6.2. Análisis de la actividad volcano-tectónica

Hacia el final PPEMAT en cuestión se detectaron 3 enjambres de sismos volcano-tectónicos (Mora y Alvarado, 2016), en los días 15, 24 y 26 de abril, respectivamente. Para cada uno, la RSN localizó entre 1 y 6 eventos. Se completó el catálogo utilizando la rutina REDPy. El enjambre del 15 de abril localiza al norte del volcán y se considera como distal (Figura 6.2). El enjambre del 24 de abril, también distal, se localiza en la falla Liebres y es precursor al sismo (M 5,5) de Capellades que ocurrió meses después el 30 de noviembre (Linkimer *et al.*, 2018). Por último, el enjambre del 26 de abril es del tipo proximal, ya que se ubica en la cima a profundidades someras (<1 km). Mayores detalles sobre estos enjambres pueden ser consultados en Anexos en el cuadro 5 y en la Figura 10 que muestra el agrupamiento de las formas de onda.

A continuación se analizará en detalle las clases de eventos sismo-volcánicos discretos que fueron reconocidas durante el PPEMAT, a saber: sismos de doble fase, sismos LP-TA y sismos tipo tornillo. Asimismo, se hace un análisis del tremor en el cual se pone énfasis en la localización de su fuente.



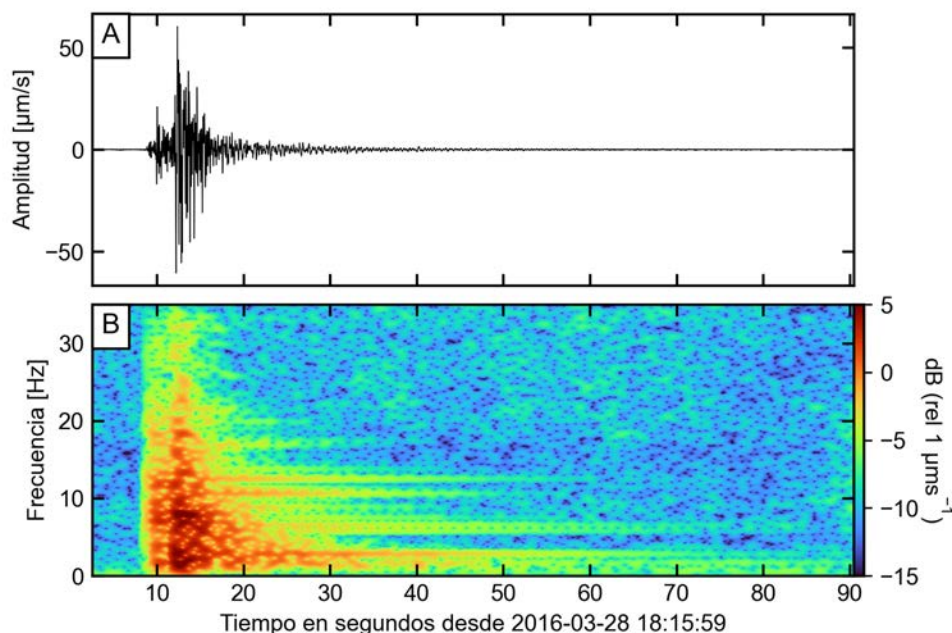
**Figura 6.2:** Sismicidad tectónica ocurrida en el edificio del volcán Turrialba y alrededores en el año 2016. Los criterios de calidad del catálogo son: 8 estaciones como mínimo, error residual RMS menor a 0,5 y una brecha azimutal menor a  $180^\circ$ . En rojo los eventos relacionados a la falla Liebres, localizaciones de doble diferencia y mecanismo focal de Linkimer *et al.* (2018). En fucsia el enjambre de 15 de abril, localización de doble diferencia. En verde un evento del enjambre del 26 de abril (localización del catálogo de la RSN). En amarillo, los demás eventos del catálogo cuya magnitud supera una magnitud de Mw 3,2. Los demás sismos (Mw <3,2) del catálogo de la RSN en gris. En rojo las trazas de falla de (Montero y Alvarado, 1995; Montero *et al.*, 2013; Linkimer *et al.*, 2018). Abajo se compara la serie temporal de esta sismicidad con la curva RSEM (suavizada utilizando el promedio diario) con el fin de comparar con la actividad sismo-volcánica, especialmente el tremor de fondo. Las bandas azules y rojas representan los PPEMAT y los ciclos eruptivos, respectivamente.



## 6.3. Caracterización de las clases de eventos sismo-volcánicos

### 6.3.1. Eventos de *doble fase* (DF)

El análisis de los eventos DF se llevó a cabo a partir del catálogo compilado y facilitado por Pacheco (2018), el cual consta de un número elevado de eventos durante el período de interés (Figura 6.1C). Un aspecto interesante es que algunos de los eventos inspeccionados presentan una coda multitonante (tipo tornillo, Figura 6.3).



**Figura 6.3:** Evento DF con coda multitonante. A) Forma de onda; B) Espectrograma de frecuencias calculado utilizando una ventana de 2,56 s.

Se completó el catálogo con los tiempos de arribo de la primera fase y segunda fase; y el final de la segunda fase. Posteriormente, para cada fase se extrajo la duración, la amplitud RMS y la frecuencia dominante. Adicionalmente, para cada evento se indica si presentó una coda multitonante no armónica y si se tiene certeza o no de que acompañó una explosión. El resumen de los resultados se muestra en los cuadros 6.1 y 6.2. Los resultados detallados para cada evento se encuentran en la sección de Anexos (Cuadro 6)

**Cuadro 6.1:** Resumen de las características de los eventos de doble fase

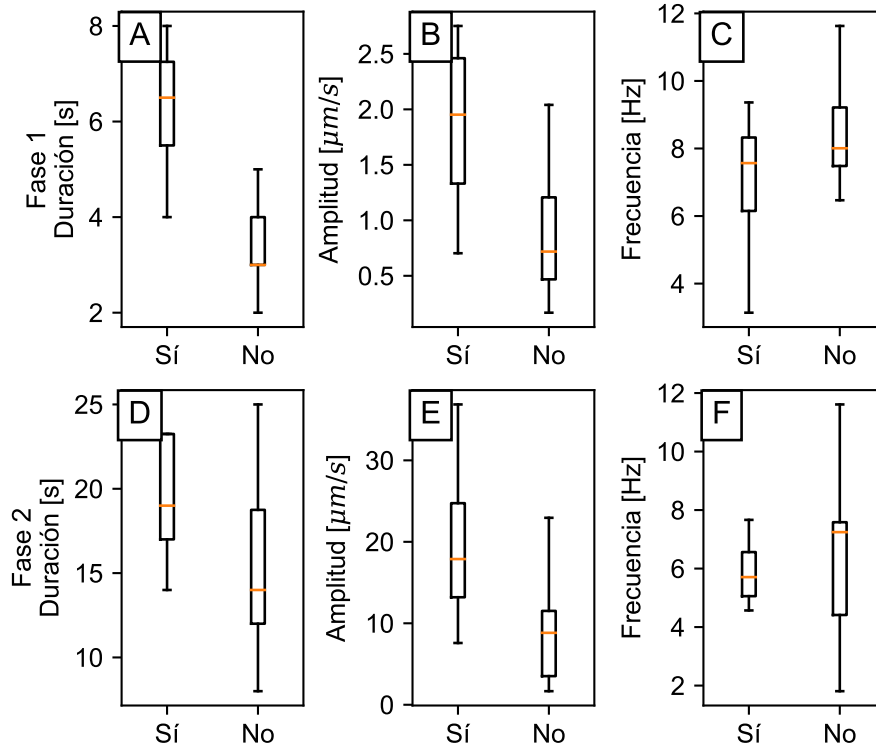
Fase	1			2		
	$D$ [s]	$A$ [ $\mu\text{m/s}$ ]	$f$ [Hz]	$D$ [s]	$A$ [ $\mu\text{m/s}$ ]	$f$ [Hz]
Promedio	3.9	1.2	8.6	16.1	11.5	6.5
Desviación	1.7	1.0	3.3	5.8	10.2	2.8
Mínimo	2.0	0.2	1.0	8.0	1.7	1.8
25 %	3.0	0.5	7.5	12.0	3.7	4.8
50 %	3.5	0.8	7.9	14.5	9.2	7.2
75 %	4.0	1.5	9.2	19.8	14.6	7.6
Máximo	8.0	4.7	19.0	33.0	42.3	13.7
Moda	3.0	0.7	7.5	10.0	3.3	7.2

$D$ : duración;  $A$ : amplitud;  $f$ : frecuencia dominante

Además, se hizo una comparación de las características para cada una de las fases de los eventos según se confirmó o no una exhalación (Figura 6.4). Para ambas fases, la amplitud y la duración es

**Cuadro 6.2:** Número de eventos de DF según si presentan una coda multitonal y si se asocian a una erupción

	Erupción confirmada	Erupción no confirmada
Sin coda	4	10
Coda multitonal no armónica	0	12

**Figura 6.4:** Comparación de las características de los eventos DF según se confirmó erupción o no. A), B), C) Diagramas de caja para la fase 1. D), E) y F) Diagramas de caja para la fase 2.

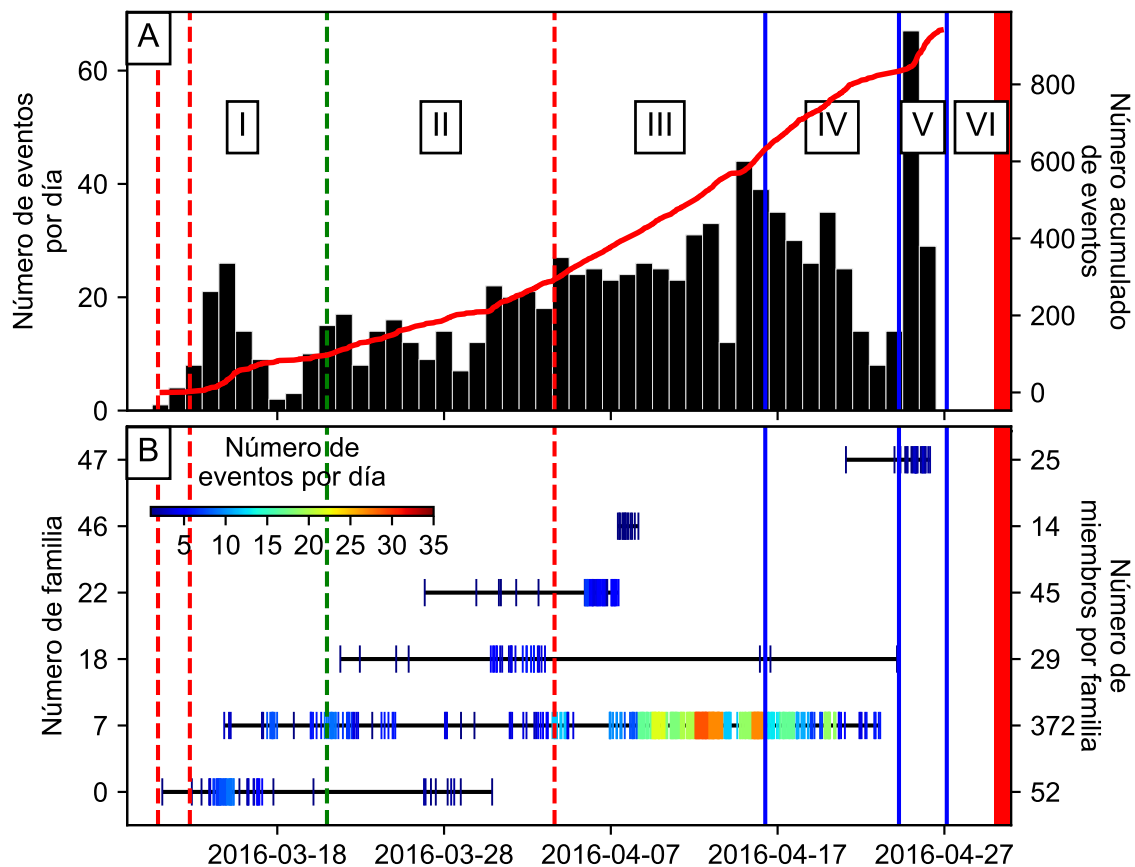
mayor en el caso las exhalaciones confirmadas. Mientras que en la frecuencia se observa una coincidencia en ambas fases.

Por último, se utilizó el algoritmo REDPy (Hotovec-Ellis y Jeffries, 2016) para agrupar aquellos eventos que presentan un coeficiente de correlación mayor a 0,7. De los 26 eventos, únicamente 6 fueron agrupados en 3 cúmulos de 2 eventos cada uno; y todos los eventos agrupados presentan coda multitonal.

### 6.3.2. Eventos tipo tornillo compuesto (TORC)

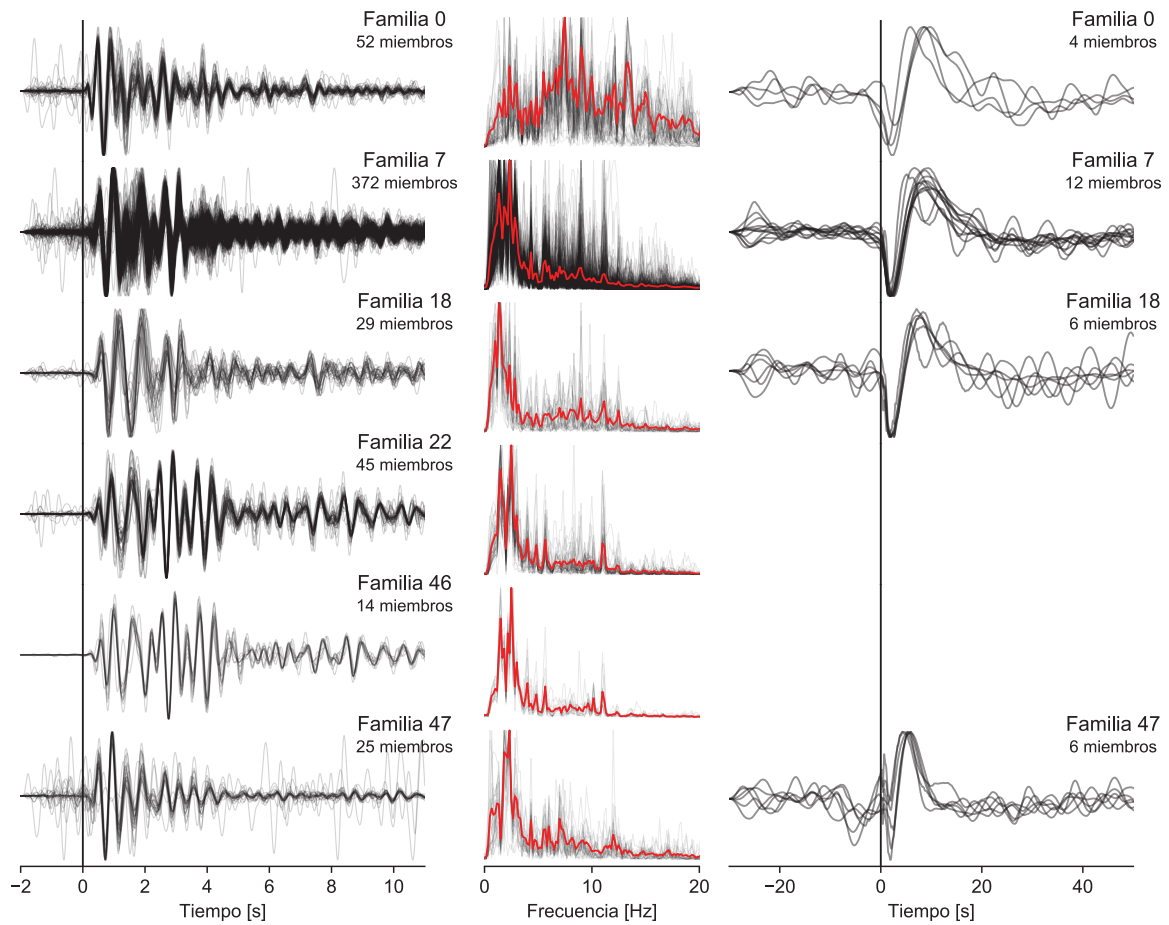
Se reconocieron 943 eventos con una tendencia creciente en el tiempo (Figura 6.5A). Además, se agruparon los eventos por correlación cruzada <sup>2</sup>. De los 943 eventos detectados manualmente, el 72% (678 eventos) fueron agrupados en un total 66 de familias. De los eventos agrupados, 537 eventos (80%) pertenecen a seis familias integradas por más de 14 eventos cada una, las cuales serán analizadas adelante (Figura 6.6).

Se destaca la familia 0 por sus altas frecuencias, con un pico dominante alrededor de 10 Hz. Por el contrario, las demás familias muestran un pico dominante alrededor de 2 Hz. La familia 7 es la más numerosa, con 372 miembros y abarca casi todo el período (Figura 6.5B). Finalmente, la familia número 47, con 25 eventos, ocurre casi exclusivamente entre los días 24 y 26 de abril y presenta picos de alta frecuencia de hasta 20 Hz y una fase VLP distinta a la de las demás familias, debido a una menor amplitud en el pulso negativo inicial. Las familias 22 y 46 no presentaron pulsos VLP.



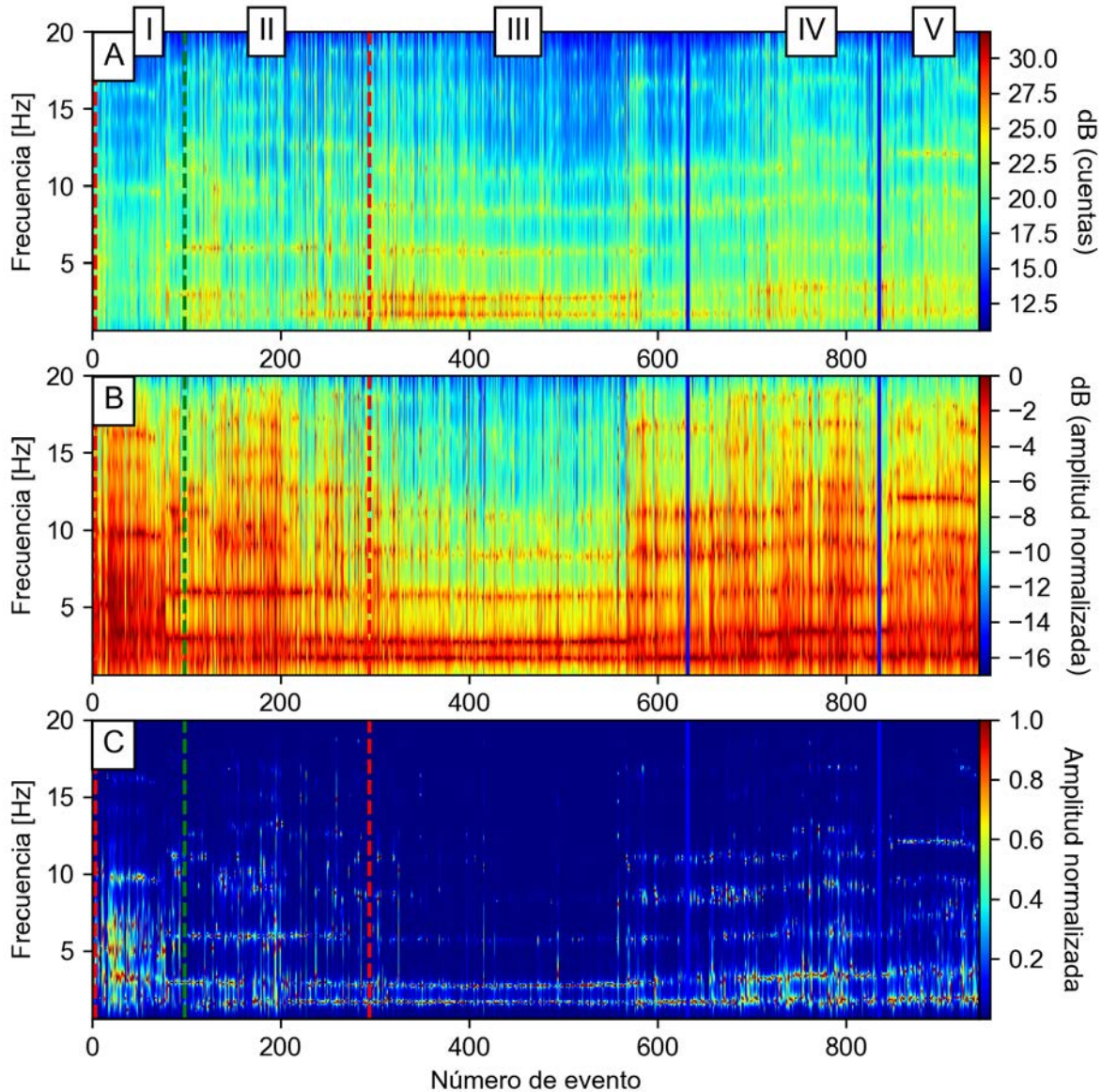
**Figura 6.5:** Ocurrencia de eventos tipo tornillo. A) Histograma diario de eventos detectados visualmente. Los números romanos en recuadros indican las diferentes etapas identificadas; B) Histogramas diarios de los eventos agrupados según correlación cruzada. Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. La banda roja vertical indica la erupción que inicia el 30 de abril. Los números romanos indican las etapas comentadas en la sección de Discusión.

<sup>2</sup>Se utilizó el algoritmo REDPy (Hotovec-Ellis y Jeffries, 2016), con un coeficiente de correlación mínimo de 0,7 y un filtro pasabanda entre 1 y 10 Hz.



**Figura 6.6:** Apilamiento de las familias de eventos tipo tornillo. A la izquierda las formas de onda filtrada entre 1 y 3 Hz, se indica el número de familia y el número de miembros. En negro las formas de onda y espectros de cada evento y en rojo los promedios. A la derecha una selección de los eventos con un pulso conspicuo de muy baja frecuencia filtrando entre 10 y 100 s. Las líneas verticales indican el tiempo de alineamiento de las trazas.

El análisis espectral general de los eventos TORC reconocidos manualmente soporta el agrupamiento dentro de una misma clase, debido al patrón constante a todo lo largo del período en varias frecuencias, principalmente en la frecuencia de 3 Hz (Figura 6.7). Por ello se decidió considerar el conjunto completo de eventos para los siguientes análisis, a excepción de la localización por medio de la polarización.



**Figura 6.7:** Pseudo-espectrogramas de los eventos tipo tornillo de marzo y abril 2016: A) Escala de amplitud (color) logarítmica; B) Amplitud normalizada por evento, escala de logarítmica; C) Amplitud normalizada por evento, escala lineal. Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. Los números romanos indican las etapas comentadas en la sección de Discusión.

La fase inicial del conjunto total de los TORC presenta duraciones entre 5 y 8 s, frecuencias dominantes entre 2 y 5 Hz, anchos de banda entre 5 y 11 Hz, amplitudes entre 0,7 y 3  $\mu\text{m/s}$ . Por otra parte, la fase de coda presenta duraciones entre 30 y 80 s y frecuencias dominantes entre 1.7 y 9 Hz (Cuadro 6.3). Del número total de eventos únicamente 323 (34%) disparó el algoritmo STA/LTA. La

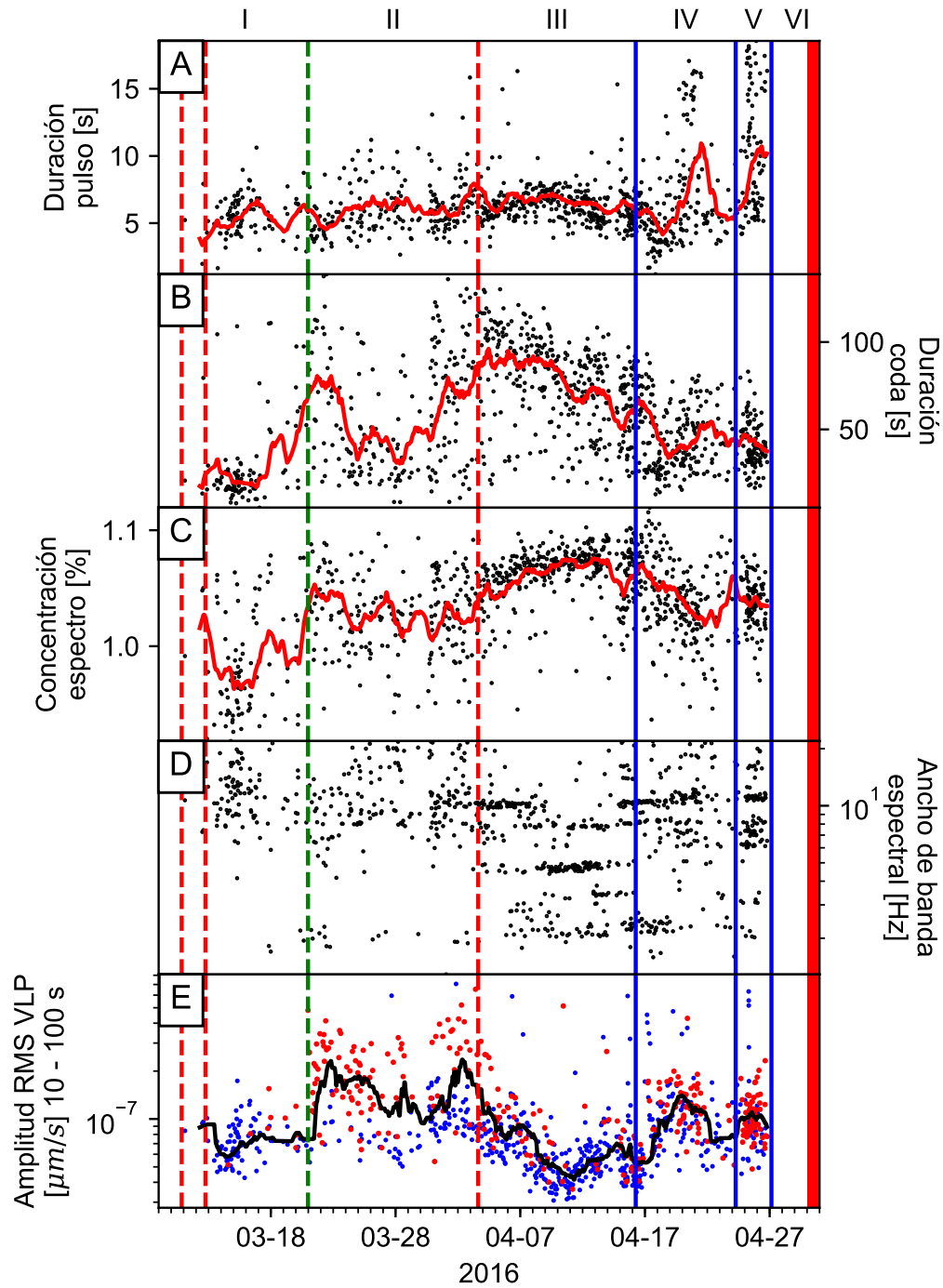
estadística detallada de los resultados puede ser consultada en la Figura 13 en la sección de Anexos.

**Cuadro 6.3:** Resumen estadístico de las características los TORC.

	$D_{LP}$ [s]	$f_{LP}$ [Hz]	$A_{LP}$ [ $\mu m/s$ ]	$C_{LP}$	$B_{LP}$ [Hz]	$A_{VLP}$ [ $\mu m/s$ ]	$D_{coda}$ [s]	$f_{coda}$ [Hz]
Promedio	7.17	3.94	2.14	1.04	8.81	0.23	57.72	5.02
Desviación	3.89	3.47	2.44	0.04	4.59	2.53	30.21	4.01
Mínimo	1.19	0.89	0.10	0.86	1.29	0.03	5.20	1.40
25 %	5.16	1.98	0.70	1.02	4.94	0.06	31.96	1.66
50 %	6.11	2.34	1.43	1.05	8.61	0.08	53.52	1.84
75 %	7.42	4.85	2.59	1.07	11.00	0.12	80.64	9.03
Máximo	31.46	22.19	19.90	1.12	21.95	76.77	154.16	19.32

*D*: duración; *A*: amplitud; *f*: frecuencia dominante; *C*: concentración espectral; *B*: ancho de banda

Se analizó el comportamiento temporal de cada una de las características medidas y se escogieron aquellas que muestran una variación considerable para su discusión (Figura 6.8). Estas serán comentadas adelante en la sección de Discusión.



**Figura 6.8:** Series de tiempo de las características de los eventos tipo tornillo. Los puntos representan una medida por evento. La curva en los gráficos A a C y E representa un suavizado realizado con promedio móvil con una ventana de 20 h. Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. La banda roja vertical indica la erupción que inicia el 30 de abril. Los números romanos indican las etapas comentadas en la sección de Discusión.

### 6.3.2.1. Extracción de los picos espectrales

Para cada evento TORC se extrajo los picos espectrales. La mayoría de los picos se presentan en casi todo el período. Sin embargo, hacia el final, se observa claramente la aparición de picos nuevos de baja frecuencia, alrededor de 1,4 Hz y 2 Hz (Figura 6.9). Por otro lado, entre más baja la frecuencia mayor es su amplitud. Las amplitudes más altas se observan entre los días 3 y 15 de abril sobretodo en el pico de 1,6 Hz (Figura 6.9A). Otro aumento de amplitud secundario se da entre los días 20 y 22 de marzo, sobretodo en el pico de 3 Hz. Conforme la frecuencia aumenta, el valor de  $Q$  aumenta.

Como las variaciones temporales de la frecuencia de los picos espectrales ocurren en bandas estrechas de menos de 1 Hz, se representaron a escalas adecuadas a cada uno de los picos (Figura 6.10)<sup>3</sup>. Contrario a los picos espectrales del tremor armónico, los de los eventos tipo tornillo varían de manera independiente. Sin embargo, se puede establecer un patrón general de variación de las frecuencias: un descenso prolongado seguido de dos ciclos de ascenso y descenso. Los picos en las bandas de mayor frecuencia (>13 Hz) son menos ocurrentes y presentan variaciones en bandas bastante estrechas de alrededor de 0,4 Hz. Sin embargo, hacia el final del período ganan prominencia y se aprecia los dos ciclos de ascenso y descenso de la frecuencia.

### 6.3.2.2. Factor de atenuación $Q$

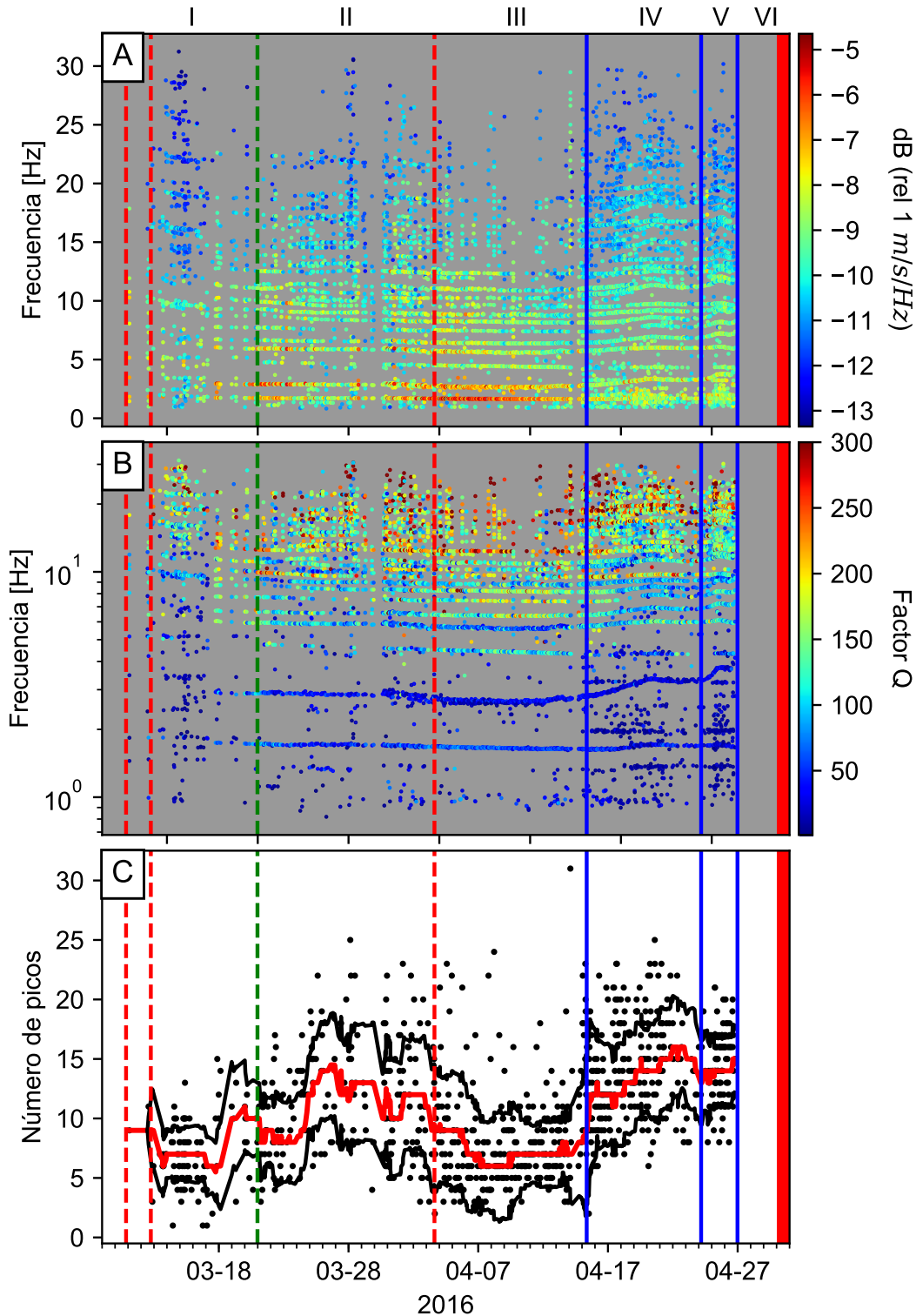
Con el fin de comparar los resultados de los tres cálculos de  $Q$ , se seleccionaron únicamente los datos correspondientes a la frecuencia dominante. La Figura 6.11 muestra los histogramas de distribución y la variación temporal de  $Q$  para los tres casos. Además, el cuadro 6.4 muestra un resumen estadístico de los datos. Los valores más altos y con las mayores desviaciones son los obtenidos partir de  $h$ . Los resultados obtenidos a partir de  $\alpha$  son bastante concordantes con los obtenidos con  $h$ , pero presentan una menor desviación. Por otro lado, los valores obtenidos con  $\Delta f$  son los más bajos y con la menor dispersión. A pesar de las diferencias en los valores absolutos, los tres métodos arrojan, en general, variaciones temporales semejantes como se observa en la Figura 6.11. En general, el valor de  $Q$  se encuentra entre 50 y 400. En la Discusión se considerará el tipo de fluido involucrado según estos resultados obtenidos.

**Cuadro 6.4:** Comparación de los resultados de  $Q$

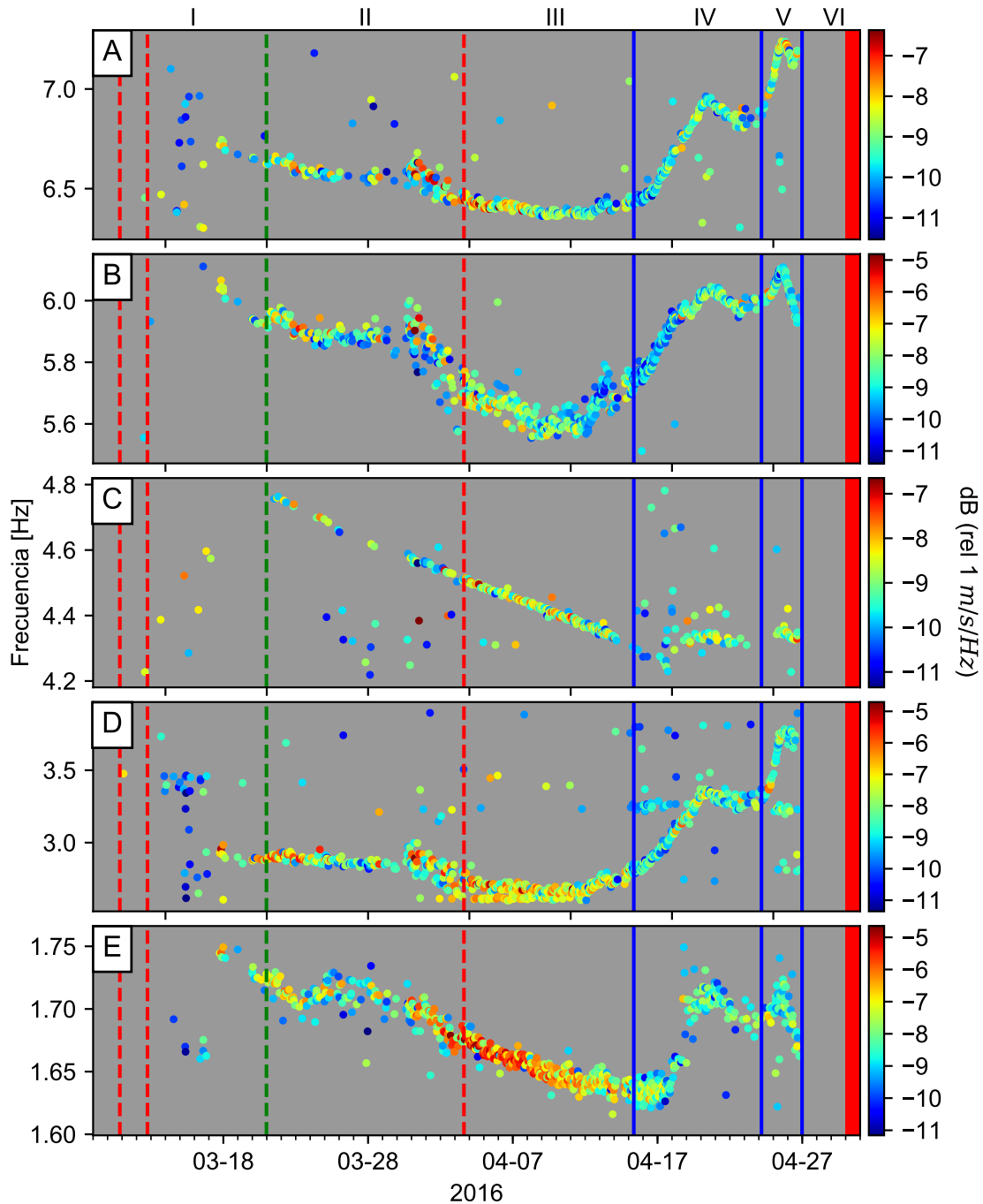
	$Q = 1/2h$	$Q = \pi f/\alpha$	$Q = f/\Delta f$
Promedio	295	222	77
Desviación estándar	191	150	44
Mínimo	55	36	3
Percentil 25 %	167	139	48
Percentil 50 %	233	174	68
Percentil 75 %	383	260	99
Máximo	1760	1544	395

<sup>3</sup>Los resultados para las frecuencias por encima de 7 Hz pueden ser observados en las figuras 14 y 15 sección de Anexos.

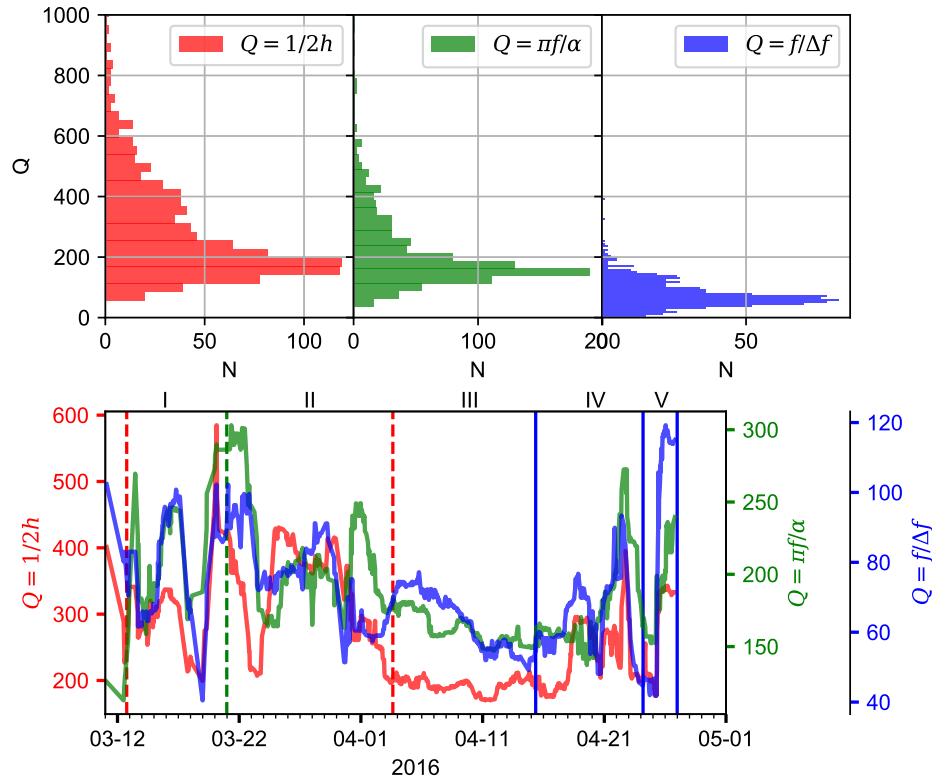




**Figura 6.9:** Variación temporal de los picos espectrales de los eventos tipo tornillo. En A) y B) se representa la frecuencia en el eje vertical en escala lineal y logarítmica, respectivamente; y la amplitud y el factor Q en escala de color, respectivamente. C) Número de picos detectados por evento. La curva en rojo representa el valor mediano en una ventana de 2 días. Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. La banda roja vertical indica la erupción que inicia el 30 de abril. Los números romanos indican las etapas comentadas en la sección de Discusión.



**Figura 6.10:** Variación temporal independiente de los picos de frecuencia entre 1,6 y 7,5 Hz de los eventos tipo tornillo. La escala de color indica la amplitud adecuada para cada rango de variación. Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. La banda roja vertical indica la erupción que inicia el 30 de abril. Los números romanos indican las etapas comentadas en la sección de Discusión.



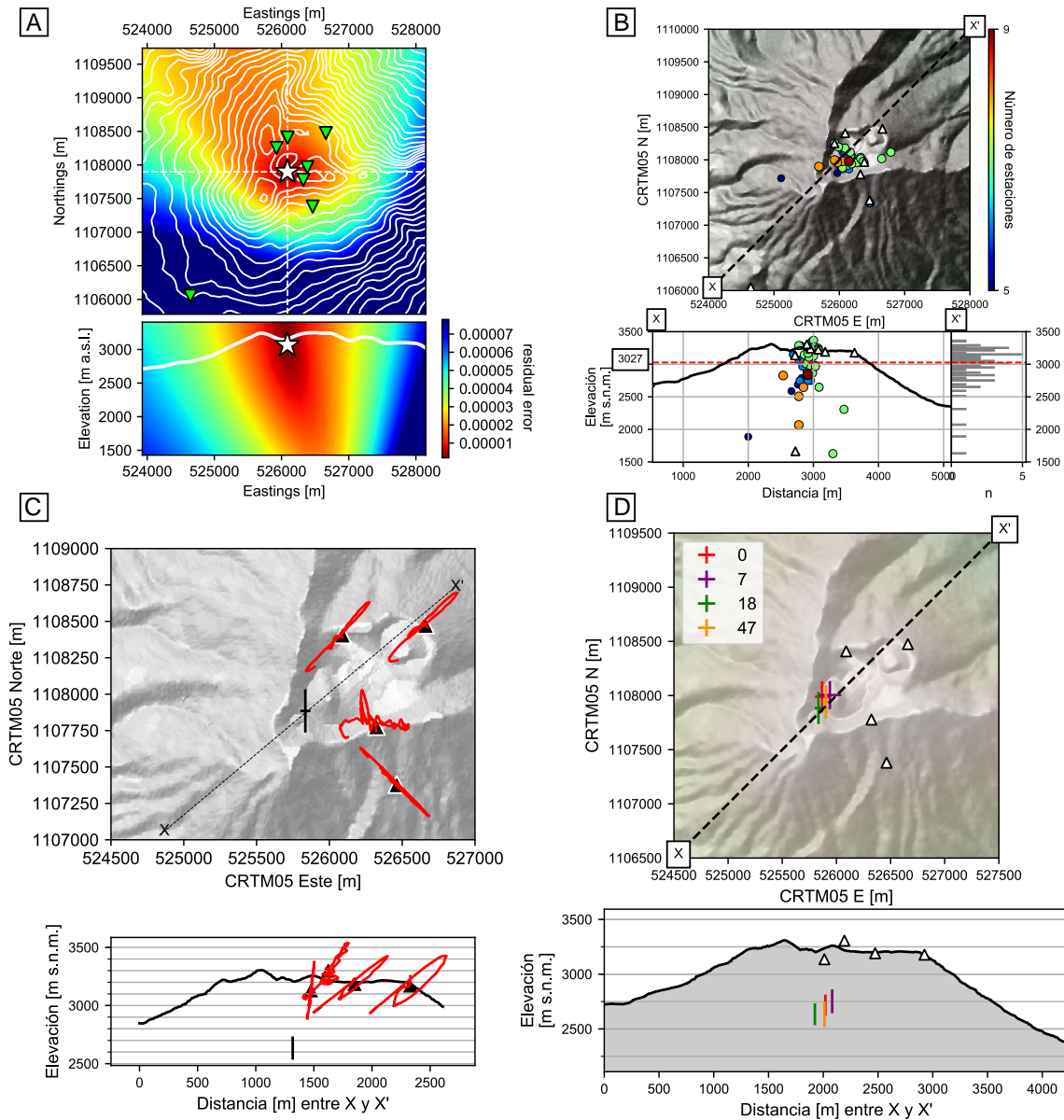
**Figura 6.11:** Arriba: histogramas de distribución de los valores de  $Q$ , para cada uno se indica la expresión utilizada. Abajo: la variación temporal de  $Q$ . Se muestra el valor de mediana en una ventana móvil de dos días. Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. La banda roja vertical indica la erupción que inicia el 30 de abril. Los números romanos indican las etapas comentadas en la sección de Discusión.

### 6.3.2.3. Localización

Los eventos TORC se localizaron mediante dos métodos distintos, utilizando la lectura de los tiempos de arribo en los eventos con un inicio impulsivo y mediante el movimiento de partícula de la fase VLP, como se describe en la sección 2.3.

Con el primer método se localizaron los 70 eventos TORC de mayor amplitud (Figura 6.12A y B). La mayoría de los eventos se localiza a profundidades someras en la zona del cráter Central, a una elevación mediana de 3027 m s.n.m. El evento localizado con el mayor número de estaciones (9) se localiza a unos 2.800 m s.n.m.

Mediante el segundo método se localizaron los pulsos VLP apilados de los eventos TORC correspondientes a las familias 0, 7, 18 y 47 (Figura 6.12C y D). Las localizaciones se concentran en un cúmulo por debajo del cráter Oeste y el cráter Central entre 2600 y 2750 m s.n.m. Los errores (RMS) promedio en las componentes este, norte y vertical son:  $\pm 59$  m,  $\pm 144$  m y  $\pm 106$  m, respectivamente.



**Figura 6.12:** Localización de los eventos TORC. A) Mapa y perfil EW de la localización y residuo del cálculo de localización mediante tiempos de arribo; B) Mapa y perfil de la localización de los 70 eventos de mayor amplitud mediante los tiempos de arribo; C) Mapa y perfil del movimiento de partícula (en rojo) en cada estación (triángulos) y localización correspondiente del apilamiento de la familia 18; D) Mapa y perfil de la localización mediante el movimiento de partícula de los apilamientos de las familias. En C) y D) La solución se muestra con barras de error, en el mapa en las componentes este y norte, y abajo en la vertical.

### 6.3.3. Eventos de largo periodo con tremor armónico (LP-TA)

En este período se registraron alrededor de 430 eventos LP-TA, semejantes a los observados en PPEMAT de 2009 y de 2013 y se demostró que los picos espectrales no son efectos de sitio en la estación de referencia (Figura 16 en la sección de Anexos).

En general, la fase de LP presenta duraciones entre 10 y 50 segundos, con un promedio de 23 s, una amplitud promedio de 1,16  $\mu\text{m/s}$  y una frecuencia dominante promedio de 1,7 Hz (Cuadro 6.5). Por su parte, la fase de TA presenta una duración promedio de 90 s y una amplitud promedio 0,15  $\mu\text{m/s}$ . La frecuencia fundamental mínima promedio es de 1,24 Hz y la máxima de 2 Hz. Cabe resaltar que el rango de variación de la frecuencia fundamental es bastante estrecho, es decir que existe poco deslizamiento de la frecuencias: el valor promedio del cambio máximo de la  $f_1$  es de 0,75 Hz. Además, el número de sobretonos varía entre 2 y alrededor de 20, siendo el promedio de 8 (Cuadro 6.6).

**Cuadro 6.5:** Resumen estadístico de las características de la fase de LP de los eventos LP-TA.

	D [s]	A [ $\mu\text{m/s}$ ]	$f$ [Hz]
Promedio	23	1.16	1.71
Desviación	14	1.04	1.22
Mínimo	3	0.15	0.52
25 %	13	0.48	1.15
50 %	20	0.83	1.69
75 %	28	1.45	1.85
Máximo	95	8.49	9.49

D: duración; A: amplitud;  $f$ : frecuencia dominante.

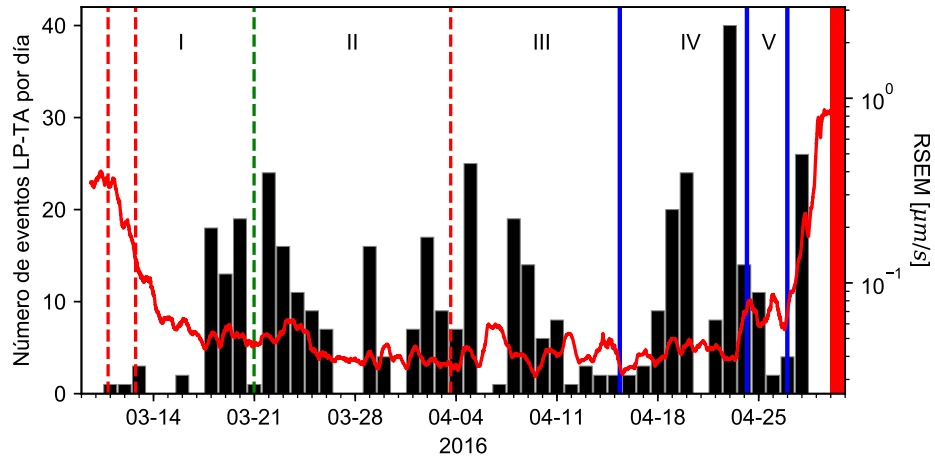
**Cuadro 6.6:** Resumen estadístico de las características de la fase de tremor armónico de los eventos LP-TA.

	D [s]	A [ $\mu\text{m/s}$ ]	$\min(f_1)$ [Hz]	$\max(f_1)$ [Hz]	$\Delta f_1$ [Hz]	N
Promedio	90	0.32	1.24	1.99	0.75	8
Desviación	69	0.24	0.31	0.37	0.33	4
Mínimo	14	0.09	0.57	1.09	0.06	2
25 %	49	0.18	1.01	1.75	0.50	5
50 %	72	0.26	1.23	1.96	0.72	8
75 %	106	0.37	1.45	2.27	0.95	12
Máximo	687	2.19	2.22	3.03	2.16	26

D: duración; A: amplitud;  $\min(f_1)$ : frecuencia fundamental mínima;  $\max(f_1)$ : frecuencia fundamental máxima;  $\Delta f_1$ : cambio máximo en la frecuencia fundamental; N: número de armónicos.

Estas características no presentan variación temporal (Figuras 18 y 19 en Anexos) como sí sucedió en el PPEMAT de 2009. En cuanto al número diario de eventos, el comportamiento es fluctuante. Un primer aumento drástico se observa el día 18 de marzo y coincide con el momento en que se alcanzan de los niveles bajos de amplitud del RSEM. El pico máximo de 40 eventos diarios ocurrió el día 23 de abril. Otro pico importante se da el 28 de abril, que es el último día que se registraron eventos de este tipo previo a la erupción del día 30 de abril<sup>4</sup>.

<sup>4</sup>Debe mencionarse que muchos de los análisis realizados para los eventos tipo tornillo no fue posible o no aplican a los eventos LP-TA. Para los LP-TA, la agrupación por correlación cruzada no arrojó un agrupamiento de familias. Los eventos LP-TA no presentan una componente de muy baja frecuencia (VLP, que no se ve afectada por los efectos de sitio), y por tanto no se consideró realizar una localización mediante el movimiento de partícula. De igual forma, los eventos LP-TA no presentan un inicio impulsivo como el de los eventos tipo tornillo, por lo que resulta imposible marcar los arribos precisamente para una potencial localización. Por último, los picos espectrales del tremor armónico no son estacionarios y son poco prominentes, por lo que su extracción no es posible como en el caso de los evento tipo tornillo. Además, en el espectro del tremor armónico los picos varían en conjunto, manteniendo siempre la relación de múltiplos enteros de una frecuencia fundamental. Esto fue corroborado visualmente para cada evento en el momento de extraer la frecuencia fundamental y el número de armónicos.

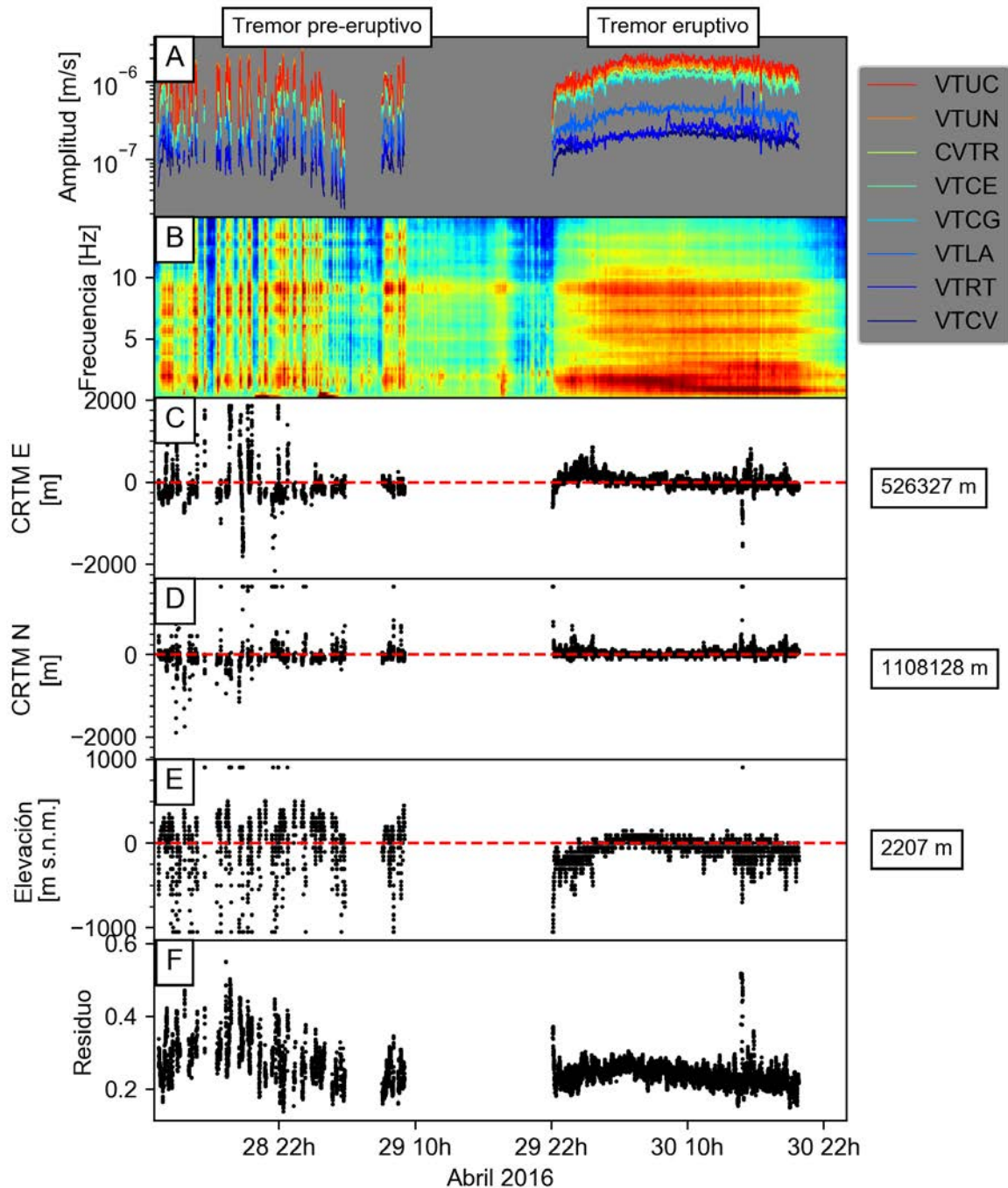


**Figura 6.13:** Número diario de eventos LP-TA. Se compara con la curva RSEM (en rojo). Las líneas azules verticales indican los enjambres VT. Las líneas rojas indican las explosiones DF. La línea verde es la única marca temporal arbitraria, determinada según diversas variaciones en las características de los eventos TORC. La banda roja vertical indica la erupción que inicia el 30 de abril.

#### 6.4. Localización del tremor precursor y eruptivo

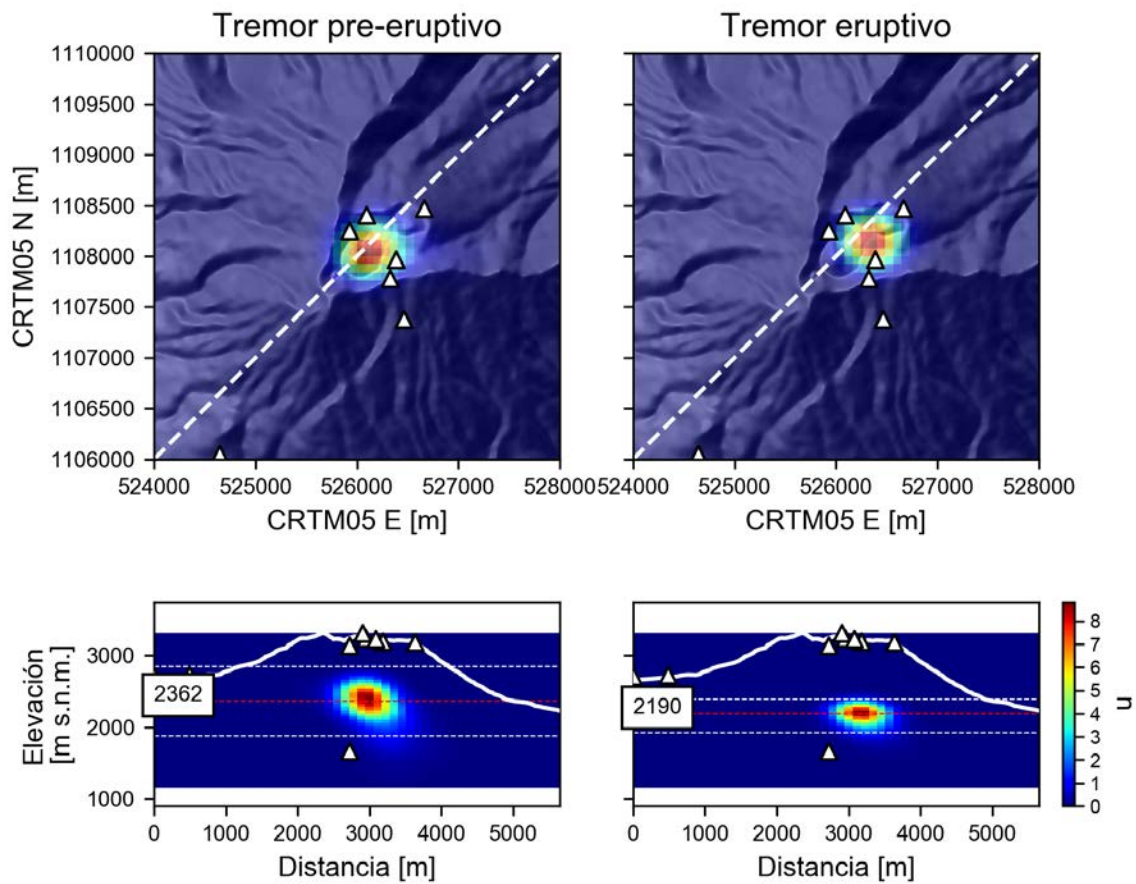
A partir del día 27 de abril, ocurren varios episodios de tremor de amplio espectro (1 - 10 Hz), lo cual marca el final PPEMAT (Figura 6.14B). Estos episodios ocurren entre los días 27 y 29, en lapsos de unos minutos hasta una hora de duración. Posteriormente, la erupción inicia el día 29 a las 22:07 (UTC), acompañada de un tremor de amplio espectro el cual se prolongó de manera continua durante todo el día 30 de abril hasta alrededor de las 19:47. El tremor *eruptivo* presenta su mayor energía en bajas frecuencias ( $<2$  Hz) y presenta un cambio de la frecuencia dominante de 1,6 a 0,9 Hz alrededor de las 10:00 del día 30.

En este trabajo se investiga la posición de la fuente de los tremores precursor y eruptivo, por medio del método de la distribución de las amplitudes en la red de estaciones, como se describe en la sección 3.3 y utilizando los parámetros que se muestran en el Cuadro 3.3. La dispersión de los resultados es más alta en los segmentos de tremor precursor (Figura 6.14). Esto puede estar relacionado a la discontinuidad de estos segmentos, así como la relativa menor intensidad en comparación con la del tremor eruptivo. A pesar de esto, durante todo el período la posición en el plano horizontal se mantiene constante. La diferencia principal entre la posición del tremor precursor y el eruptivo se observa en la dimensión vertical (Figura 6.14E), siendo la posición del tremor eruptivo alrededor de unos 200 m más profunda (Figura 6.15). Además, se observa una variación primero ascendente y luego descendente en la profundidad de la posición del tremor eruptivo. El descenso en la posición se da al mismo tiempo que el descenso en la frecuencia dominante de tremor (Figura 6.14A y B).



**Figura 6.14:** Serie temporal de la localización de los episodios de tremor pre-eruptivo y eruptivo entre los días 28 y 30 de abril de 2016. A) Curvas de amplitud de las estaciones utilizadas calculadas según el método de Taisne *et al.* (2011); B) SSAM; C), D) y E) representan los resultados de la localización en las coordenadas X, Y y Z, respectivamente, relativos al valor mediano (línea discontinua roja) que se indica en el recuadro a la derecha; F) valor del residuo del cálculo del error.





**Figura 6.15:** Histogramas en dos dimensiones de la localización del tremor pre-eruptivo y eruptivo entre los días 27 y 30 de abril de 2016. Arriba: la vista de mapa; abajo: vista de perfil SW-NE cuya línea de corte se muestra en el mapa correspondiente. Los triángulos indican las estaciones sísmicas utilizadas.

## 6.5. Discusión

A partir de las observaciones se discute adelante el modelo conceptual interpretativo para la fuente de las diferentes señales descritas y de la evolución del sistema en diferentes etapas durante el PPEMAT.

### 6.5.1. Contexto general

La Figura 6.16 presenta un diagrama representativo del modelo conceptual del proceso físico interpretado a partir de las descripciones aportadas en este capítulo junto con los aportes de otros autores de diversas disciplinas (sismología tectónica, geodesia, geofísica, gravimetría y geoquímica de gases).

El mapa (Figura 6.16A) muestra un área que abarca ambos volcanes Irazú y Turrialba, así como la localización de los eventos de secuencia de Capellades de 2016 en la falla Liebres (Linkimer *et al.*, 2018). Además de esta secuencia, en el perfil X-X' (Figura 6.16B), se muestra la posición aproximada de los tres reservorios magmáticos que se considera conforman el sistema de "tubería" del volcán Turrialba (Müller, 2018; de Moor *et al.*, 2016; Badilla y Taylor, 2019) (Tabla 1.1). La estrella roja indica la posición general de la sismicidad volcánica somera analizada en este capítulo (eventos DF, tremor no armónico, eventos de tipo tornillo, eventos LP-TA).

En el acercamiento a la zona cuspidal (Figura 6.16C) en línea punteada delgada se indica el nivel del piso del cráter Oeste en marzo de 2016 y marzo de 2017 (Ruiz *et al.*, 2017). La socavación se debe a la intensa actividad eruptiva durante el año 2016. Además, se representa una serie de columnas de desgasificación independientes (incluso con composiciones distintas), como ha sido observado directamente o a través de las cámaras de vigilancia, lo cual se asocia a una multiplicidad de conductos superficiales (Alvarado *et al.*, 2016). A su vez, estos conductos podrían estar conectados al sistema hidrotermal.

Se propone que existe un sello en el sistema hidrotermal que provoca una menor tasa de flujo de gas hacia la superficie y por tanto la disminución en la amplitud sísmica del tremor observada previo a la erupción. Disminuciones de la tasa de flujo de gases magmáticos junto con la amplitud sísmica previo a otras erupciones (Figura 1.8A), así como la evidencia petrográfica de un sello hidrotermal ya han sido observados en este volcán (de Moor *et al.*, 2016)<sup>5</sup>. La contracción de las fracturas debido al proceso de inflación activo durante este período (Müller, 2018) también estaría contribuyendo al bloqueo de los conductos. Además, la interacción explosiva de los gases magmáticos con el sistema hidrotermal representa un nivel de fragmentación (Alvarado *et al.*, 2016) donde se ha ido formando una cavidad a través de los años. La acumulación de presión bajo este sello hasta un punto crítico concluiría eventualmente con la apertura explosiva de los conductos y el inicio del ciclo eruptivo el 30 de abril.

### 6.5.2. Familias de eventos

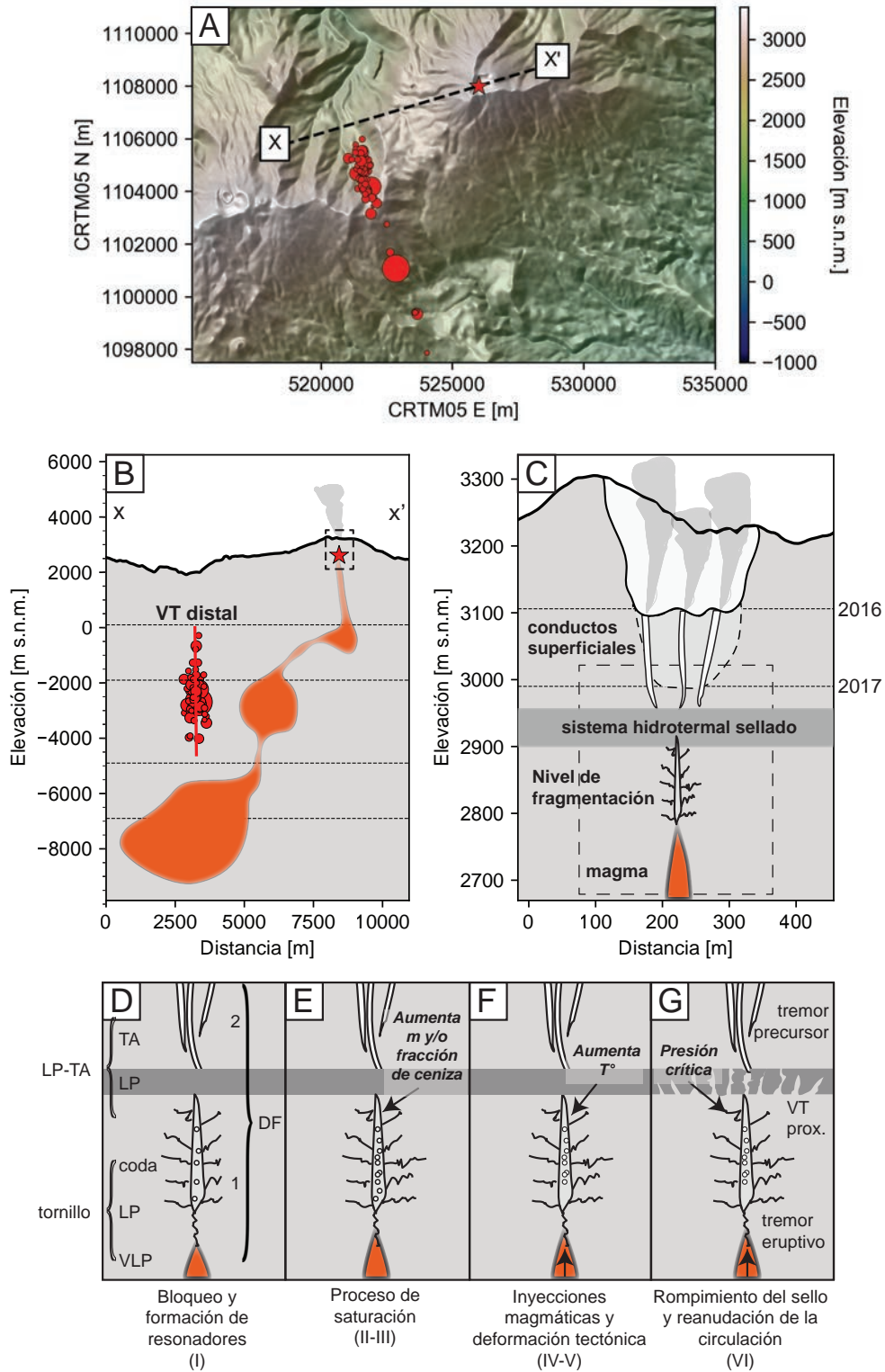
A continuación se describe la interpretación de la fuente para cada uno de las familias de eventos sismo-volcánicos analizados (eventos de doble fase, tipo tornillo y LP-TA) en el marco del contexto general descrito anteriormente.

#### 6.5.2.1. Eventos de doble fase (DF)

A pesar de que en este capítulo, no se profundiza en el análisis de eventos DF, nos basamos en los aportes de Pacheco (2018) y las observaciones realizadas en el presente trabajo para comprender su fuente.

Primero, se resalta que previo al PPEMAT, luego de cada secuencia de exhalaciones (eventos DF) se observa un aumento en la sismicidad discreta BF (Figura 6.1A, Cuadro 4). De igual manera, luego

<sup>5</sup>Desafortunadamente, no es posible corroborar este comportamiento durante este PPEMAT ya que el registro continuo del flujo de gases llevado a cabo por el personal del OVSICORI se detuvo durante el período de interés (M. de Moor, comunicación personal, 2019).



**Figura 6.16:** Modelo interpretativo del PPEMAT de 2016. A) Mapa de los volcanes Irazú y Turrialba. B) Perfil X-X'. Se representan los 3 reservorios magmáticos (de Moor *et al.*, 2016; Müller, 2018; Badilla y Taylor, 2019). En A) y B) Los círculos rojos representan la secuencia de Capellades (Linkimer *et al.*, 2018) y la estrella roja la posición de la fuente de las señales tipo tornillo. C) Acercamiento al recuadro en B). Se muestran los niveles del piso del cráter Oeste en marzo de 2016 y marzo de 2017 (Ruiz *et al.*, 2017). D), E), F) y G) Acercamiento al recuadro en C), fuente de los eventos tipo tornillo y LP-TA.

de cada secuencia se da un aumento de la amplitud del tremor (RSEM), a excepción de la secuencia que ocurre en los primeros días de marzo, la cual marca justamente el inicio del PPEMAT (Figura 6.1C, Cuadro 4). En este período, el número de eventos DF tiene un aumento significativo (curva acumulada en Figura 6.1C) sin embargo sólo para uno de estos se confirmó una exhalación. Estas observaciones sugieren que este tipo de eventos está relacionado con el sello en el sistema hidrotermal.

Por otro lado, la poca correlación de las formas de onda observada indica que se trata de un proceso que transforma la fuente, posiblemente destruyendo las paredes internas del volcán. Además, los valores del cociente de las energías acústica y sísmica VASR (*Volcano Acoustic Seismic Ratio*) de los eventos DF son bastante bajos, lo que indica un mayor acople sísmico que acústico, probablemente debido a la profundidad a la que se producen las señales (Pacheco, 2018).

Además, existen diferencias entre los eventos DF para los cuales se confirmó una exhalación con los que no: las amplitudes y duraciones de ambas fases es mayor en los primeros y la coda multitonal no armónica está presente únicamente en los segundos (Figura 6.4).

Tomando en cuenta lo anterior, se propone aquí que el proceso fuente de estos eventos está relacionado con una profusa liberación de gas en el cuerpo magmático somero (fase 1, Figura 6.16D). Este gas se acumula en el sistema hidrotermal y alcanza rápidamente una presión crítica, de manera que escapa violentamente acarreado material fragmentado por los conductos superficiales hasta la superficie (fase 2). Cuando la energía no es suficiente para que el material extruya, las señales muestran menor duración y amplitud y se produce una oscilación del gas en las cavidades obstruidas lo cual produce la resonancia tonal observada. La obstrucción es la primera condición necesaria para la generación de la resonancia en las cavidades del edificio volcánico (Konstantinou, 2015; Fazio *et al.*, 2019). La segunda condición necesaria es una alta tasa de flujo, que junto con el bloqueo de los conductos, genera un alto gradiente de presión (Fazio *et al.*, 2019).

#### 6.5.2.2. Eventos tipo tornillo

Como se dijo anteriormente, para la generación de la resonancia multitonal no armónica típica de los eventos tipo tornillo se requiere de una cavidad cerrada donde se genera un alto gradiente de presión debido a una tasa alta de flujo (Figura 6.16D).

Se propone que es en el magma donde ocurre el movimiento lento que genera el pulso VLP. Cuando ocurre, este pulso se observa siempre negativo en la componente vertical de los instrumentos ubicados en la zonal cuspidal (Figura 6.6). Esto podría asociarse al ascenso de una bolsa de gas en la columna magmática, la cual provoca una aceleración hacia abajo del fluido circundante. Si el fluido es suficientemente masivo, genera una fuerza que se acopla con las paredes de roca al producirse una deflación momentánea (Waite, 2015). Al liberarse el gas y al ascender entre las fracturas que conectan el cuerpo de magma con el nivel de fragmentación se genera esta segunda fase.

Luego ocurre la coda multitonal. De acuerdo con las propiedades acústicas de una grieta conteniendo varios tipos de fluidos magmáticos e hidrotermales, los altos valores de Q observados (>200) corresponden con mezclas de ceniza y gas o gotas de aguas y gas (Kumagai y Chouet, 2000). Por tanto, se propone que al ingresar a la cavidad cerrada el gas entra en oscilación periódica generando la resonancia. En general, este modelo corresponde con el utilizado por diferentes autores para comprender la resonancia asociada a este tipo de señal (fractura rellena de fluidos (Kumagai y Chouet, 2000); resonador de Helmholtz (Seidl y Hellweg, 2003; Konstantinou, 2015; Fazio *et al.*, 2019)).

En este caso, se presentan múltiples picos de frecuencia (hasta 22), la variación en frecuencia de cada pico es independiente -contrario al caso del tremor armónico- y además el número de picos es variable. Por eso se podría interpretar que se trata de varias cavidades o fracturas interconectadas y cada una produce un tono distinto en la señal (Fazio *et al.*, 2019). La frecuencia más baja podría corresponder con una cavidad principal y las demás frecuencias superiores a fracturas menores asociadas (Figura 6.16D).

#### 6.5.2.3. Eventos de largo período con tremor armónico (LP-TA)

A diferencia de los eventos tipo tornillos, para los LP-TA no se tiene una localización de la fuente debido a que estos eventos no presentan arribos impulsivos o una fase de muy largo período. Sin

embargo, por la atenuación que muestran estas señales en las estaciones que no están en la zona cuspidal del volcán (VTLA y VTCV, Figura 16), se asume que se trata de una fuente superficial.

Para estos eventos se considera un modelo similar a los eventos LP-TA del período de diciembre-enero de 2010 analizados en el Capítulo 4. Se considera que la fase LP es el resultado de una explosión interna por acumulación de gases en la zona sellada del sistema hidrotermal y el tremor armónico consecuente se genera al producirse una resonancia impuesta por la circulación de gases en los conductos superficiales.

Una diferencia importante entre los eventos LP-TA de 2010 y de los de 2016 es la frecuencia fundamental. En 2010 el promedio fue de 3.2 Hz, mientras que en 2016 fue de 1.6 Hz. Asumiendo un mismo resonador, esta diferencia podría deberse a cambios en diversos factores (temperatura, velocidad del fluido, geometría del resonador, etc.). Debe tomarse en cuenta que en 2010 apenas se abrió la primera boca (Alvarado *et al.*, 2016; Elizondo *et al.*, 2019), mientras que en 2016 ya existían múltiples bocas. Esto podría significar que en 2016 el resonador se encontraba abierto por ambos extremos y por tanto genera frecuencias fundamentales a la mitad de las que generaba en 2010.

Otra diferencia entre ambos conjuntos es que en 2010 los eventos fueron más frecuentes que en 2016. En 2010 ocurrieron con una tasa promedio de 66 eventos por día, mientras que en 2016 la tasa promedio fue de 9 por día. Además, la amplitud promedio de los eventos de 2010 fue mucho más alta que en 2016: 123  $\mu m/s$  en 2010 y 10,5  $\mu m/s$  en 2016.

### 6.5.3. Definición de etapas

A partir de la asociación temporal de la actividad volcánica y tectónica con el comportamiento de las características de las diferentes familias de eventos sismo-volcánicos, se definió una subdivisión del período de estudio en 6 etapas distintas. Los límites de cada etapa corresponden con una de las siguientes actividades volcánica o tectónica: una exhalación (evento de doble fase); un enjambre de sismos volcano-tectónicos; o el inicio de la erupción. El límite entre las etapas I y II es el único que fue establecido de manera arbitraria, utilizando el tiempo de arribo de las ondas del telesismo (M6,4) de Kamchatka (2016-03-20 22:50:20) (Figura 22 en la sección de Anexos). Este evento coincide perfectamente con diversos cambios observados en los eventos tipo tornillo, sin embargo, debido a la gran distancia entre el volcán y el hipocentro (>10.000 km), no se sugiere ninguna relación causal. El cuadro 21 en la sección de Anexos resume los cambios en las observaciones que permitieron delimitar estas etapas.

#### 6.5.3.1. Etapa I: Bloqueo y formación de resonadores

El inicio de la Etapa I es marcada por una secuencia de 3 eventos de exhalación de ceniza y gas (DF) entre los días 6 y 12 de marzo, lo cual coincide con la disminución en la amplitud del tremor (RSEM). Además, justo el día 11 de marzo se empiezan a observar tanto los eventos LP-TA como los eventos tipo tornillo. Durante esta etapa, estos últimos se presentan con una número diario variable entre 1 y 26; y domina la familia 0 que se caracteriza por picos poco prominentes, altas frecuencias (>10 Hz) y duraciones cortas ( $\sim 20$  s). Se interpreta que esta etapa corresponde con el inicio del bloqueo de los conductos y la consecuente formación de los resonadores que consiste de una cavidad cerrada y un gas oscilante dentro de esta. Se dice que los resonadores están apenas en formación ya que la cantidad de gas acumulado es poco y por tanto las codas observadas son cortas y de altas frecuencias.

#### 6.5.3.2. Etapas II y III: Llenado de las cavidades resonantes

El límite entre las etapas I y II fue definido principalmente por: el marcado ascenso de la amplitud en la banda VLP de los eventos tipo tornillo (Figura 6.8); el cese temporal de la familia 0; y el mínimo anómalo en el número diario de eventos LP-TA. Desde entonces domina la familia 7 de eventos tipo tonillo, los picos de frecuencia se hacen más prominentes, las frecuencias se disminuyen y las codas más largas. Esto podría significar que los resonadores se encuentran más establecidos porque existe una mayor cantidad de gas acumulado y/o la inyección de fluidos se vuelve más importante.

El 3 de abril ocurre un evento DF acompañado de exhalación de ceniza y gas el cual marca el inicio de la Etapa III, ya que a partir de entonces se observan los siguientes cambios en los eventos tipo tornillo: un aumento importante de la amplitud del pico de frecuencia dominante (1,6 Hz, Figura 6.10) y cambios en todas las características mostradas la Figura 6.8. Esta relación con un evento de exhalación es congruente con las localizaciones realizadas que indican que se trata de un proceso muy superficial.

Durante esta Etapa III continúa la disminución de las frecuencias. Esto puede ser interpretado según diferentes procesos. En el modelo del resonador de Helmholtz, la frecuencia varía según:

$$f = \sqrt{\frac{AV_n P_0}{mLV_0}} \quad (6.1)$$

dónde  $V_0$  es el volumen del recipiente y  $P_0$  la presión a la cual se encuentra su contenido,  $L$  y  $A$  son el largo y el área transversal del cuello del recipiente, respectivamente; y  $V_n$  y  $m$  es el volumen y la masa de gas que se somete a oscilación. La disminución de las frecuencias podría deberse a un cambio en estos parámetros. En este contexto, es posible que, debido al bloqueo de los conductos, el gas no pueda escapar a la superficie y por tanto es almacenado y se acumula con cada evento, lo cual disminuye la frecuencia de oscilación.

También es posible que la fracción de ceniza en el gas aumente haciendo que la frecuencia disminuya (Molina *et al.*, 2004; Konstantinou, 2015). Otra posibilidad es que las dimensiones de la fractura aumenten, con lo cual tanto la frecuencia como el valor  $Q$  disminuirían (Kumagai y Chouet, 2001), lo cual es consistente con las observaciones<sup>6</sup>. Tomando esto en cuenta, es posible que las Etapas II y III correspondan con un período donde se puede dar una combinación de los siguientes procesos: de llenado de las cavidades (aumento de la masa de gas), un aumento de la fracción de ceniza en el gas y/o un crecimiento de las cavidades resonantes.

Además, durante la Etapa III disminuye la cantidad de eventos LP-TA, desde 25 eventos diarios hasta un mínimo de 2. Esto podría significar una intensificación del bloqueo, lo cual no permite que se genere la resonancia en los conductos superficiales. Consistentemente, el número diario de eventos tipo tornillo aumenta en esta etapa, finalizando con un máximo de 44.

### 6.5.3.3. Etapa IV y V: Inyecciones magmáticas

El inicio de la Etapa IV es marcado por el primero de tres enjambres de sismos VT el 15 de abril. A partir de entonces se aprecian diversos cambios en las señales. Se produce un incremento en el número de eventos LP-TA (Figura 18). Caso contrario, los tornillos muestran una disminución durante esta etapa (Figura 6.5). Estos eventos muestran los siguientes comportamientos: el aumento de las frecuencias (Figura 6.10), el aumento la duración del pulso LP y la amplitud del pulso VLP (Figura 6.8). Hacia el final de esta etapa las frecuencias disminuyen y se marca el inicio de la siguiente Etapa V por el segundo enjambre de sismos VT distales el 24 de abril, el cual corresponde a la Falla Liebres (Linkimer *et al.*, 2018).

Luego de ese enjambre las frecuencias de los tornillos vuelven a mostrar el mismo comportamiento de ascenso y descenso (Figura 6.10) y se da un aumento súbito del número de eventos, de hecho, ocurre el número máximo de todo el período (67 eventos diarios). Finalmente la Etapa V culmina con otro enjambre de eventos VT, esta vez muy someros y proximales. A partir de entonces, en la Etapa VI se dejan de observar eventos tipo tornillo.

Esta correlación entre la sucesión de enjambres de eventos VT y las variaciones en las características de los eventos tipo tornillo sugiere que de alguna manera ambos procesos fuente están relacionados. En general, los esfuerzos que causan el movimiento de fallas asociados a la sismicidad VT se deben al movimientos del magma a profundidad. En particular, el enjambre del 24 de abril, ocurre a una profundidad de 3 km en la Falla Liebres que se ubica entre los volcanes Irazú y Turrialba. Tomando en cuenta la posición del reservorio magmático profundo del Turrialba estimada hacia el SW, cerca

<sup>6</sup>Este es un tema que puede ser explorado a mayor profundidad modelizando numéricamente las variaciones de la frecuencia y de  $Q$ , sin embargo esto está fuera del alcance de este estudio.

del volcán Irazú (Lücke *et al.*, 2010; Müller, 2018; Badilla y Taylor, 2019) es posible que este enjambre se haya producido como reacción a una perturbación en el reservorio (Figura 6.16B)<sup>7</sup>.

Entonces, los enjambres de sismos VT distales del 15 y 24 de abril pueden indicar eventos de inyección de magma. A su vez, esto podría generar desgasificaciones más importantes en la columna de magma somera, lo cual correspondería con las mayores duraciones de la fase LP de los tornillos. Además, al haber inyección de magma la temperatura gas aumenta, con lo cual aumenta la energía de las partículas y por tanto la velocidad acústica y la frecuencia de oscilación (Figura 6.16F). El aumento de la frecuencia ocurre progresivamente durante lapsos de alrededor de 6 y 2 días desde la ocurrencia de cada enjambre de VT, en las etapas IV y V respectivamente. Esta observación, aunada al hecho de que los lapsos entre un enjambre VT y otro disminuye, indica que se trata de un proceso de inyección paulatina pero que se acelera. Luego de cada proceso de inyección la cavidad continuaría un proceso de llenado (aumento de gas y/o fracción de ceniza) y/o crecimiento lo que produciría el consecuente descenso de las frecuencias.

#### 6.5.3.4. Etapa VI: Rompimiento del sello, reanudación de la circulación y erupción

El tercer enjambre de VT del día 26 de abril es un caso diferente por dos razones: 1) es un enjambre de eventos someros proximales; y 2) marca el cese de los eventos tipo tornillo y la reanudación del tremor. Este enjambre más bien estaría reflejando la ruptura de la zona sellada cerca de la superficie debido a una superación de la resistencia de la roca debido a la sobrepresurización (Figura 6.16G). A partir de entonces aumenta el número de eventos LP-TA, empieza a aumentar la amplitud del RSEM y se observan episodios de tremor previo a la erupción entre los días 28 y 29 de abril. Esto podría significar que, una vez rota la zona sellada, se reanuda la circulación de fluidos en los conductos superficiales.

La posición relativamente más somera de los episodios de tremor precursor con respecto al tremor de la erupción (Figura 6.15) podría evidenciar la descompresión en el sistema luego de que se da la apertura y la expulsión de material. El tremor precursor indica la circulación somera de los gases acumulados durante el período de bloqueo. Por su lado, la posición más profunda del tremor eruptivo podría deberse a la descompresión ocurrida al inicio la erupción, lo cual permite la circulación desde la columna de magma hacia los conductos superficiales. Además, este tremor eruptivo muestra una disminución de su frecuencia dominante (Figura 6.14) lo cual podría estar igualmente relacionado con la descompresión del sistema somero. De hecho se puede observar una correlación entre la frecuencia dominante del tremor y la elevación en la solución de la localización.

## 6.6. Conclusiones

A pesar de que algunas explosiones DF esporádicas ocurrieron en los primeros meses de 2016, es hasta el 30 de abril de ese año que inicia una erupción caracterizada por fases de emisión vigorosa y hasta continua en episodios de horas a días. Este ciclo se prolongó por lo menos hasta al 27 de mayo, con una tasa promedio de entre 3 eventos por hora hasta fases casi continuas de emisión (Alvarado *et al.*, 2016).

El período de antesala a esta actividad, entre los meses de marzo y abril, se caracterizó por un descenso en la amplitud del tremor volcánico y del número de eventos discretos (disparos del algoritmo STA/LTA). Esto se interpreta como un bloqueo a la circulación de fluidos debido a un sello en el sistema hidrotermal. En este contexto, se distinguen diversos tipos de señal precursora que parecen tener una relación con esa condición: los eventos de largo período con tremor armónico (LP-TA), los eventos tipo tornillo los eventos de doble fase (DF) y el enjambre de sismos VT proximales someros.

En especial, las variaciones en las características de los eventos tipo tornillo son un indicador de la presurización del sistema en este período. La relación entre esas tendencias con la secuencia de enjambres de sismos VT que evolucionan de lo distal a lo proximal podría reflejar los diferentes eventos

<sup>7</sup>Cabe destacar que el evento principal de la secuencia a la cual pertenece este enjambre ocurre hasta el 30 de noviembre, justo cuando la actividad eruptiva en el Turrialba tuvo una pausa (Figura 6.2).

de inyección de magma y el aumento de la temperatura de los gases derivados que interactúan con el sistema hidrotermal.

Finalmente, el final del período pre-eruptivo de menor amplitud sísmica concluye con la ruptura del sello (enjambre de sismo VT proximales someros). Esto permite que se reanude la circulación en los conductos someros y el inicio de la erupción.

A futuro, algunos temas pueden ser explorados a mayor profundidad. Por ejemplo, la ubicación y geometría de la fuente de los eventos tipo tornillo puede ser refinada por medio la técnica de la inversión del tensor momento. Conociendo mejor esa geometría se podría modelizar las frecuencias y valores  $Q$  observados cambiando diferentes parámetros para validar o replantear las interpretaciones propuestas en este trabajo. Además, los valores de  $Q$  se podrían obtener con el método de Sompi (Kumagai y Chouet, 2000), con el fin de obtener una menor incertidumbre. Con respecto a los eventos DF, se podría realizar un análisis completo del catálogo como el que se llevó a cabo en este estudio con una selección de eventos. Por otro lado, con respecto a la posición del tremor precursor y eruptivo, se podría comprobar estos resultados con otros métodos, por ejemplo la localización por medio del análisis de la coherencia del campo de ondas en la red sísmica (Soubestre *et al.*, 2019).



## Capítulo 7

# Síntesis comparativa y evolución general de la actividad reciente

7.1. Introducción . . . . .	99
7.2. Caracterización general de los PPEMAT . . . . .	99
7.3. Familias de eventos sismo-volcánicos . . . . .	102
7.3.1. Eventos tipo tornillo . . . . .	102
7.3.2. Eventos de doble fase (DF) . . . . .	105
7.3.3. Eventos LP-TA . . . . .	105
7.4. Sismicidad volcano-tectónica . . . . .	109
7.5. Discusión . . . . .	113
7.5.1. Reactivación: 1996 - 2010 . . . . .	113
7.5.2. Primeras erupciones entre 2009 y 2013 . . . . .	113
7.5.3. Ciclos eruptivos: 2014 - 2016 . . . . .	115
7.5.4. Sistema abierto y erupción cuasi-continua: 2017 - 2018 . . . . .	116
7.6. Conclusiones . . . . .	117

### 7.1. Introducción

En este capítulo final se compara los resultados obtenidos de los PPEMAT estudiados y se enmarcan en el contexto sismo-volcánico general de la actividad reciente. Primero se analiza la caracterización general de los períodos y luego se hace una comparación sobre los tipos de familias identificados y otras señales asociadas. Como síntesis, se propone un modelo que resume el proceso progresivo de apertura del sistema somero.

### 7.2. Caracterización general de los PPEMAT

Con el fin de comparar los resultados del procesamiento en continuo de la señal de los tres PPEMAT se graficaron los resultados en escalas normalizadas según la duración entre el inicio del PPEMAT hasta el inicio de la erupción, (Figura 7.1).

Con respecto a la amplitud del tremor, los tres períodos comparten la observación de un *plateau negativo*, definido por una disminución abrupta de la amplitud del tremor y un sostenimiento de las bajas amplitudes previo a la erupción (Figura 7.1A). A pesar de que el período de 2016 presenta las amplitudes más bajas, el período de 2010 es el que presenta el cambio más importante de amplitud. Por otro lado, el período de 2016 resalta por presentar un aumento previo a la erupción, mientras que en 2010 y 2013 la salida del PPEMAT se observa más abrupta.

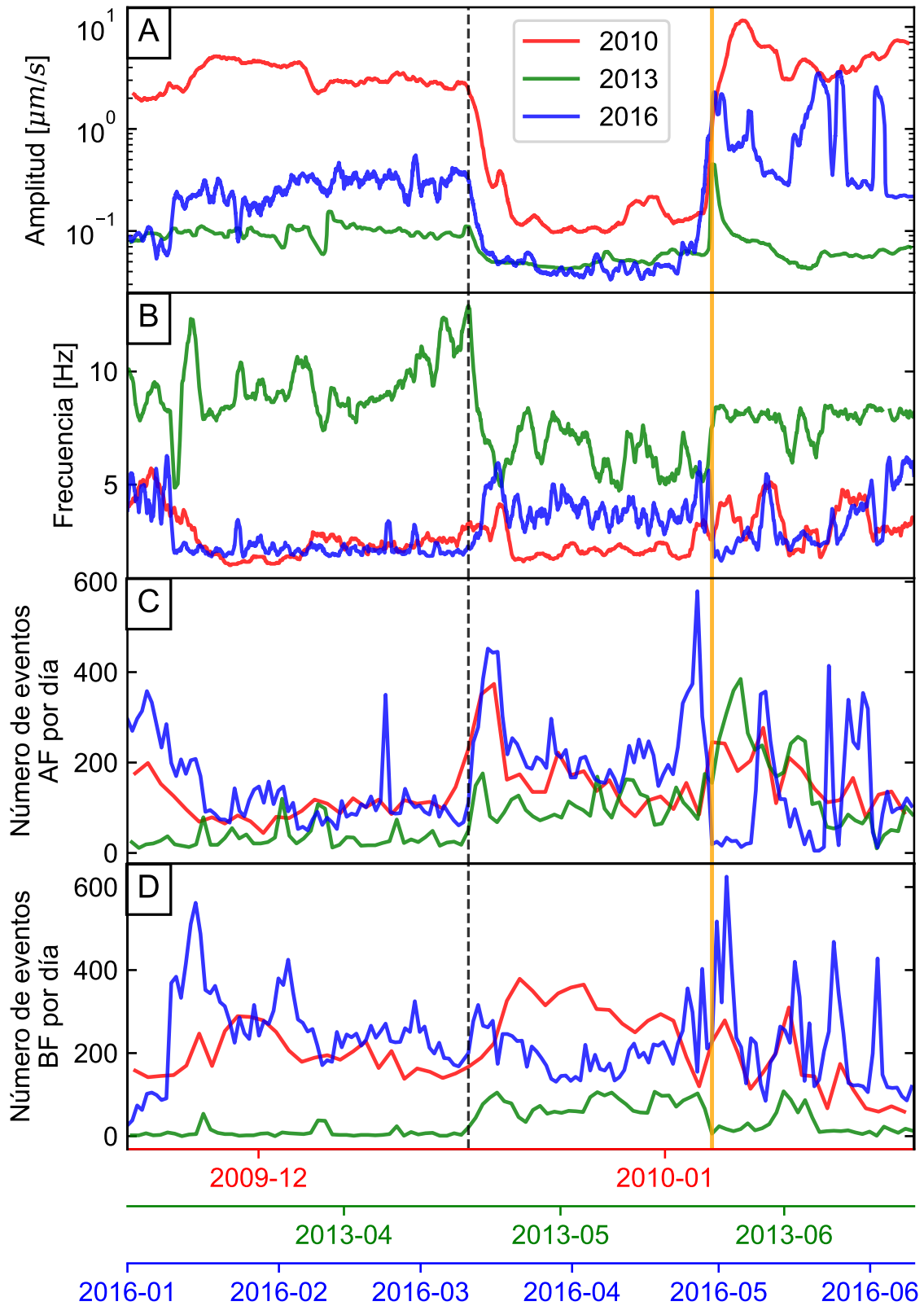
En cuanto a la frecuencia del tremor (Figura 7.1B), el PPEMAT de 2010 presenta un ligero aumento al inicio del período, sin embargo se mantiene en un rango de valores normal con respecto a las

semanas anteriores. De igual manera, el PPEMAT de 2016 presenta un aumento de la frecuencia al inicio del período, sin embargo se mantiene en valores relativamente altos durante todo el período ( $\sim 4$  Hz). Al contrario, el PPEMAT de 2013 muestra una disminución de la frecuencia importante de alrededor de 10 Hz hasta 6 Hz.

En el caso de los eventos discretos disparados por el algoritmo STA/LTA, en todos los casos se observa un aumento importante del número de eventos de alta frecuencia (AF) al inicio del período (Figura 7.1C). Esto puede deberse a que la detección del método aumenta, no necesariamente a un aumento real de los eventos. Esto coincide con el aumento de frecuencia dominante del tremor. Luego de esto, en todos los casos el número de eventos se estabilizan en valores relativamente altos durante el resto del período. Sin embargo, el PPEMAT de 2016 muestra un aumento abrupto hacia el final del período justo antes de la erupción.

Por otro lado, en los períodos de 2010 y 2013 se observa un aumento de los eventos discretos de baja frecuencia (BF, Figura 7.1). Por el contrario, en 2016 se observa una tendencia de disminución que inicia desde antes del PPEMAT en febrero de 2016. Hacia el final de ese período se observa un aumento en el número de eventos BF.

A continuación se hace una comparación de las familias de eventos observadas durante cada uno de estos períodos.



**Figura 7.1:** Comparación de los resultados de análisis general de los PPEMAT. A) RSEM; B) Frecuencia dominante en SSAM; C) Número de eventos de alta frecuencia por día; D) Número de eventos de baja frecuencia por día. La línea vertical discontinua negra representa el inicio de cada PPEMAT y la naranja el inicio de cada erupción.

### 7.3. Familias de eventos sismo-volcánicos

Cada uno de los PPEMAT está dominado por un tipo de familia de señal sismo-volcánica distinta, pero algunas familias están presentes en varios períodos (Cuadro 7.1). Los LP-TA se observaron en los tres períodos, mayoritariamente en el de 2009. Los LP-T se observaron únicamente en el período de 2013. Los eventos tipo tornillo se observaron principalmente en el período de 2016, pero en menor medida en 2013 y los eventos DF solo en 2016. Se resalta que la familia más importante en número es la de LP-TA, la cual tiene la mayor tasa promedio y está presente en todos los períodos.

Por otro lado, se hace la mención que en los tres casos se observó un enjambre de eventos VT proximales hacia el final del período, sin embargo no se hizo un estudio sistemático para esta familia de eventos.

**Cuadro 7.1:** Tasa promedio de eventos por día de cada familia por PPEMAT

Familia	PPEMAT 2009	PPEMAT 2013	PPEMAT 2016
LP-TA	66	3	9
LP-T	0	42	0
Tornillo	0	0.2	21
DF	0	0	0.6

En adelante se hace una comparación entre los resultados obtenidos para cada una de las familias entre los diferentes períodos. Además, se incluye en el análisis los catálogos (hasta el año 2018 incluido) de los eventos DF (Pacheco, 2018), de eventos tipo tornillo (M. Mora, comunicación personal, 2019) y del tremor armónico (Mora *et al.*, 2019) (Figura 7.2). No es el objetivo de esta investigación realizar un análisis exhaustivo de estos eventos, sin embargo se presenta un breve análisis con el fin de comparar de manera general con los resultados obtenidos debido a la semejanza entre algunas de estas familias.

#### 7.3.1. Eventos tipo tornillo

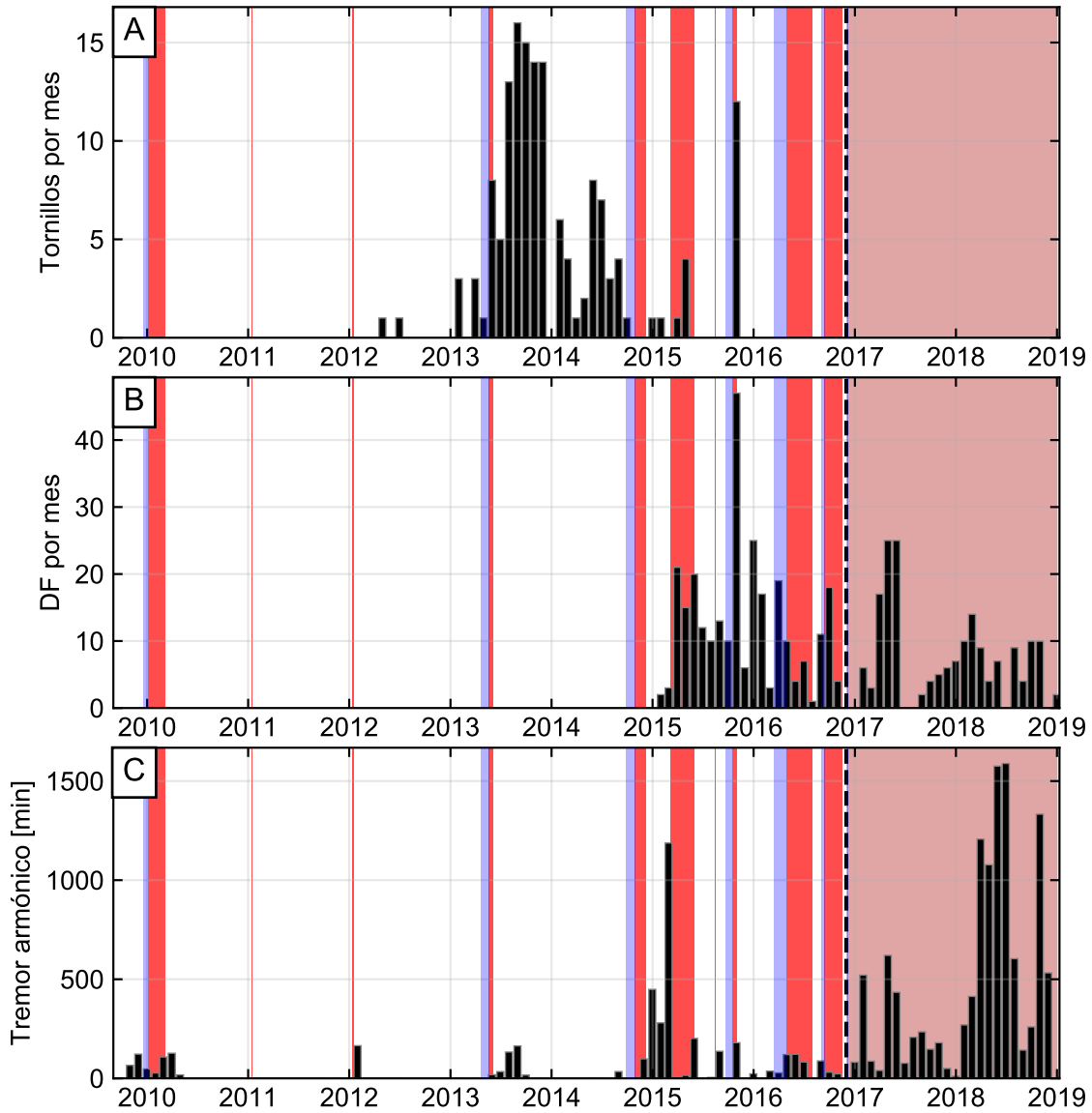
Se cuenta con un catálogo de eventos tipo tornillo (TOR) producto de las tareas de vigilancia volcánica en la RSN (M. Mora, comunicación personal, 2019). Estas señales se empezaron a observar en 2012 y tuvieron un aumento importante durante la segunda mitad del año 2013, luego de la erupción de mayo. Además, se observa un aumento importante en el mes de octubre de 2015 (Figura 7.2A). Esta distribución temporal se concentra sobre todo previo a los ciclos eruptivos de 2014 en adelante.

Por otro lado, se generó un pseudo-espectrograma con base en este catálogo (Figura 7.3) con el fin de comparar las frecuencias con las de los tornillos compuestos del PPEMAT de 2016. En general se observan 3 etapas:

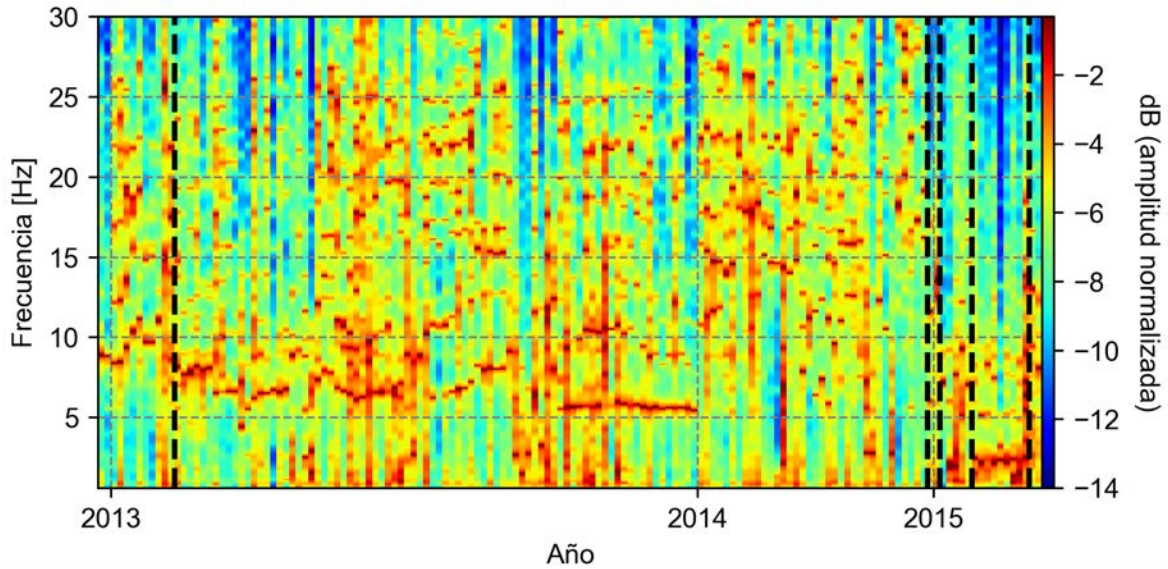
1. Entre los años 2012 y 2013 se observa una tendencia general de disminución de la frecuencia dominante desde 10 Hz hasta 6 Hz.
2. Durante el año 2014 desaparece ese pico de frecuencia y dominan las altas frecuencias (10 - 25 Hz) sin una tendencia clara.
3. Durante el año 2015 se observa un pico de frecuencia entre 2 y 2.5 Hz.

Posteriormente, los eventos TORC del PPEMAT de marzo-abril de 2016 presentan frecuencias dominantes en la banda de 1,6 a 1,75 Hz (Sección 6.3.2). Además, luego de un período eruptivo muy activo entre los meses de mayo y julio se da un período de reposo y se observa un PPEMAT entre los días 1ero de setiembre y 13 de setiembre, cuando a las 08:10 (GMT) reinicia la actividad eruptiva. A pesar de que el análisis a profundidad de este período esta fuera del alcance de esta investigación, se tienen resultados preliminares sobre los tornillos compuestos que se identificaron. En este caso se observa una disminución de la frecuencia más baja entre 1.14 Hz y 0.77 Hz.

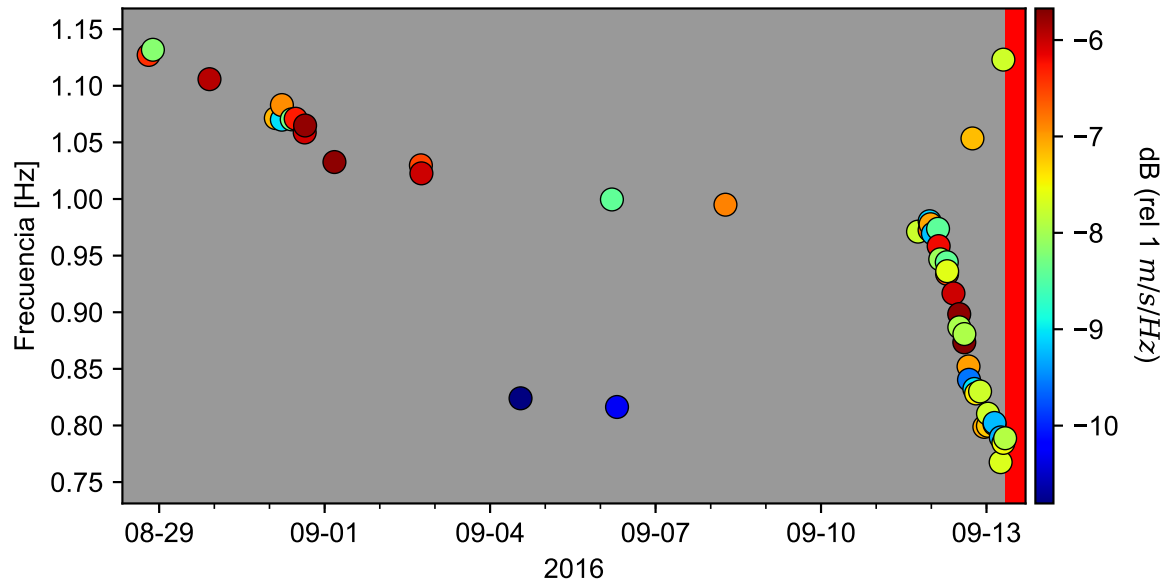
En resumen, se observa una disminución de las frecuencias de los eventos tipo tornillo desde 10 Hz hasta 0.8 Hz en un rango temporal de casi 4 años entre los 2012 y 2016.



**Figura 7.2:** Conteo de eventos tipo tornillo, doble fase y tremor armónico entre los años 2009 y 2018. A) Número de eventos tipo tornillo por mes (M. Mora, comunicación personal, 2019); B) Número de eventos DF por mes (Pacheco, 2018); C) Duración acumulada de tremor armónico por mes (Mora *et al.*, 2019). Las bandas verticales indican los PPEMAT (azul) y los períodos eruptivos (rojo). El período entre 2017 y 2018 (rojo tenue) presentó actividad eruptiva intermitente con fases de duración variable. La línea vertical discontinua indica el sismo principal de la secuencia de Capellades (Linkimer *et al.*, 2018)



**Figura 7.3:** Pseudo-espectrograma de frecuencias de los eventos tipo tornillo entre los años 2012 y 2015. Las líneas discontinuas negras verticales representan los eventos eruptivos



**Figura 7.4:** Variación del pico de frecuencia más bajo de los eventos tipo tornillo durante el PPEMAT previo al reinicio de la actividad eruptiva el día 13 de setiembre de 2016. La barra roja vertical indica la erupción.

### 7.3.2. Eventos de doble fase (DF)

Los eventos DF se registran desde el 2015 (Pacheco, 2018) y ocurrieron sobre todo entre los años 2015 y 2016 (Figura 7.2B). Se observan disminuciones importantes en el número de eventos DF por mes entre los meses de diciembre de 2016 y enero de 2017; y entre agosto y setiembre de 2017. Durante el PPEMAT de 2016 se observa un aumento local importante. Sin embargo, el mayor número de eventos (47) ocurre durante el mes de noviembre de 2015, durante ese período eruptivo. Este pico coincide con un aumento importante en el número de eventos tipo tornillo (Figura 7.2A). Otra coincidencia entre estos dos tipos de señales es que algunos de los DF que ocurren en el PPEMAT del 2016 investigados en este trabajo presentan una coda multitonada muy semejante a la de los eventos TORC (Sección 6.3.1). En cuanto a la expresión superficial de estos eventos se tiene una variedad de manifestaciones. Algunos eventos no presentaron ningún tipo de indicio de erupción (imagen de las cámaras de vigilancia y/o registro de infrasonido); otros presentan exhalaciones de ceniza y gas; y por último algunas presentaron explosiones estrombolianas. En general, la manifestación eruptiva de estos eventos se hizo más importante a partir de 2017 cuando empezaron a ocurrir las explosiones estrombolianas (J. Pacheco, comunicación personal, 2020).

### 7.3.3. Eventos LP-TA

En los tres PPEMAT estudiados se observaron eventos LP-TA. Por tanto, en esta sección se hace una comparación estadística de los resultados obtenidos. Además, también se incorpora de manera general los análisis de Mora *et al.* (2019) sobre los episodios de tremor armónico en el volcán Turrialba.

#### 7.3.3.1. Comparación de los LP-TA de los tres PPEMAT

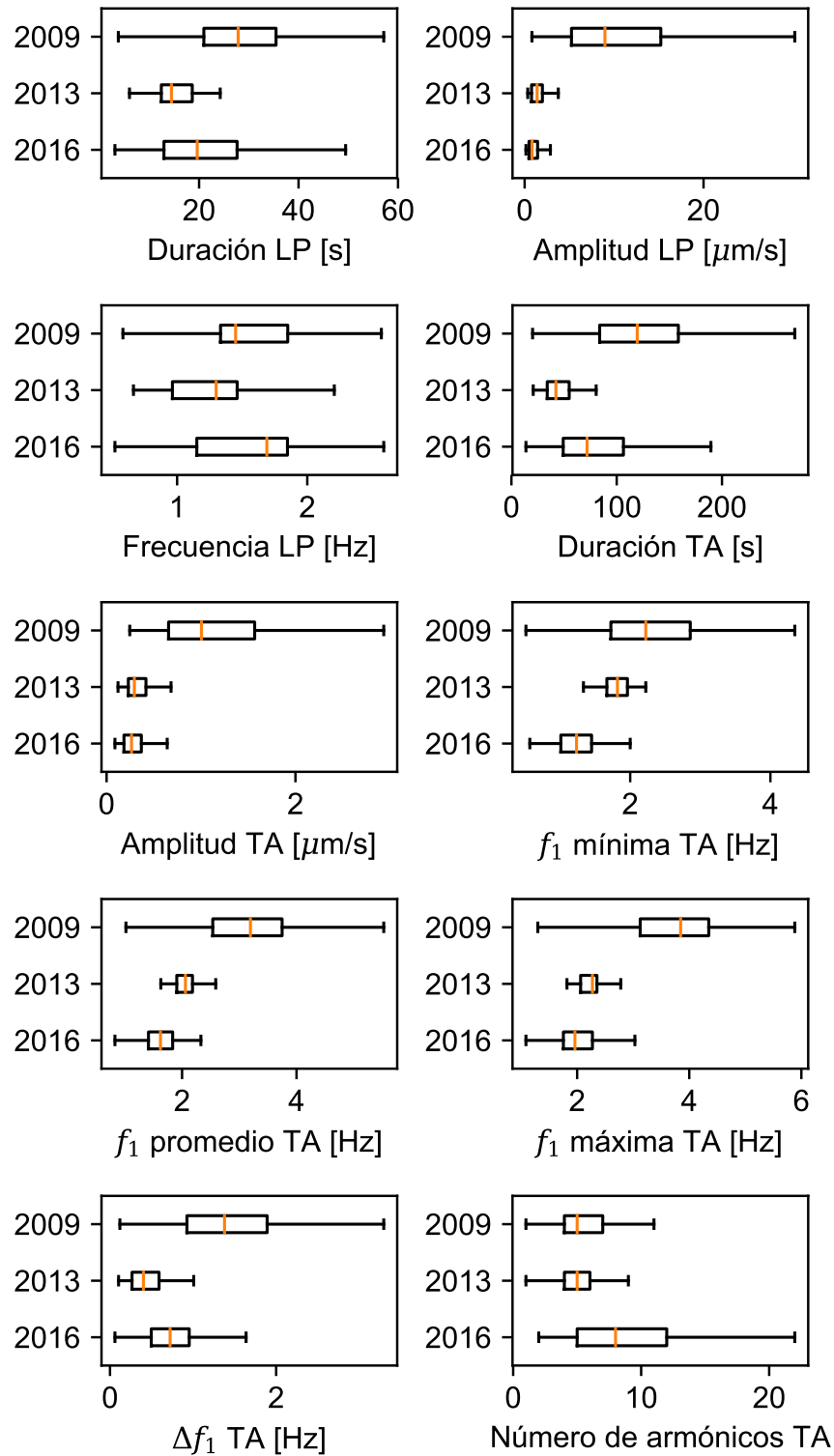
En los tres PPEMAT estudiados se observaron eventos LP-TA en diferentes cantidades. El período de 2009 presenta la tasa diaria de eventos más alta (66), mientras que los períodos de 2013 y 2016 presenta en promedio únicamente 3 y 10 eventos, respectivamente (Cuadro 7.1). Esto demuestra que este tipo de señal es un precursor importante en este volcán, por su presencia en diferentes procesos aunque en diferentes medidas<sup>1</sup>. La Figura 7.5 resume y compara los resultados de la caracterización de estos eventos.

En cuanto a la fase del evento LP, en 2013 se observan las menores duraciones (<20), mientras que los períodos de 2010 y 2016 muestran mayor variación. Se resalta las altas amplitudes observadas en el período de 2009, con respecto a los otros dos períodos. Las menores amplitudes se registran en el período de 2016. Los rangos de frecuencia dominante son muy semejantes en todos los períodos, con promedios entre 1 y 2 Hz.

Con respecto a la fase de tremor armónico (TA) se observan mayores diferencias. Las duraciones mayores ocurren en 2009, con promedios por encima de 100 s, mientras que en 2016 el promedio se encuentra alrededor de 75 s y en 2013 por debajo de 50 s. De igual forma, se observa un decrecimiento de las amplitudes, siendo las altas las de 2009 y las más bajas las de 2016. En el ámbito de la frecuencia, se distingue el período de 2009 por sus altas frecuencias (mínima, promedio y máxima) y se observan valores cada vez menores para los períodos de 2013 y 2016. De igual forma, los mayores deslizamientos en la frecuencia ( $\Delta f_1$ ) se observan en 2009, y secundariamente en 2016. El número de armónicos en 2009 y 2013 es muy semejante (alrededor de 5), mientras que en 2016 se alcanza un promedio de 8 armónicos.

Una observación interesante es que en los tres períodos se observan ciertas correspondencias entre el número de eventos LP-TA con la curva del RSEM. En 2009, los momentos de menor número de LP-TA corresponde con los mínimos en la curva RSEM (M1, M2 y M3, Figura 4.3). Esto se observa sobretodo en el M3 cuando desaparecen por completo los LP-TA por lapso de 10 horas en coincidencia con el mínimo absoluto de menor amplitud del período y un enjambre de sismo VT proximales. En el mismo sentido, durante el período de 2013 la distribución temporal de los LP-TA se concentra en dos momentos de mayor amplitud en la curva RSEM, correspondientes con aumentos escalonados previo a la erupción (Figura 5.4). Esta relación no es tan evidente en los datos del período de 2016.

<sup>1</sup>Estos eventos se han observado precediendo las erupciones del presente año 2020.



**Figura 7.5:** Comparación de las características de los eventos LP-TA de los tres periodos. La caja representa el rango entre los cuartiles inferior y superior con la mediana; y los brazos muestran la extensión total de los datos.



Sin embargo, hacia el final de este período, con el aumento de la amplitud del tremor se observa un aumento importante en el número de eventos LP-TA.

### 7.3.3.2. Comparación con el tremor armónico

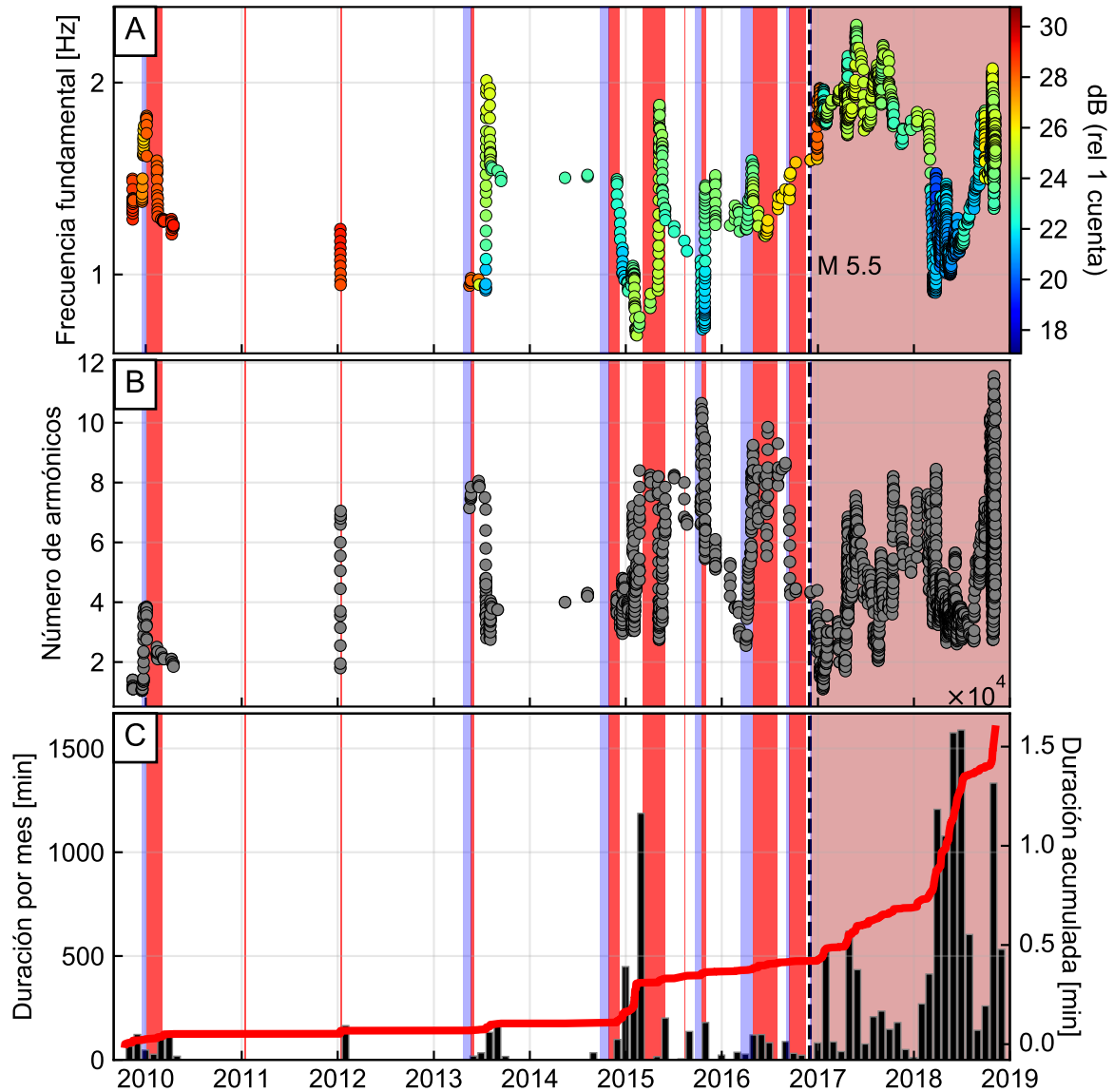
Los eventos LP-TA se distinguen claramente de los episodios de tremor armónico (TA), primeramente por asociarse a un evento LP, y segundo por sus relativas cortas duraciones. Por ejemplo, el PPEMAT de 2009 presenta las mayores duración de TA en estos eventos, con un promedio de alrededor de 2 min con máximos extremos de 5 min. Por el contrario, los episodios de tremor armónico observados en el volcán Turrialba presentan una gran variedad de duraciones, desde algunos minutos hasta días (Mora *et al.*, 2019). Además, su delimitación temporal a veces es complicada por transiciones entre tremor armónico a tremor no armónico de espectro amplio.

Por otro lado, la distribución temporal de los eventos LP-TA se restringe en general a los PPEMAT estudiados. A pesar de que no se hizo una identificación sistemática para todo el período de registro sísmico (2009 al presente), esta tendencia ha sido observada por los volcano-sismólogos. Recientemente, durante el año 2020 se han observado ocasionalmente este tipo de eventos, en coincidencia con una baja en la actividad del volcán (M. Mora y J. Pacheco, comunicación personal, 2020).

A pesar de que los episodios de tremor armónico se han observado en los PPEMAT también, su distribución temporal es más amplia (Figura 7.6C). Estos episodios ocurren en etapas previas, durante y luego de las erupciones. Además, se observa un incremento en la cantidad de tremor armónico registrado, en paralelo a la duración de los ciclos eruptivos. Un aumento importante ocurrió previo a las erupciones de octubre de 2015. Posteriormente se observan incrementos en los años 2017 y sobre todo en el 2018.

Las características del tremor armónico presentan tendencias interesantes (Figura 7.6A y B). Por ejemplo, luego de las erupciones de 2010, 2012 y 2013 se observa una disminución de las frecuencias por debajo de 1 Hz (Mora *et al.*, 2019), tras lo cual puede ocurrir un aumento como se observa durante el año 2013. Entre los años 2015 y 2017 se observan oscilaciones importantes en la frecuencia fundamental y se alcanza valores muy bajos ( $\sim 0.5$  Hz). Un cambio importante se observa en el año 2017 cuando las frecuencias fundamentales presentan los valores máximos en todo el período ( $>2$  Hz). Luego de esto, en 2018 cuando ocurre la mayor cantidad de episodios, la frecuencia vuelve a disminuir.

Por otro lado, la tendencia general del número de armónicos es al aumento, con valores entre 2 y 4 en el año 2010 hasta valores de 12 armónicos hacia el final del año 2018. Una excepción importante en esta tendencia se observa al principio del año 2017 cuando el número de armónicos cae a valores entre 2 y 4, tras lo cual continúa la tendencia general al aumento.



**Figura 7.6:** Características del tremor armónico entre los años 2009 y 2019. A) Frecuencia fundamental. B) Número de armónicos. En A) y B) Cada punto representa el valor medio de 20 episodios. C) Número de episodios por mes y número acumulado. Datos de Mora *et al.* (2019). Las bandas verticales indican los PPEMAT (azul) y los períodos eruptivos (rojo). El período entre 2017 y 2018 (rojo tenue) presentó actividad eruptiva intermitente con fases de duración variable. La línea vertical discontinua indica el sismo principal de la secuencia de Capellades (Linkimer *et al.*, 2018)

## 7.4. Sismicidad volcano-tectónica

La sismicidad en los volcanes Irazú y Turrialba durante el período de actividad reciente (2010 - 2018) se distribuye en cuatro cúmulos: dos en el volcán Irazú, uno en medio de ambos volcanes (falla Liebres) y el último en el cono del Turrialba. Los tres primeros comparten profundidades entre 0 y 3 km b.n.m., mientras que el último presenta elevaciones entre 0 y 3 km s.n.m.

En esta sección se describe la evolución temporal de esta actividad sísmica (Figura 7.7). Se distingue de manera general los eventos proximales de los distales por su cercanía al cráter activo (<3 km). La mayoría de los eventos, tanto distales como proximales ocurrieron en dos períodos: entre los años 2012 y finales del 2013 y finales del 2014 y principios del 2017 (histogramas en Figura 7.7D y E).

En cuanto a la sismicidad distal, un primer enjambre se observa en setiembre de 2012, el cuál corresponde con una reactivación debido al terremoto (M 7.6) de Nicoya (Lupi *et al.*, 2014). Sin embargo, la mayoría de enjambres ocurren entre los años 2015 y 2016. Estos presentan una tendencia en el tiempo a acercarse al Turrialba (Figura 7.7A, Figura 7.8).

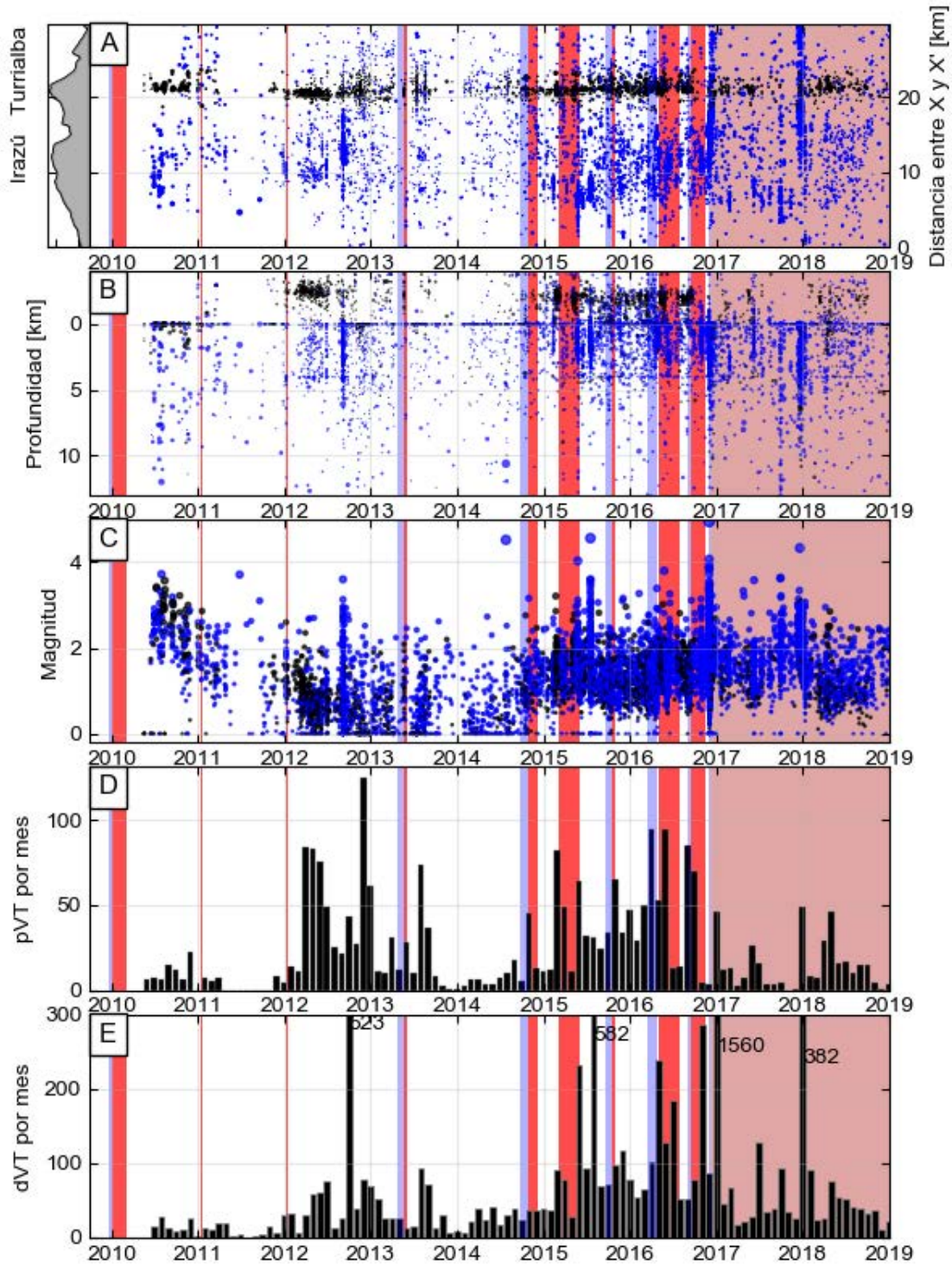
Por otro lado, la sismicidad proximal, presenta un enjambre previo a la erupción de 2011 y otro luego de la erupción de 2012. De igual manera, a partir de 2015 se observa un incremento. Una tendencia interesante es una ligera migración de los epicentros hacia el NE, al mismo tiempo que la profundidad aumenta (Figura 7.7A y B).

La magnitud de ambos tipos de eventos (pVT y dVT) presenta una clara disminución entre los 2010 y 2014 (Figura 7.7C). Al final del año 2014 se observa un incremento súbito. La magnitud máxima se alcanza el 1ero de diciembre de 2016 cuando ocurre el sismo (M 5.5) de Capellades (Linkimer *et al.*, 2018).

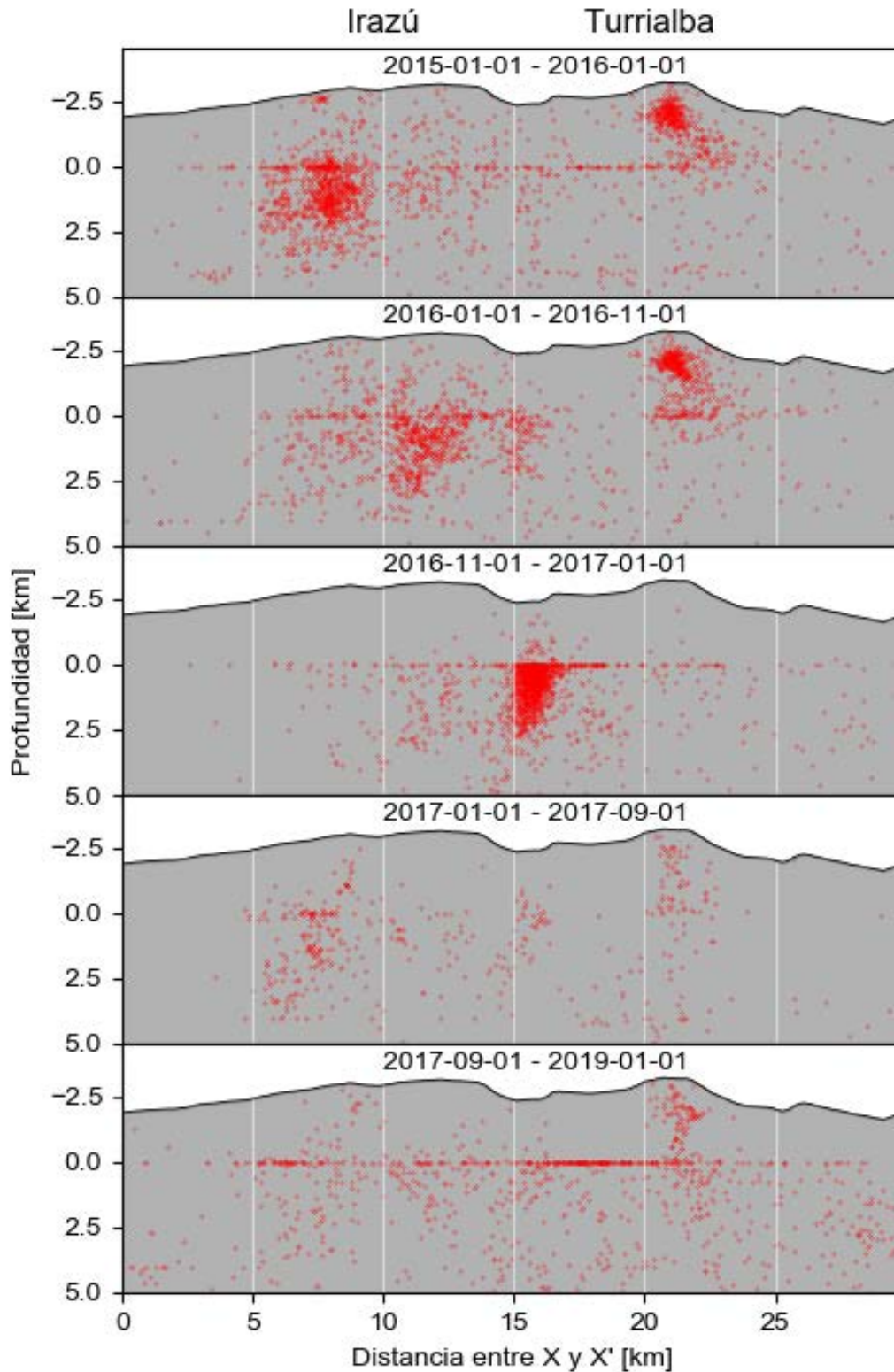
White y McCausland (2016), encuentran una relación directa entre el momento sísmico acumulado de los eventos VT y el volumen de magma inyectado, a partir de diversos conjuntos de datos sísmicos y geodésicos de diferentes volcanes. Por otro lado, Müller (2018) modela las deformaciones observadas en los volcanes Irazú y Turrialba entre enero de 2015 y diciembre de 2016 por medio de un cambio de volumen de 16 Mm<sup>3</sup>/año en un reservorio magmático a unos 8 km de profundidad bajo el volcán Irazú. El volumen de magma inyectado en esos dos años equivaldría a unos 0,031 km<sup>3</sup>. Se compara este valor con los valores esperados para los catálogos sísmicos (RSN y OVSICORI-UNA). El volumen determinado por Müller (2018) coincide, dentro del rango de dispersión de los datos del modelo.

Como lo explican White y McCausland (2016), el momento sísmico acumulado está dominado por los pocos eventos grandes. Por ello, el quitar el evento principal (M 5.5) de la secuencia de Capellades del cálculo, el resultado del volumen de magma inyectado sería demasiado bajo para explicar las deformaciones observadas por Müller (2018).

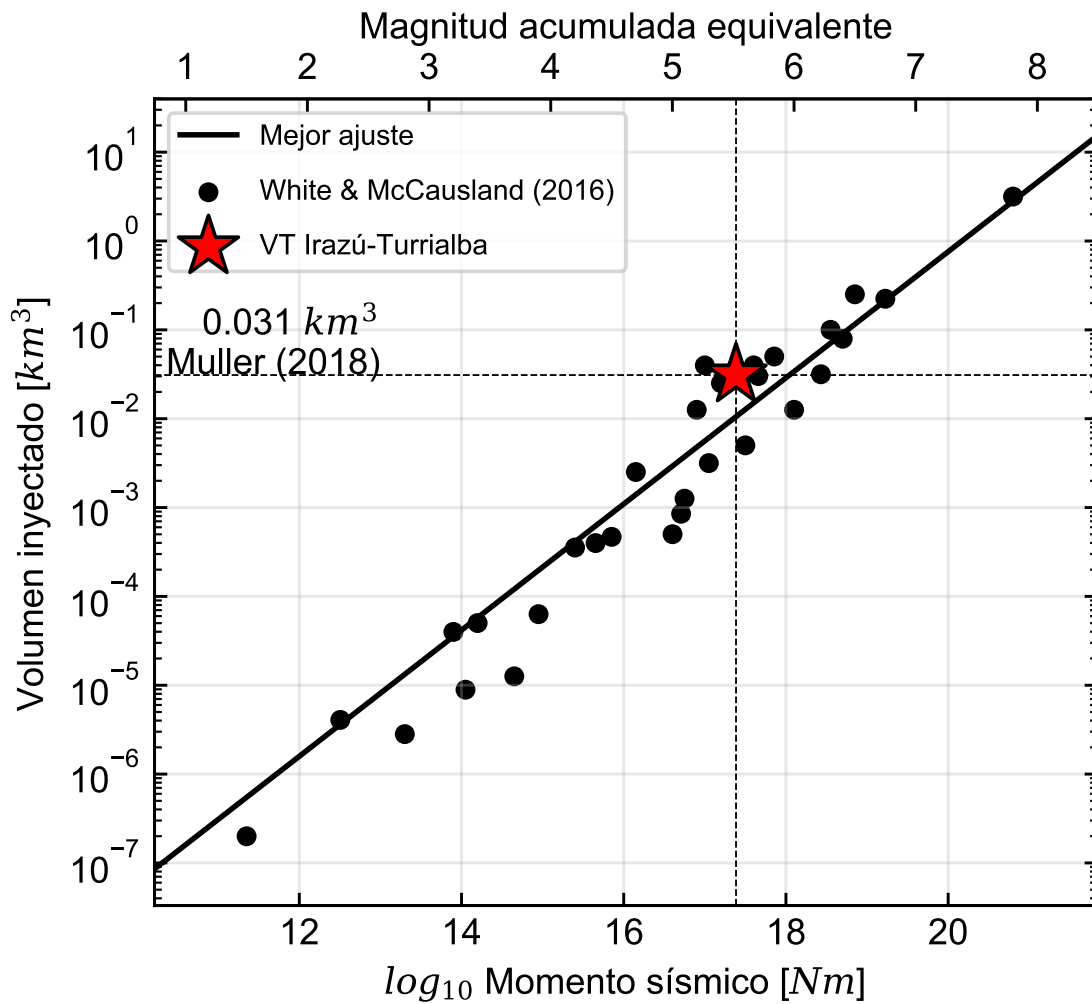
Adelante se discute la evolución reciente del sistema somero del volcán Turrialba a partir de las observaciones hechas en esta investigación y relacionadas a un contexto más general por medio otros indicadores sismológicos y tectónicos presentados en este capítulo.



**Figura 7.7:** Serie temporal de la sismicidad volcano-tectónica en los volcanes Irazú y Turrialba. A) Distancia en el perfil X-X' de la Figura 1.2; B) Profundidad; C) Magnitud local. Catálogo OVSICORI-UNA. En negro los pVT (<3 km) y en azul los dVT (>3 km). D) y E) Número de eventos por mes pVT y dVT, respectivamente. En E) se recortó la escala para poder mostrar las tendencias, los valores por fuera de esta se indican al lado de cada barra.



**Figura 7.8:** Migración SW-NE de la sismicidad volcano-tectónica distal. Los cortes corresponden con el perfil X-X' de la Figura 1.2. En cada corte se indica el rango temporal.



**Figura 7.9:** Determinación del volumen de magma inyectado a partir del momento sísmico. Se utiliza el mejor ajuste encontrado por White y McCausland (2016) a partir de la correlación de datos sísmicos y de deformación.

## 7.5. Discusión

En la Figura 7.10 se representa un modelo conceptual geológico de la evolución del sistema del volcán Turrialba. A partir de los análisis realizados se definen cuatro etapas generales en la actividad reciente. A continuación se describen las interpretaciones en orden cronológico.

### 7.5.1. Reactivación: 1996 - 2010

A pesar de que la instrumentación de vigilancia volcánica en el Turrialba se fue consolidando poco a poco desde el año 2009, existen importantes aportes que reflejaron un lento despertar del volcán entre los años 1996 y 2009. Desde entonces se observaron procesos de inflación (Martini *et al.*, 2010) y enjambres de sismos VT (Soto, 2012) que reflejan intrusiones magmáticas. Además, en este período se observaron incrementos importantes de la sismicidad de baja frecuencia (Tassi *et al.*, 2004; Mora, Rojas, y Linkimer, 2001; Martini *et al.*, 2010). Por último, las condiciones superficiales también sufrieron cambios como el aumento en el flujo de gases magmáticos (SO<sub>2</sub>) y la disminución del pH de los gases así como la apertura de fisuras en las paredes del cráter Oeste (Martini *et al.*, 2010) (Figura 7.10A).

### 7.5.2. Primeras erupciones entre 2009 y 2013

Una primera etapa eruptiva consiste en la actividad cuasi-anual que ocurrió entre los años 2009 y 2013. El período entre los años 2009 y 2010 se caracteriza por las mayores amplitudes de tremor de fondo y el registro de un alto número de eventos discretos. En ese contexto, durante la primera erupción del 4 de enero 2010 el volcán emitió un bajo contenido de ceniza fresca (Alvarado *et al.*, 2016). Esto refleja procesos de interacción entre los gases derivados del magma y el sistema hidrotermal por medio de fracturas entre ambos sistemas. A esta interacción se atribuye los altos niveles sísmicos.

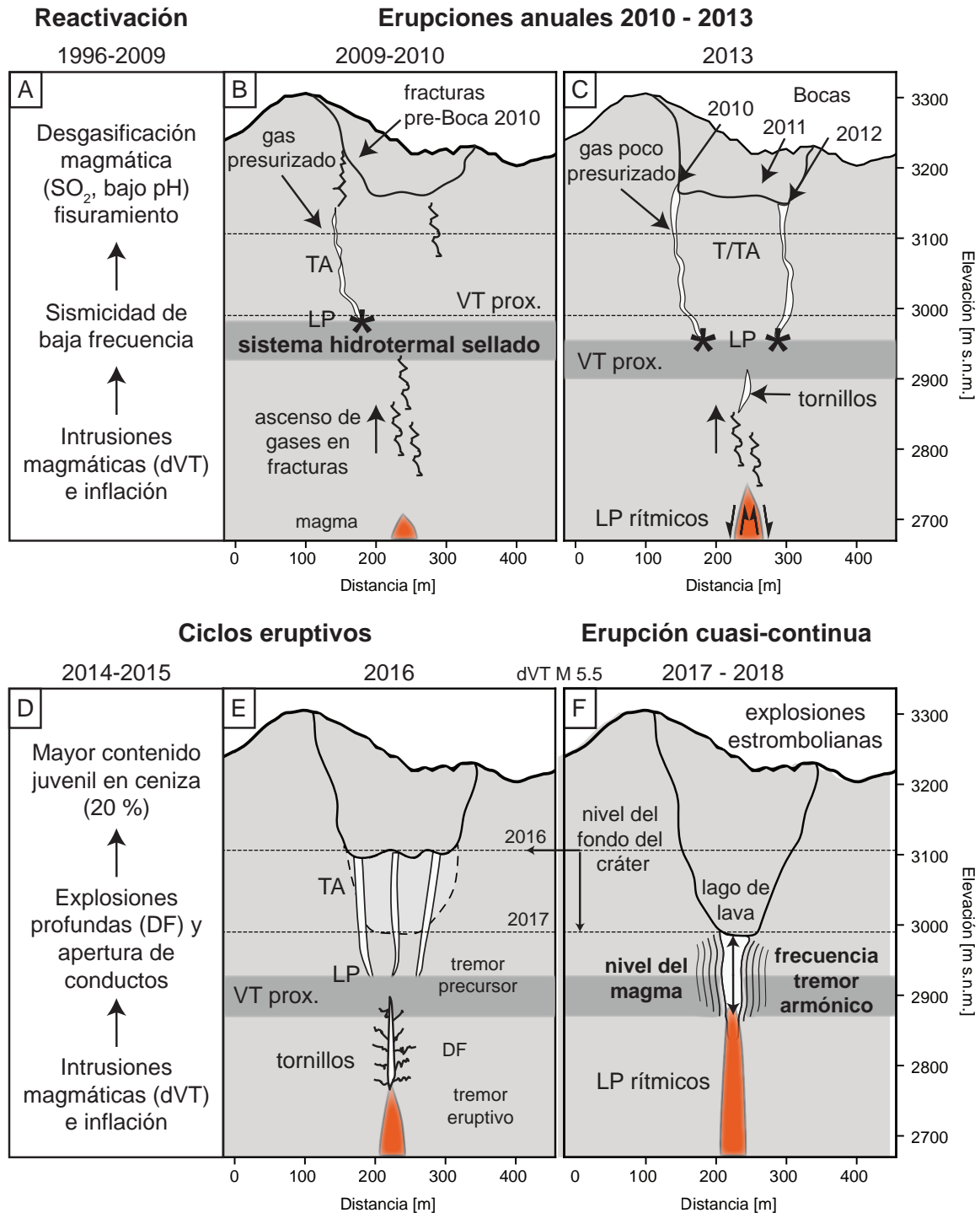
El marcado PPEMAT observado 16 días antes de la erupción refleja la formación de un sello en el sistema hidrotermal debido a la precipitación de minerales. En ese contexto se generan las señales LP-TA, las cuales son muy significativas por su alto número y relación con la amplitud del tremor de fondo. En las ocasiones en que la presión en el sello supera la resistencia de la roca se generan explosiones internas (parte LP) que liberan el gas acumulado a altas velocidades en un conducto estrecho (parte TA). Este proceso también es acompañado por eventos pVT que reflejan la ruptura frágil en el sistema hidrotermal. El proceso culmina con la extensión del conducto hasta la superficie (Boca 2010).

A partir de finales del año 2010 la amplitud del tremor comienza a disminuir y se mantiene en niveles bajos en los próximos años hasta finales de 2014. Luego de la primera erupción, en este período entre 2010 y 2014 ocurren erupciones casi anuales en 2011, 2012 y 2013. Las primeras dos erupciones provocaron la apertura de dos bocas nuevas (Elizondo *et al.*, 2019).

A partir de marzo de 2012 se observa un incremento en la sismicidad volcano-tectónica, tanto distal como proximal. Al mismo tiempo se da la ocurrencia de los primeros tornillos de altas frecuencias (10 Hz), los cuales incrementan ligeramente en los primeros meses del 2013. Estas observaciones indican los movimientos del magma así como el inicio de la formación de una cavidad que puede hospedar la oscilación de un gas a alta presión debido al aumento de la temperatura por la presencia del magma (Kumagai *et al.*, 2002).

Luego, en marzo de 2013 ocurre una de las tres únicas secuencias de LP rítmicos que se han observado en el volcán Turrialba (los otros dos ocurren 2017 y 2018, Lesage *et al.* (2018)). Estas señales sugieren la presencia de un cuerpo de magma en ascenso (Matoza y Chouet, 2010; Kendrick *et al.*, 2014; Bell *et al.*, 2017).

Posteriormente, en abril inicia el segundo PPEMAT estudiado. En este caso el período se da en un contexto de baja sismicidad y el tremor pre-PPEMAT es de muy alta frecuencia lo cual podría reflejar una desgasificación muy superficial (Chiodini *et al.*, 2017). Por otro lado, el descenso de la amplitud de tremor en este caso no es muy marcada como en 2009 o 2016 y además, el tremor que acompaña a los eventos LP no es armónico (LP-T) y cuando sí lo es, coincide con aumentos en la amplitud del tremor de fondo (RSEM). Estas observaciones sugieren que en este caso el sello en el



**Figura 7.10:** Modelo interpretativo de la evolución del sistema del volcán Turrialba. Construido a partir de las observaciones realizadas en esta investigación junto con los aportes de otros autores mencionados en el texto.

sistema hidrotermal no es muy efectivo, las explosiones internas son de baja energía y por tanto el gas que circula los conductos someros está poco presurizado.

Luego de esta erupción se observa un incremento importante en el número de eventos pVT, dVT y



tipo tornillo. En estos últimos se observa una tendencia importante a la disminución de las frecuencias lo cual refleja el crecimiento de la cavidad donde se produce la resonancia. Hacia el final del año 2013 el número de eventos VT disminuye y posteriormente, durante el 2014, se interrumpe la disminución de la frecuencia de los tornillos: se observan frecuencias muy altas sin ningún patrón definido en el tiempo. Esto podría significar el colapso de la cavidad debido a una mayor interacción entre el magma y el sistema hidrotermal.

### 7.5.3. Ciclos eruptivos: 2014 - 2016

Se define una segunda etapa eruptiva entre los años 2014 y 2016 debido a la importancia y duración de estas erupciones (Alvarado *et al.*, 2016). Esta nueva etapa es precedida por un ligero aumento en la cantidad de eventos VT. Sin embargo, no es hasta después de la erupción de octubre de 2014 que se observa un aumento importante en la magnitud y cantidad de eventos. En particular, los pVT muestran un incremento sostenido en el tiempo, mientras que los dVT presentan enjambres puntuales de más de 200 eventos por mes. Además, se da una variación en el sentido SW-NE de la sismicidad distal, lo cual sugiere una migración del magma desde el reservorio profundo bajo el Irazú hacia reservorio intermedio.

Por otro lado, en esta etapa se identificaron 5 PPEMAT, previo a las erupciones de octubre de 2014, octubre 2015, mayo 2016, setiembre de 2016, y diciembre de 2016. En particular previo a la erupción de 2014 el PPEMAT coincidió con un descenso en el flujo de gases magmáticos. Además, tras esta erupción se recolectaron rocas tipo brecha con una matriz de minerales hidrotermales (sílice, arcillas, zeolita, etc) (de Moor *et al.*, 2016). Estas evidencias en conjunto soportan la hipótesis de un sello en el sistema hidrotermal y los procesos de apertura de los conductos por medio de las explosiones.

A partir del 2015 se empiezan a registrar los eventos DF, sobre todo durante las erupciones de marzo y octubre de 2015. Justo en este último mes ocurre el mayor número de DF al mismo tiempo que un aumento en el número de tornillos, los cuales habían cesado desde mayo de ese año. En este caso las frecuencias disminuyen hasta 2 Hz, lo cual indica el crecimiento de una cavidad de mayores dimensiones debido a la intensa interacción entre los gases magmáticos y el sistema hidrotermal.

Todas las erupciones de este período fueron precedidas y acompañadas por episodios de tremor armónico, pero sobre todo se da un aumento muy importante con la erupción de 2015.

Posteriormente, en marzo a abril de 2016 se observan las menores amplitudes de tremor de todo el registro sísmico estudiado (2009-2018) lo cual corresponde con el tercer PPEMAT investigado. En este período se observa un incremento de eventos DF, un alto número de eventos TORC y eventos LP-TA, y algunos episodios de tremor armónico, pero en menor cantidad que en 2015. En este caso las amplitudes, frecuencias y deslizamiento de frecuencias de los LP-TA son menores que en 2009. Esto indica menores presiones en los conductos someros debido a que se encuentran más desarrollados y abiertos.

Las frecuencias mucho más bajas de los tornillos (1.6 Hz) que las de los que venían ocurriendo desde 2012, refleja la formación de una cavidad de mayores dimensiones. Además, su carácter compuesto con fases LP y VLP refleja la interacción de diferentes procesos en el sistema, no solamente la oscilación del fluido. Se sugiere una conexión más directa entre la columna de magma y la cavidad resonante: 1) ascenso de burbuja dentro de la columna de magma (VLP), 2) desgasificación en el margen del magma; y 3) oscilación y resonancia de los gases en la cavidad. El descenso de las frecuencias refleja el crecimiento de la cavidad y/o el aumento de la fracción de ceniza en el gas. Mientras que los aumentos de frecuencia que ocurren luego de cada enjambre de sismos VT responde a un aumento de la temperatura debido al ascenso del magma.

Una vez que la presión supera la resistencia de las rocas en el sistema hidrotermal por la acumulación de gases, el sello se rompe liberando los gases acumulados. El tremor correspondiente presenta mayores elevaciones que el tremor correspondiente a la erupción del día 30 de abril. Esto refleja la descompresión en el sistema hidrotermal que permite una actividad desde la columna de magma. Esta erupción continúa durante los siguientes meses.

Luego de una pausa se observa de nuevo un PPEMAT de corta duración entre el 1ero y el 13 de setiembre cuando reinicia la actividad eruptiva. Es entonces cuando se registran la mayores amplitudes de tremor luego de la erupción de 2010. Esta actividad continúa hasta finales de noviembre cuando

se presenta una nueva pausa. Justamente durante esta calma relativa ocurre la secuencia de sismos dVT de mayor número y con las mayores magnitudes.

Se detalla a continuación algunas observaciones de la actividad sismo-volcánica asociadas a esta secuencia:

1. El cambio de volumen en el reservorio magmático profundo modelado a partir de datos de deformación (Müller, 2018) coincide con el estimado a partir del momento sísmico.
2. Entre este reservorio profundo y el reservorio intermedio (Badilla y Taylor, 2019) se encuentra la falla Liebres cuya sismicidad se ubica a profundidades similares a la del reservorio intermedio.
3. Una migración de la sismicidad distal en sentido SW-NE entre los años 2014 y 2015
4. Aumento de las frecuencias de los tornillos de abril de 2016 luego del enjambre precursor (*foreshock*) en esta falla (Linkimer *et al.*, 2018).
5. Cambios en la actividad eruptiva luego de la secuencia:
  - a) Aumento del contenido fresco en las cenizas eruptadas (G. Avard, comunicación personal, 2020).
  - b) Un aumento en la frecuencia de las erupciones (J. Pacheco, comunicación personal, 2020)
  - c) Actividad estromboliana casual (Alvarado *et al.*, 2020)
6. Cambio en la tendencia de la amplitud del tremor. El punto álgido ocurre durante el período pre-eruptivo precedente (setiembre a noviembre). La secuencia coincide con una calma relativa de tremor, tras lo cual la tendencia a la baja se sostiene hasta la segunda mitad del 2018.
7. Aumento en la cantidad de tremor armónico, aumento súbito de las frecuencias y disminución súbita en el número de armónicos.

Estas observaciones, pero sobre todo la coincidencia de los cálculos del volumen de magma inyectado por medio de datos de deformación y de momento sísmico, apoya la hipótesis de que la secuencia de Capellades ocurrió en respuesta al esfuerzo aplicado por la inyección magmática. Sin embargo, la geometría de la falla se considera condicionada por el esfuerzo regional NNE en concordancia con los sistemas de fallas dextrales propuestas por otros autores (Montero y Alvarado, 1995; Montero *et al.*, 2013; Calvo *et al.*, 2019).

#### 7.5.4. Sistema abierto y erupción cuasi-continua: 2017 - 2018

Algunos cambios detallados anteriormente, en relación a la secuencia de Capellades, reflejan que por primera vez existe una apertura en el sistema que permite una conexión ininterrumpida entre la columna de magma y la atmósfera. Esto es confirmado por la observación de un lago de lava en el fondo del cráter desde julio 2017 hasta probablemente mayo 2018 (Ruiz *et al.*, 2017; Alvarado *et al.*, 2020) y por la actividad eruptiva del tipo estromboliana con la eyección de bombas escoriáceas de lava fresca.

Otro enjambre de sismos VT ocurre en diciembre de 2017 y se ubica al SW de cono del Turrialba cerca de los conos Tiendilla y Armado a 0 km de profundidad. Este enjambre culmina con la migración de la sismicidad dVT que se observó desde el 2015 con una dirección SW a NE desde el volcán Irazú hasta el Turrialba. Al mismo tiempo la cantidad de tremor armónico alcanzó un mínimo, tras lo cual inicia un aumento fuerte hasta alcanzar los valores más altos de todo el período de actividad en mayo y junio del 2018.

En la primera parte de esta etapa se observan las frecuencias más altas del tremor armónico. Esto refleja una disminución del largo del conducto. El aumento del tremor armónico ocurre en abril de 2018 y coincide con una disminución de la frecuencia fundamental. Esto indica que al descender el magma, la columna crece y por tanto aumenta la generación de tremor armónico y su frecuencia baja.

A pesar de que en esta investigación se consideran los diversos registros hasta el final del año 2018, se hace la mención de que durante el año 2019 la actividad eruptiva comenzó a menguar a

mediados del año y que en 2020 ocurrieron únicamente erupciones aisladas entre los meses de junio y julio. Además, entre los años 2019 y 2020 se observa una deflación conjunta de los volcanes Irazú y Turrialba (C. Muller, comunicación personal, 2020).

## **7.6. Conclusiones**

La comparación de los resultados obtenidos para cada PPEMAT y el análisis en un contexto sismo-volcánico más general apuntan a que estos períodos corresponden a las etapas de bloqueo previo a los procesos de apertura de los conductos.

Con base en el análisis de los indicadores sismo-volcánicos analizados se establecen 5 etapas en el proceso progresivo de apertura:

1. 1996-2009: Período de reactivación en un sistema cerrado caracterizado por una alta actividad hidrotermal. Culmina con una primera erupción freatomagmática, sin embargo se podría considerar que esta etapa continúa hasta que la amplitud del tremor cae a finales de 2011, probablemente debido a la descompresión generada por las primeras dos erupciones (2010 y 2011).
2. 2010-2013: Esta es una etapa de erupciones esporádicas casi anuales, que a partir de finales de 2011 se dan en un contexto de baja amplitud de tremor. El análisis del PPEMAT 2013 sugiere que el sello en el sistema hidrotermal se encuentra poco desarrollado.
3. 2014-2016: Este período se caracteriza por intrusiones magmáticas importantes (inflación y sismicidad VT), un progresivo proceso de apertura a través de ciclos de formación sellos más importantes y limpieza de conductos (PPEMAT/erupción) el cual culmina con el PPEMAT de diciembre 2016 cuando ocurre el sismo (M 5.5) de Capellades.
4. 2017-2019: En este momento existe una conexión ininterrumpida entre el magma y la atmósfera, por lo que se considera que sistema se encuentra al fin abierto.
5. 2019 al presente: Desde mediados del 2019 el volcán disminuyó su actividad, se desinfla y presenta poca actividad sísmica. A pesar de esto, entre junio y julio ocurrieron algunas erupciones menores.



# Conclusiones

En esta investigación se identificaron 7 períodos pre-eruptivos de menor amplitud de tremor (PPEMAT). Por sí sola, una disminución de la amplitud del tremor no puede considerarse como una señal precursora, ya que podría significar, por el contrario, un descanso de la actividad. Sin embargo, al compararse con otras observaciones vulcanológicas (deformación, geoquímica de gases) y otros aspectos sísmicos (sismicidad discreta), esta característica demuestra ser un posible patrón precursor de mediano a largo plazo (días a meses).

En específico, se analizaron los PPEMAT de diciembre de 2009 a enero de 2010, abril a mayo de 2013 y de marzo a abril de 2016. En cada uno se identificaron familias de eventos sismo-volcánicos precursores. Los LP-TA se observaron en los tres períodos, pero sobre todo en el período de 2009. Incluso durante el presente año 2020 se han observado durante el período de erupciones de julio y agosto. En 2013 la familia dominante fue la LP-T y en 2016 los tornillos compuestos.

En la variación temporal de las características extraídas de cada familia se detectaron patrones significativos para entendimiento del proceso pre-eruptivo. Las características de los eventos LP-TA durante el PPEMAT de 2010, mostraron variaciones temporales sostenidas en algunas de sus características, a excepción de un cambio drástico que ocurrió hacia el final del período luego del mayor mínimo sísmico, y a menos de un día del inicio de la erupción.

En el caso de 2013, la clase LP-T, dominante durante ese período, es semejante a la LP-TA, por lo que se propuso que provienen de una misma fuente. El cambio drástico en las características de los LP-T hacia la mitad del período, junto con la aparición de los LP-TA y el aumento de la amplitud del tremor de fondo sugieren la presurización del sistema previo a la erupción.

Por último, para el PPEMAT de 2016 fue posible realizar análisis más detallados debido a que en ese momento la red sísmica se encontraba mucho más desarrollada. Se obtuvieron los factores de corrección por amplificación de sitio y se optimizó la rutina de localización de tremor volcánico por medio de amplitudes sísmicas para obtener una solución en continuo. Este cálculo permitió observar variaciones en la posición del tremor previo y durante la erupción del 30 de abril.

Durante el PPEMAT de 2016 la familia de eventos dominante fue la de los tornillos compuestos. El número de eventos se incrementa en el tiempo, lo que indica un proceso que se acelera previo a la erupción. El inicio impulsivo de la fase LP y la presencia de un pulso VLP permitieron la localización de esta señal por medio de la lectura de los tiempos de llegada y la polarización de las ondas. Las frecuencias de la coda multitonal no armónica de estos eventos son estacionarias en cada señal, sin embargo en conjunto muestran variaciones paulatinas muy claras en rangos de menos de 1 Hz. Estas variaciones mostraron relación con otros procesos de sismicidad VT y exhalativos (eventos DF). De hecho, algunos de los eventos de DF compartieron la característica de una coda multitonal, lo cual sugiere una relación de la fuente para ambas señales. Por el contrario, los LP-TA de este período no muestran tendencias claras, sino un comportamiento aleatorio.

La comparación entre los tres PPEMAT estudiados, junto con otros indicadores sismo-volcánicos (el tremor armónico, los eventos tipo tornillo, los eventos DF, la sismicidad VT) y otros parámetros vulcanológicos (deformación, petrografía, geomorfometría), permitieron integrar los conocimientos generados a un contexto más general de la evolución de la actividad reciente. De esta forma se generaron insumos para la comprensión de la apertura progresiva del sistema somero.

Por último, como producto de esta investigación se generaron herramientas tecnológicas útiles en las tareas de vigilancia volcánica y que están a disposición de los observatorios nacionales RSN y OVSIORI.



# Recomendaciones

A futuro, se recomienda completar el análisis de los PPEMAT, con los períodos no estudiados en detalle en esta investigación, especialmente los de los años 2014 y 2015, ya que corresponden a erupciones muy importantes cuya cenizas cubrieron la Gran Área Metropolitana y provocaron el cierre del aeropuerto internacional.

Los análisis manuales pueden ser complementados con un reconocimiento automático más exhaustivo basado en algoritmos de *machine learning*.

En cuanto a los modelos propuestos, sería importante replicar las observaciones numérica y experimentalmente, sobre todo en cuanto al tremor armónico y los tornillos compuestos.

Por otro lado, se recomienda llevar a cabo la extracción de las características (frecuencia y Q) de los eventos tipo tornillo (simple) de todo el período.

Además, el análisis de la sismicidad VT podría mejorarse al generar una relocalización con métodos de localización absoluta no lineal (Lomax *et al.*, 2000) y por doble diferencia (Waldhauser y Ellsworth, 2000; Trugman y Shearer, 2017) determinada por la correlación cruzada de las formas de onda.

Por último, una localización del tremor tanto armónico como de amplio espectro por medio de las amplitudes o algún otro método (Soubestre *et al.*, 2019) podría arrojar luz sobre la evolución del sistema somero.





# Referencias

- Almendros, J., Abella, R., Mora, M. M., y Lesage, P. (2014). Array analysis of the seismic wavefield of long-period events and volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(7), 5536–5559. doi: [10.1002/2013JB010628](https://doi.org/10.1002/2013JB010628)
- Almendros, J., Luzo, F., y Posadas, A. (2004). Microtremor Analyses at Teide Volcano (Canary Islands, Spain): Assessment of Natural Frequencies of Vibration Using Time-dependent Horizontal-to-vertical Spectral Ratios. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 1579–1596.
- Alpala, R., Londoño, J., Torres, R., y Cadena, (2018). Análisis de posibles fuentes generadoras de eventos sísmicos tipo “tornillo” en el Volcán Puracé, Colombia. *Boletín Geológico*(44), 57–73. doi: [10.32685/0120-1425/boletingeo.44.2018.34](https://doi.org/10.32685/0120-1425/boletingeo.44.2018.34)
- Alvarado, G. (2008). *Los volcanes de Costa Rica: geología, historia, riqueza natural y su gente* (3.<sup>a</sup> ed.). San José, Costa Rica: EUNED.
- Alvarado, G., Brenes-André, J., Barrantes, M., Vega, E., De Moor, J. M., Avard, G., ... Rizzo, A. (2016). La actividad explosiva del volcán Turrialba (Costa Rica) en el período 2010 - 2016. *Revista Geológica de América Central*, 55, 7–60. doi: [10.15517/rgac.v55i0.26965](https://doi.org/10.15517/rgac.v55i0.26965)
- Alvarado, G., Esquivel, L., Sánchez, B., y Matamoros, G. (2020). *Peligro volcánico de Turrialba, Costa Rica* (Inf. Téc.). San José, Costa Rica: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE).
- Avard, G., Pacheco, J. F., Martínez, M., y Sáenz, W. (2013). *Reporte técnico: Emisión de cenizas al volcán Turrialba el 21 de mayo del 2013* (Inf. Téc.).
- Badilla, D., y Taylor, W. (2019). Perfil de magnetotelúrica en el volcán Turrialba. En *3er congreso geológico, universidad de costa rica* (p. 35). San José, Costa Rica.
- Bakkar, H. (2017). *Estudios de los procesos sísmicos y volcánicos en el Rincón de la Vieja (Costa Rica)* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Costa Rica.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., y Roeser, H. A. (2001, 9). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B9), 19207–19220. doi: [10.1029/2001jb000238](https://doi.org/10.1029/2001jb000238)
- Battaglia, J., y Aki, K. (2003). Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of Geophysical Research*, 108(B8), 3–14. doi: [10.1029/2002jb002193](https://doi.org/10.1029/2002jb002193)
- Battaglia, J., Aki, K., y Ferrazzini, V. (2005). Location of tremor sources and estimation of lava output using tremor source amplitude on the Piton de la Fournaise volcano: 1. Location of tremor sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 268–290.
- Battaglia, J., Got, J.-L., y Okubo, P. (2003). Location of long-period events below Kilauea Volcano using seismic amplitudes and accurate relative relocation. *Journal of Geophysical Research*, 108(B12), 1–17. doi: [10.1029/2003jb002517](https://doi.org/10.1029/2003jb002517)
- Bell, A. F., Hernandez, S., Gaunt, H. E., Mothes, P., Ruiz, M., Sierra, D., y Aguaiza, S. (2017, 10). The rise and fall of periodic ‘drumbeat’ seismicity at Tungurahua volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 475, 58–70. doi: [10.1016/j.epsl.2017.07.030](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.07.030)
- Benoit, J. P., y McNutt, S. R. (1997). New constraints on source processes of volcanic tremor at Arenal Volcano, Costa Rica, using broadband seismic data. *Geophysical Research Letters*, 24(4), 449–452. doi: [10.1029/97GL00179](https://doi.org/10.1029/97GL00179)

- Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., y Wassermann, J. (2010). ObsPy: A python toolbox for seismology. *Seismological Research Letters*, 81(3). doi: [10.1785/gssrl.81.3.530](https://doi.org/10.1785/gssrl.81.3.530)
- Busse, F. H., Monkewitz, P. A., y Hellweg, M. (2005, 12). Are harmonic tremors self-excited thermoacoustic oscillations? *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2), 302–306. doi: [10.1016/j.epsl.2005.09.046](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.046)
- Calvo, C., Madrigal, K., Merayo, F., Salazar, M., Fallas, C., Alvarado, G. E., ... Sánchez, R. (2019). Modelo volcánotectónico del graben cuspidal complejo del Turrialba (Costa Rica) y su relación con los colapsos sectoriales bajo un régimen transpresivo y transtensivo. *Revista Geológica de América Central*, 61, 57–77.
- Caplan-Auerbach, J., y Petersen, T. (2005, 7). Repeating coupled earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1-2), 151–172. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2005.01.011](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.011)
- Cardoso, F., Colli, E., y Carlos Sartorelli, J. (2012). Period adding cascades: Experiment and modeling in air bubbling. *Chaos*, 22(1). doi: [10.1063/1.3695345](https://doi.org/10.1063/1.3695345)
- Carniel, R. (2010, 7). *Comments on the paper "Automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes: An application to Ambrym volcano, Vanuatu" by Daniel Rouland, Denis Legrand, Mikhail Zhizhin and Sylvie Vergnolle [J. Volcanol. Geotherm. Res. 181 (Vol. 194) (n.º 1-3). doi: [10.1016/j.jvolgeores.2009.05.009](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.05.009)*
- Caudron, C., Taisne, B., Kugaenko, Y., y Saltykov, V. (2015). Magma migration at the onset of the 2012–13 Tolbachik eruption revealed by Seismic Amplitude Ratio Analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 307, 60–67. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2015.09.010](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.010)
- Caudron, C., Taisne, B., Neuberg, J., Jolly, A. D., Christenson, B., Lecocq, T., ... Suantika, G. (2018). Anatomy of phreatic eruptions. *Earth, Planets and Space*. doi: [10.1186/s40623-018-0938-x](https://doi.org/10.1186/s40623-018-0938-x)
- Chiodini, G., Giudicepietro, F., Vandemeulebrouck, J., Aiuppa, A., Caliro, S., De Cesare, W., ... D'Auria, L. (2017). Fumarolic tremor and geochemical signals during a volcanic unrest. *Geology*, 45(12). doi: [10.1130/G39447.1](https://doi.org/10.1130/G39447.1)
- Chouet, B. A. (1985). EXCITATION OF A BURIED MAGMATIC PIPE: A SEISMIC SOURCE MODEL FOR VOLCANIC TREMOR. *Journal of Geophysical Research*, 90(B2). doi: [10.1029/JB090iB02p01881](https://doi.org/10.1029/JB090iB02p01881)
- Chouet, B. A. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal of Geophysical Research*, 93(B5), 4375–4400. doi: [10.1029/JB093iB05p04375](https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04375)
- Chouet, B. A., y Dawson, P. B. (2016, 8). Origin of the pulse-like signature of shallow long-period volcano seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 5931–5941. doi: [10.1002/2016JB013152](https://doi.org/10.1002/2016JB013152)
- Chouet, B. A., y Matoza, R. S. (2013, 2). *A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption* (Vol. 252). doi: [10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.11.013)
- Clarke, L., Glendinning, I., y Hempel, R. (1994). The MPI Message Passing Interface Standard. En *Programming environments for massively parallel distributed systems* (pp. 213–218). Birkhäuser Basel. doi: [10.1007/978-3-0348-8534-8\\_21](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8534-8_21)
- Conde, V., Robidoux, P., Avard, G., Galle, B., Aiuppa, A., Muñoz, A., y Giudice, G. (2014). Measurements of volcanic SO<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub> fluxes by combined DOAS, Multi-GAS and FTIR observations: a case study from Turrialba and Telica volcanoes. *International Journal of Earth Sciences*, 103(8), 2335–2347. doi: [10.1007/s00531-014-1040-7](https://doi.org/10.1007/s00531-014-1040-7)
- De la Cruz-Reyna, S., y Reyes-Dávila, G. A. (2001). A model to describe precursory material-failure phenomena: Applications to short-term forecasting at Colima volcano, Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 63(5), 297–308. doi: [10.1007/s004450100152](https://doi.org/10.1007/s004450100152)
- De la Cruz-Reyna, S., Tárraga, M., Ortiz, R., y Martínez-Bringas, A. (2010, 6). Tectonic earthquakes triggering volcanic seismicity and eruptions. Case studies at Tungurahua and Popocatepetl volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1-2), 37–48. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2010.03.005](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.005)
- de Moor, J. M., Aiuppa, A., Avard, G., Wehrmann, H., Dunbar, N., Muller, C., ... Galle, B. (2016, 8). Turmoil at Turrialba Volcano (Costa Rica): Degassing and eruptive processes inferred from high-frequency gas monitoring. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 5761–5775.

- doi: [10.1002/2016JB013150](https://doi.org/10.1002/2016JB013150)
- de Moor, J. M., Stix, J., Avard, G., Muller, C., Corrales, E., Diaz, J. A., ... Fischer, T. P. (2019, 2). Insights on Hydrothermal-Magmatic Interactions and Eruptive Processes at Poás Volcano (Costa Rica) From High-Frequency Gas Monitoring and Drone Measurements. *Geophysical Research Letters*, 46(3), 1293–1302. doi: [10.1029/2018GL080301](https://doi.org/10.1029/2018GL080301)
- Elizondo, V., Alvarado, G. E., y Soto, D. (2019). Evolución espacio-temporal de las bocas eruptivas de los volcanes Irazú, Arenal, Turrialba y Poás en el tiempo histórico (Costa Rica). *Revista Geológica de América Central*, 61, 35–55.
- Eyre, T. S., Bean, C. J., De Barros, L., O'Brien, G. S., Martini, F., Lokmer, I., ... Soto, G. J. (2013, 5). Moment tensor inversion for the source location and mechanism of long period (LP) seismic events from 2009 at Turrialba volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 258, 215–223. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2013.04.016](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.016)
- Fazio, M., Alparone, S., Benson, P. M., Cannata, A., y Vinciguerra, S. (2019, 12). Genesis and mechanisms controlling tornillo seismo-volcanic events in volcanic areas. *Scientific Reports*, 9(1). doi: [10.1038/s41598-019-43842-y](https://doi.org/10.1038/s41598-019-43842-y)
- Geirsson, H., Rodgers, M., LaFemina, P., Witter, M., Roman, D., Muñoz, A., ... Morales, A. (2014, 2). Multidisciplinary observations of the 2011 explosive eruption of Telica volcano, Nicaragua: Implications for the dynamics of low-explosivity ash eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 271, 55–69. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2013.11.009](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.009)
- Girona, T., Caudron, C., y Huber, C. (2019). Origin of Shallow Volcanic Tremor: The Dynamics of Gas Pockets Trapped Beneath Thin Permeable Media. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. doi: [10.1029/2019JB017482](https://doi.org/10.1029/2019JB017482)
- Gomez, M. D., Torres, C. R., Seidl, D., Hellweg, M., y Rademacher, H. (1999). Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: A summary and new information from broadband three-component measurements. *Annali di Geofisica*, 42(3), 365–378. doi: [10.4401/ag-3726](https://doi.org/10.4401/ag-3726)
- Gómez M., D. M., y Torres C., R. A. (1997). Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4), 173–193. doi: [10.1016/S0377-0273\(96\)00093-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00093-5)
- Hagerty, M., y Benites, R. (2003, 7). Tornillos beneath Tongariro Volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1-2), 151–169. doi: [10.1016/S0377-0273\(03\)00094-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00094-5)
- Hagerty, M., Schwartz, S. Y., Garcés, M. A., y Protti, M. (2000). Analysis of seismic and acoustic observations at Arenal Volcano, Costa Rica, 1995–1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1), 27–65. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00162-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00162-1)
- Hagerty, M., Schwartz, S. Y., Protti, M., Garcés, M., y Dixon, T. (1997). Observations at Costa Rican volcano offer clues to causes of eruptions. *Eos*, 78(49). doi: [10.1029/97eo00337](https://doi.org/10.1029/97eo00337)
- Hamada, N., Jingu, H., y Ikumoto, K. (1976). On the volcanic earthquakes with slowly decaying coda wave. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 21, 167–183.
- Harrington, R. M., y Brodsky, E. E. (2007). Volcanic hybrid earthquakes that are brittle-failure events. *Geophysical Research Letters*. doi: [10.1029/2006GL028714](https://doi.org/10.1029/2006GL028714)
- Havskov, J., Voss, P. H., y Ottemöller, L. (2020, 5). Seismological observatory software: 30 yr of seisán. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1846–1852. doi: [10.1785/0220190313](https://doi.org/10.1785/0220190313)
- Hotovec, A. J., Prejean, S. G., Vidale, J. E., y Gomberg, J. (2013, 6). Strongly gliding harmonic tremor during the 2009 eruption of Redoubt Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 89–99. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2012.01.001](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.001)
- Hotovec-Ellis, A. J., y Jeffries, C. (2016). Near Real-time Detection, Clustering, and Analysis of Repeating Earthquakes: Application to Mount St. Helens and Redoubt Volcanoes. Reno, Nevada: Seismological Society of America Annual Meeting.
- Ichihara, M., y Matsumoto, S. (2017, 11). Relative Source Locations of Continuous Tremor Before and After the Subplinian Events at Shinmoe-dake, in 2011. *Geophysical Research Letters*, 44(21), 871–10. doi: [10.1002/2017GL075293](https://doi.org/10.1002/2017GL075293)
- Jolly, A. D., Thompson, G., y Norton, G. E. (2002). Locating pyroclastic flows on Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies, using amplitude signals from high dynamic range instruments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 299–317. doi: [10.1016/S0377-0273\(02\)00299-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00299-8)

- Jones, J., Carniel, R., Harris, A. J., y Malone, S. (2006, 5). Seismic characteristics of variable convection at Erta 'Ale lava lake, Ethiopia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2 SPEC. ISS.), 64–79. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2005.08.004](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.004)
- Julian, B. R. (1994). Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 99(B6). doi: [10.1029/93jb03129](https://doi.org/10.1029/93jb03129)
- Karpov, S., y Prosperetti, A. (2002). A nonlinear model of thermoacoustic devices. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 112(4). doi: [10.1121/1.1501277](https://doi.org/10.1121/1.1501277)
- Kato, K., Aki, K., y Takemura, M. (1995). Site amplification from coda waves: validation and application to S- wave site response. *Bulletin - Seismological Society of America*, 85(2), 467–477. doi: [10.1016/0148-9062\(96\)83941-6](https://doi.org/10.1016/0148-9062(96)83941-6)
- Kawakatsu, H., y Yamamoto, M. (2015). Volcano Seismology. En G. Schubert (Ed.), *Treatise on geophysics (second edition)* (Second Edi ed., pp. 389–419). Oxford: Elsevier. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00081-6>
- Kedar, S., Sturtevant, B., y Kanamori, H. (1996, 2). The origin of harmonic tremor at Old Faithful geyser. *Nature*, 379(6567), 708–711. doi: [10.1038/379708a0](https://doi.org/10.1038/379708a0)
- Kendrick, J. E., Lavallée, Y., Hirose, T., Di Toro, G., Hornby, A. J., De Angelis, S., y Dingwell, D. B. (2014). Volcanic drumbeat seismicity caused by stick-slip motion and magmatic frictional melting. *Nature Geoscience*, 7(6), 438–442. doi: [10.1038/ngeo2146](https://doi.org/10.1038/ngeo2146)
- Konno, K., y Ohmachi, T. (1998, 2). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 228–241.
- Konstantinou, K. I. (2015). Tornillos modeled as self-oscillations of fluid filling a cavity: Application to the 1992-1993 activity at Galeras volcano, Colombia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. doi: [10.1016/j.pepi.2014.10.014](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.10.014)
- Koyanagi, S., Aki, K., Biswas, N., y Mayeda, K. (1995, 3). Inferred attenuation from site effect-corrected T phases recorded on the island of Hawaii. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 144(1), 1–17. doi: [10.1007/BF00876471](https://doi.org/10.1007/BF00876471)
- Kumagai, H., y Chouet, B. A. (2000, 11). Acoustic properties of a crack containing magmatic or hydrothermal fluids. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B11), 25493–25512. doi: [10.1029/2000jb900273](https://doi.org/10.1029/2000jb900273)
- Kumagai, H., y Chouet, B. A. (2001, 9). The dependence of acoustic properties of a crack on the resonance mode and geometry. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3325–3328. doi: [10.1029/2001GL013025](https://doi.org/10.1029/2001GL013025)
- Kumagai, H., Chouet, B. A., y Nakano, M. (2002, 10). Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from the complex frequencies of long-period events. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), 9–1. doi: [10.1029/2001jb000653](https://doi.org/10.1029/2001jb000653)
- Kumagai, H., Palacios, P., Maeda, T., Castillo, D. B., y Nakano, M. (2009). Seismic tracking of lahars using tremor signals. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2009.03.010](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.03.010)
- LaFemina, P., Dixon, T. H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., ... Strauch, W. (2009, 5). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5). doi: [10.1029/2008GC002181](https://doi.org/10.1029/2008GC002181)
- Lahr, J. C., Chouet, B. A., Stephens, C. D., Power, J. A., y Page, R. A. (1994). Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at redoubt volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4), 137–151. doi: [10.1016/0377-0273\(94\)90031-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90031-0)
- Langet, N., Maggi, A., Michelini, A., y Brenguier, F. (2014, 2). Continuous kurtosis-based migration for seismic event detection and location, with application to Piton de la Fournaise volcano, La Réunion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1), 229–246. doi: [10.1785/0120130107](https://doi.org/10.1785/0120130107)
- Lesage, P. (2009, 10). Interactive Matlab software for the analysis of seismic volcanic signals. *Computers and Geosciences*, 35(10), 2137–2144. doi: [10.1016/j.cageo.2009.01.010](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.01.010)
- Lesage, P., Mora, M. M., Alvarado, G. E., Pacheco, J., y Métaixian, J. P. (2006, 9). Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1-3), 49–59. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2006.03.047](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.047)

- Lesage, P., Muzellec, T., Mora, M. M., y Pacheco, J. F. (2018). Observation and preliminary analysis of drumbeat seismicity at Turrialba volcano, Costa Rica. En *Cities on volcanoes*.
- Lesage, P., y Surono. (1995). Seismic precursors of the February 10, 1990 eruption of Kelut volcano, Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65(1-2), 135–146. doi: [10.1016/0377-0273\(94\)00051-H](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00051-H)
- Linkimer, L. (2003). *Neotectonica del extremo oriental del Cinturon Deformado del Centro de Costa Rica*.
- Linkimer, L., Arroyo, I. G., Soto, G. J., Porras, J. L., Araya, M. C., Mora, M. M., y Taylor, M. (2018). El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sismica: Manifestacion de fallamiento de rumbo en el arco volcanico de Costa Rica. *Boletín de Geología*, 40(2), 35–53.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., y Berge-Thierry, C. (2000). Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models. En (pp. 101–134). doi: [10.1007/978-94-015-9536-0\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9536-0_5)
- Lücke, O. H., Götze, H. J., y Alvarado, G. E. (2010). A constrained 3D density model of the upper crust from gravity data interpretation for central Costa Rica. *International Journal of Geophysics*, 2010. doi: [10.1155/2010/860902](https://doi.org/10.1155/2010/860902)
- Lupi, M., Fuchs, F., y Pacheco, J. F. (2014). Fault reactivation due to the M7.6 Nicoya earthquake at the Turrialba-Iraz volcanic complex, Costa Rica: Effects of dynamic stress triggering. *Geophysical Research Letters*, 41(12). doi: [10.1002/2014GL059942](https://doi.org/10.1002/2014GL059942)
- Maeda, Y., y Takeo, M. (2011, 4). Very-long-period pulses at Asama volcano, central Japan, inferred from dense seismic observations. *Geophysical Journal International*, 185(1), 265–282. doi: [10.1111/j.1365-246X.2011.04938.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.04938.x)
- Maeda, Y., Takeo, M., y Kazahaya, R. (2019). Comparison of high- and low-frequency signal sources for very-long-period seismic events at Asama volcano, Japan. *Geophysical Journal International*, 217(1), 389–404. doi: [10.1093/gji/ggz021](https://doi.org/10.1093/gji/ggz021)
- Martini, F., Tassi, F., Vaselli, O., Del Potro, R., Martinez, M., van der Laat, R., y Fernandez, E. (2010, 12). Geophysical, geochemical and geodetical signals of reawakening at Turrialba volcano (Costa Rica) after almost 150years of quiescence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(3-4), 416–432. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2010.09.021](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.021)
- Maryanto, S., Iguchi, M., y Tameguri, T. (2008, 3). Constraints on the source mechanism of harmonic tremors based on seismological, ground deformation, and visual observations at Sakurajima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(3-4), 198–217. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2007.10.004](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.10.004)
- Matoza, R. S., y Chouet, B. A. (2010). Subevents of long-period seismicity: Implications for hydrothermal dynamics during the 2004–2008 eruption of Mount St. Helens. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(12). doi: [10.1029/2010JB007839](https://doi.org/10.1029/2010JB007839)
- Matumoto, T., Ohtake, M., Latham, G., y Umana, J. (1977). Crustal structure in Southern Central America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(1).
- Mayeda, K., Koyanagi, S., y Aki, K. (1991). Site amplification from S-wave coda in the Long Valley Caldera region, California. *Bulletin - Seismological Society of America*, 81(6), 2194–2213.
- McNutt, S. R. (2005). Volcanic Seismology. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 461–491. doi: [10.1146/annurev.earth.33.092203.122459](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122459)
- Melnik, O., Lyakhovskiy, V., Shapiro, N. M., Galina, N., y Bergal-Kuvikas, O. (2020). Deep long period volcanic earthquakes generated by degassing of volatile-rich basaltic magmas. *Nature Communications*, 11(1). doi: [10.1038/s41467-020-17759-4](https://doi.org/10.1038/s41467-020-17759-4)
- Molina, I., Kumagai, H., García-Aristizábal, A., Nakano, M., y Mothes, P. (2008a, 9). Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 119–133. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019)
- Molina, I., Kumagai, H., García-Aristizábal, A., Nakano, M., y Mothes, P. (2008b, 9). Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 119–133. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.07.019)
- Molina, I., Kumagai, H., y Yepes, H. (2004). Resonances of a volcanic conduit triggered by repetitive injections of an ash-laden gas. *Geophysical Research Letters*, 31(3), 2–5. doi: [10.1029/2003GL018934](https://doi.org/10.1029/2003GL018934)
- Montegrossi, G., Farina, A., Fusi, L., y De Biase, A. (2019). Mathematical model for volcanic harmonic tremors. *Scientific Reports*, 9(1). doi: [10.1038/s41598-019-50675-2](https://doi.org/10.1038/s41598-019-50675-2)

- Montero, W. (1994). Neotectonics and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. *Profil*, 7, 125–141.
- Montero, W., y Alvarado, G. E. (1995). El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ( $M_s = 5,9$ ) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 18, 25–42.
- Montero, W., Rojas, W., y Linkimer, L. (2013). Neotectónica de las fallas Ochomogo y Capellades y su relación con el sistema de falla Aguacaliente, falda sur del macizo Irazú-Turrialba, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 48, 119–139.
- Mora, M. (2003). *Étude de la structure superficielle et de l'activité sismique du volcan Arenal, Costa Rica* (Tesis Doctoral no publicada). Université de Savoie, France.
- Mora, M. (2016). *Informe de avance sobre la actividad sísmica y eruptiva del volcán Turrialba (Costa Rica): Abril-mayo de 2016* (Inf. Téc.). San José, Costa Rica: Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE).
- Mora, M., y Alvarado, G. E. (2016). *Actividad del volcán Turrialba Periodo: 30 de abril - 03 de mayo del 2016* (Inf. Téc.). San José, Costa Rica: Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE). Descargado de <https://rsn.ucr.ac.cr/actividad-volcanica/reportes-volcanicos/6530-03-05-16-actividad-del-volcan-turrialba-del-30-de-abril-al-3-de-mayo-del-2016>
- Mora, M., Lesage, P., Dorel, J., Bard, P. Y., Métaixian, J. P., Alvarado, G. E., y Leandro, C. (2001). Study of seismic site effects using H/V spectral ratios at Arenal volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 28(15). doi: [10.1029/2001GL013049](https://doi.org/10.1029/2001GL013049)
- Mora, M., Rojas, W., y Linkimer, L. (2001). *Resultados de una campaña sismológica realizada del 12 al 14 de marzo del 2001 en el volcán Turrialba, Costa Rica* (Inf. Téc.). San José, Costa Rica: Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE).
- Mora, M., y Soto, G. (2016). *Resumen de la actividad sísmica y eruptiva del volcán Turrialba* (Inf. Téc.). San José, Costa Rica: Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE).
- Mora, M., van der Laat, L., y Pacheco, J. F. (2019). Variaciones temporales de las características espectrales del tremor armónico del volcán Turrialba (Costa Rica): 2009-2018. En *3er congreso geológico, universidad de costa rica*. San José, Costa Rica. Descargado de <http://geologia.ucr.ac.cr/descarga-de-documentos.html?view=download&id=38>
- Müller, C. (2018). *2015-2016 Turrialba deformation observed by GPS measurements* (Inf. Téc.). Heredia, Costa Rica: OVSICORI.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of RTRI (Railway Technical Research Institute) (Japan)*, 30.
- Nakano, M., y Kumagai, H. (2005, 10). Response of a hydrothermal system to magmatic heat inferred from temporal variations in the complex frequencies of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(3-4), 233–244. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2005.04.003](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.04.003)
- Neubauer, J., Edgerton, M., y Herzog, H. (2004). Nonlinear phenomena in contemporary vocal music. *Journal of Voice*, 18(1). doi: [10.1016/S0892-1997\(03\)00073-0](https://doi.org/10.1016/S0892-1997(03)00073-0)
- Neuberg, J. W., Tuffen, H., Collier, L., Green, D., Powell, T., y Dingwell, D. (2006, 5). The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2 SPEC. ISS.), 37–50. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008)
- Nishimura, T., Iguchi, M., Yakiwara, H., Oikawa, J., Kawaguchi, R., Aoyama, H., ... Tameguri, T. (2013, 12). Mechanism of small vulcanian eruptions at Suwanosejima volcano, Japan, as inferred from precursor inflations and tremor signals. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 1–12. doi: [10.1007/s00445-013-0779-1](https://doi.org/10.1007/s00445-013-0779-1)
- Nogoshi, M., y Iragashi, T. (1971). On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2). *Zisin (Journal of the Seismological Society of Japan. 2nd ser.)*, 24(1), 26–40. doi: [10.4294/zisin1948.24.1.26](https://doi.org/10.4294/zisin1948.24.1.26)
- Noll, A. M. (1967, 2). Cepstrum Pitch Determination. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 41(2), 293–309. doi: [10.1121/1.1910339](https://doi.org/10.1121/1.1910339)
- Pacheco, J. F. (2018). Narigones del volcán Turrialba: Partición de energía sónica y sísmica. En *2do minicongreso geológico*. San José.

- Pacheco, J. F., Segura, J., Martínez, M., y van der Laat, R. (2010). *Reporte sobre la actividad reciente en el volcán Turrialba* (Inf. Téc.).
- Palacios, P., Kendall, J.-M., y Mader, H. (2015). Site effect determination using seismic noise from Tungurahua volcano (Ecuador): implications for seismo-acoustic analysis. *Geophysical Journal International*, 201(2), 1084–1100. doi: [10.1093/gji/ggv071](https://doi.org/10.1093/gji/ggv071)
- Pawłowski, P., Portalska, H., y Portalski, M. (2013). Nonharmonic multitone of singing bowls and digital signal generators. En *2013 signal processing: Algorithms, architectures, arrangements, and applications (spa)* (pp. 186–190).
- Piassi, V. S., Tufaile, A., y Sartorelli, J. C. (2004). Period-adding bifurcations and chaos in a bubble column. *Chaos*, 14(2). doi: [10.1063/1.1721112](https://doi.org/10.1063/1.1721112)
- Rautian, T., y Khalturin, V. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(4), 923–948. Descargado de <http://bssaonline.org/cgi/content/abstract/68/4/923><http://www.bssaonline.org/content/68/4/923.short>
- Reagan, M., Duarte, E., Soto, G. J., y Fernández, E. (2006). The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions. *Special Paper of the Geological Society of America*, 412(412), 235–257. doi: [10.1130/2006.2412\(13\)](https://doi.org/10.1130/2006.2412(13))
- Rodgers, M., Roman, D. C., Geirsson, H., LaFemina, P., McNutt, S. R., Muñoz, A., y Tenorio, V. (2015, 1). Stable and unstable phases of elevated seismic activity at the persistently restless Telica Volcano, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 290, 63–74. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2014.11.012](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.11.012)
- Rodgers, M., Roman, D. C., Geirsson, H., LaFemina, P., Muñoz, A., Guzman, C., y Tenorio, V. (2013, 9). Seismicity accompanying the 1999 eruptive episode at Telica volcano, Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265, 39–51. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2013.08.010](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.08.010)
- Roman, D. C., y Cashman, K. V. (2006). The origin of volcano-tectonic earthquake swarms. *Geology*, 34(6). doi: [10.1130/G22269.1](https://doi.org/10.1130/G22269.1)
- Roman, D. C., Rodgers, M., Geirsson, H., LaFemina, P. C., y Tenorio, V. (2016, 9). Assessing the likelihood and magnitude of volcanic explosions based on seismic quiescence. *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 20–28. doi: [10.1016/j.epsl.2016.06.020](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.020)
- Ruiz, P., Turrin, B., Soto, G., del Potro, R., Gagnevin, D., Gazel, E., ... Swisher, C. (2010). Unveiling Turrialba (Costa Rica) volcano's latest geological evolution through new 40Ar/39Ar, ages. En *Agu fall meeting abstracts*.
- Ruiz, P., Vega, P., Mora, M. M., Soto, G. J., Martínez, D., y Barrantes, R. (2017). Geomorphological mapping using drones into the eruptive summit of Turrialba volcano, Costa Rica. En *Agu fall meeting*.
- Rust, A. C., Balmforth, N. J., y Mandre, S. (2008). The feasibility of generating low-frequency volcano seismicity by flow through a deformable channel. *Geological Society Special Publication*, 307, 45–56. doi: [10.1144/SP307.4](https://doi.org/10.1144/SP307.4)
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., ... Zemsky, R. (2009). Global Multi-Resolution Topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3). doi: [10.1029/2008GC002332](https://doi.org/10.1029/2008GC002332)
- Savitzky, A., y Golay, M. J. (1964a). Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares Procedures. *Analytical Chemistry*, 36(8). doi: [10.1021/ac60214a047](https://doi.org/10.1021/ac60214a047)
- Savitzky, A., y Golay, M. J. (1964b, 7). Smoothing and Differentiation of Data by Simplified Least Squares Procedures. *Analytical Chemistry*, 36(8), 1627–1639. doi: [10.1021/ac60214a047](https://doi.org/10.1021/ac60214a047)
- Schindwein, V., Wassermann, J., y Scherbaum, F. (1995). Spectral analysis of harmonic tremor signals at Mt. Semeru Volcano, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 22(13), 1685–1688. doi: [10.1029/95GL01433](https://doi.org/10.1029/95GL01433)
- Seidl, D., y Hellweg, M. (2003, 7). Parameterization of multichromatic tornillo signals observed at Galeras Volcano (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 125(1-2), 171–189. doi: [10.1016/S0377-0273\(03\)00095-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00095-7)
- Shimozuru, D., y Kagiya, T. (1989). Some Significant Features of Pre-Eruption Volcanic Earthquakes. En *Iaocei volcanology 1* (pp. 504–512).

- Soto, G. J. (2012). *Preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba* (Inf. Téc.).
- Soubestre, J., Seydoux, L., Shapiro, N. M., de Rosny, J., Droznin, D. V., Droznina, S. Y., ... Gordeev, E. I. (2019). Depth Migration of Seismovolcanic Tremor Sources Below the Klyuchevskoy Volcanic Group (Kamchatka) Determined From a Network-Based Analysis. *Geophysical Research Letters*, 46(14), 8018–8030. doi: [10.1029/2019GL083465](https://doi.org/10.1029/2019GL083465)
- Stix, J., y de Moor, J. M. (2018, 12). Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space*, 70(1). doi: [10.1186/s40623-018-0855-z](https://doi.org/10.1186/s40623-018-0855-z)
- Su, F., Aki, K., Teng, T., Zeng, Y., Koyanagi, S., y Mayeda, K. (1992). The relation between site amplification factor and surficial geology in central California. *Bulletin - Seismological Society of America*, 82(2), 580–602. doi: [10.1016/0148-9062\(92\)91630-n](https://doi.org/10.1016/0148-9062(92)91630-n)
- Taisne, B., Brenguier, F., Shapiro, N. M., y Ferrazzini, V. (2011). Imaging the dynamics of magma propagation using radiated seismic intensity. *Geophysical Research Letters*, 38. doi: [10.1029/2010GL046068](https://doi.org/10.1029/2010GL046068)
- Tassi, F., Vaselli, O., Barboza, V., Fernandez, E., y Duarte, E. (2004). Fluid geochemistry and seismic activity in the period of 1998-2002 at Turrialba Volcano (Costa Rica). *Annals of Geophysics*, 47(4), 1501–1511. doi: [10.4401/ag-3355](https://doi.org/10.4401/ag-3355)
- Torres, R. A., Gómez M., D. M., y Narváez, M. L. (1996, 3). Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofisica*, 39(2), 299–310. doi: [10.4401/ag-3975](https://doi.org/10.4401/ag-3975)
- Trugman, D. T., y Shearer, P. M. (2017). GrowClust: A Hierarchical clustering algorithm for relative earthquake relocation, with application to the Spanish Springs and Sheldon, Nevada, earthquake sequences. *Seismological Research Letters*, 88(2). doi: [10.1785/0220160188](https://doi.org/10.1785/0220160188)
- Vaselli, O., Tassi, F., Duarte, E., Fernandez, E., Poreda, R. J., y Huertas, A. D. (2010). Evolution of fluid geochemistry at the Turrialba volcano (Costa Rica) from 1998 to 2008. *Bulletin of Volcanology*, 72, 397–410. doi: [10.1007/s00445-009-0332-4](https://doi.org/10.1007/s00445-009-0332-4)
- Virtanen, P., Gommers, R., Oliphant, T. E., Haberland, M., Reddy, T., Cournapeau, D., ... Vázquez-Baeza, Y. (2020). SciPy 1.0: fundamental algorithms for scientific computing in Python. *Nature Methods*, 17(3). doi: [10.1038/s41592-019-0686-2](https://doi.org/10.1038/s41592-019-0686-2)
- Waite, G. P. (2015). *Very-Long-Period Seismicity at Active Volcanoes: Source Mechanisms*. doi: [10.1007/978-3-642-35344-4\\_46](https://doi.org/10.1007/978-3-642-35344-4_46)
- Waldhauser, F., y Ellsworth, W. L. (2000). A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368. doi: [10.1785/0120000006](https://doi.org/10.1785/0120000006)
- Walsh, B., Jolly, A. D., y Procter, J. (2017, 4). Calibrating the amplitude source location (ASL) method by using active seismic sources: An example from Te Maari volcano, Tongariro National Park, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 44(8), 3591–3599. doi: [10.1002/2017GL073000](https://doi.org/10.1002/2017GL073000)
- Wassermann, J. (2002). Volcano Seismology. En P. Bormann (Ed.), *New manual of iaspei seismological observatory practice* (Vol. 1, p. 42 pp). GeoForschungsZentrum Potsdam.
- White, R., y McCausland, W. (2016, 1). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 139–155. doi: [10.1016/j.jvolgeores.2015.10.020](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.020)
- Yule, U. (1927). VII. On a method of investigating periodicities disturbed series, with special reference to Wolfer's sunspot numbers. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character*, 226(636-646). doi: [10.1098/rsta.1927.0007](https://doi.org/10.1098/rsta.1927.0007)
- Zecevic, M., De Barros, L., Eyre, T. S., Lokmer, I., y Bean, C. J. (2016, 10). Relocation of long-period (LP) seismic events reveals en echelon fractures in the upper edifice of Turrialba volcano, Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 43(19), 105–10. doi: [10.1002/2016GL070427](https://doi.org/10.1002/2016GL070427)



# Apéndices

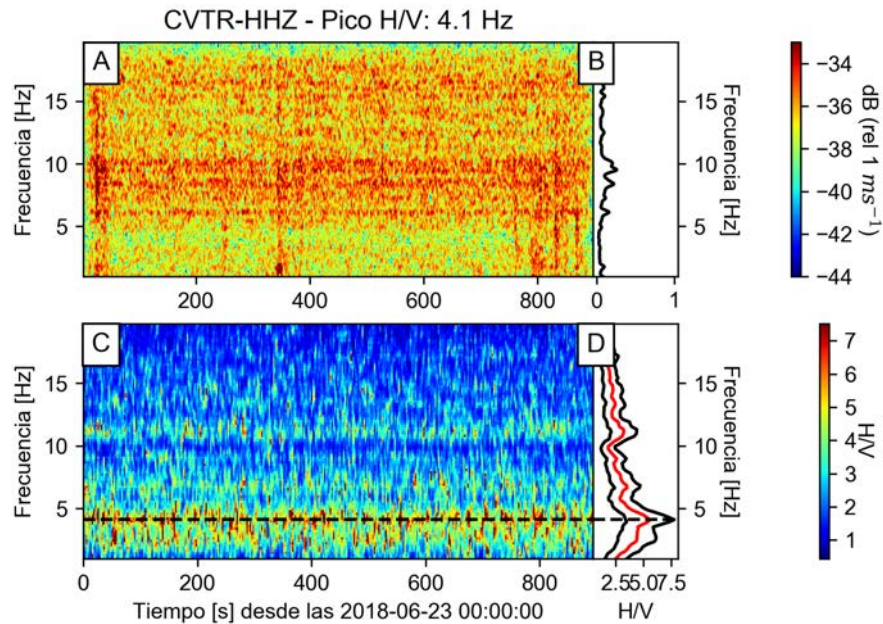
Apéndices al Capítulo 1 . . . . .	132
Apéndices al Capítulo 3 . . . . .	133
Apéndices al Capítulo 4 . . . . .	137
Apéndices al Capítulo 5 . . . . .	138
Apéndices al Capítulo 6 . . . . .	141

## Apéndices al Capítulo 1

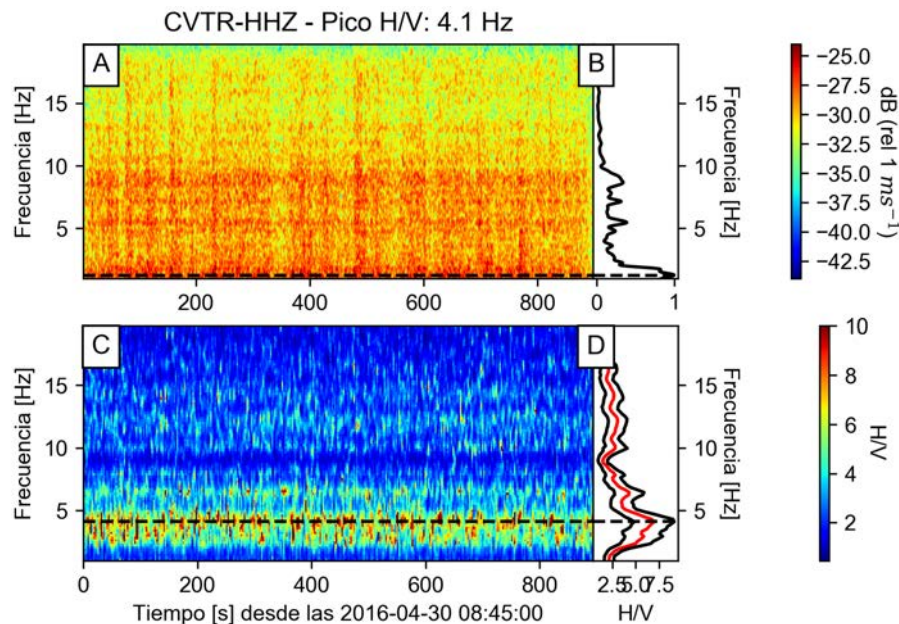
Cuadro 1: Red sísmica del volcán Turrialba

Red	Sitio	Código	Latitud [°]	Longitud [°]	Elevación [m s.n.m.]	Tipo de instrumento	Fecha inicial	Fecha final	Frecuencia de muestreo
OVSICORI	Cráter central, borde Norte	VTUN	10.022600	-83.763500	3239	T-compact OBS-SIO/Taurus Infinite 40V	2010-01-01	2018-12-31	100
OVSICORI	Calle Vargas	VTCV	9.983100	-83.726700	1664	Trillium compact OBS SIO/Taurus Infinite 40V	2012-04-23	2014-01-11	100
OVSICORI	Calle Vargas	VTCV	9.983100	-83.726700	1664	Guralp CMG3ESPC/Guralp DM24-MK3 Datalog-ger	2014-01-11	2018-12-31	100
OVSICORI	Cráter Este	VTCE	10.024600	-83.756800	3178	Trillium compact OBS SIO/Taurus Infinite 40V	2010-04-01	2018-12-31	100
OVSICORI	Casa Guardia-parques	VTCG	10.014700	-83.758600	3136	Trillium compact OBS SIO/Taurus Infinite 40V	2010-04-01	2015-03-03	100
OVSICORI	Casa Guardia-parques	VTCG	10.014700	-83.758600	3136	Guralp CMG3ESPC/Guralp DM24-MK3 Datalog-ger	2015-03-03	2018-12-31	100
OVSICORI	Tiendilla	VTILA	10.002700	-83.775200	2724	Guralp CMG3ESPC/Guralp DM24-MK3 Datalog-ger	2014-11-02	2018-12-31	100
OVSICORI	Hacienda Retiro	VTRI	10.002000	-83.792700	2709	Trillium compact OBS SIO/Taurus Infinite 40V	2015-04-23	2018-12-31	100
OVSICORI	Cráter central	VTUC	10.024000	-83.762000	3191	Trillium compact OBS SIO/Taurus Infinite 40V	2014-11-21	2018-12-31	100
RSN	Cráter central border Sur	CVTR	10.020000	-83.759331	3225	CMG-3ESF, 120 s, 1500 V/m/s-DM-24 Mk3 Fixed Gain	2011-09-14	2018-12-31	100
RSN	Cráter central border Sur	CVTC	10.018300	-83.759880	3306	CMG-3ESF, 120 s, 2000 V/m/s-DM-24 Mk3 Fixed Gain	2015-10-27	2018-12-31	100
RSN	Quemados	CVTQ	10.004462	-83.767250	2837	CMG-3ESF, 120 s, 2000 V/m/s-DM-24 Mk3 Fixed Gain	2016-02-12	2018-12-31	100
RSN	Las Virtudes	CVTV	10.004134	-83.749283	2561	CMG-3ESF, 120 s, 2000 V/m/s-DM-24 Mk3 Fixed Gain	2016-11-05	2018-12-31	100
RSN	Cima	CIMA	10.020000	-83.759331	3225	Guralp 6TID	2009-03-24	2011-06-28	100

## Apéndices al Capítulo 3



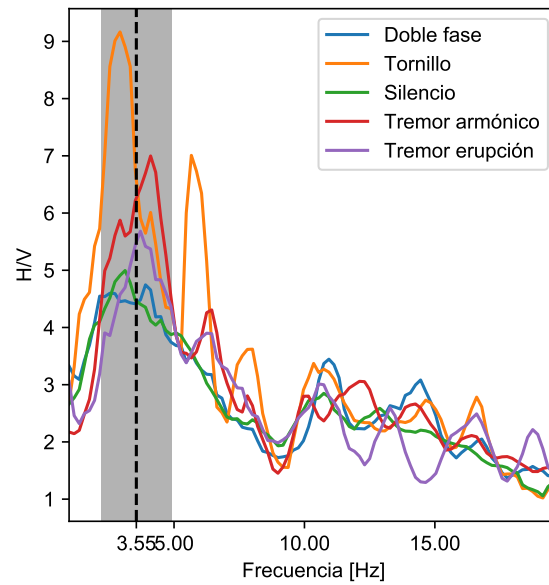
**Figura 1:** Espectrograma de cocientes H/V para un segmento de ruido sísmico. A) Espectrograma de frecuencias en la componente vertical de la estación CVTR; B) espectro promedio; C) espectrograma del cociente H/V; D) cocientes H/V promedio (rojo) y rango  $\pm\sigma$  (negro) para un segmento de silencio de 15 minutos del día 23 de junio de 2018 a las 00:00 (UTC).



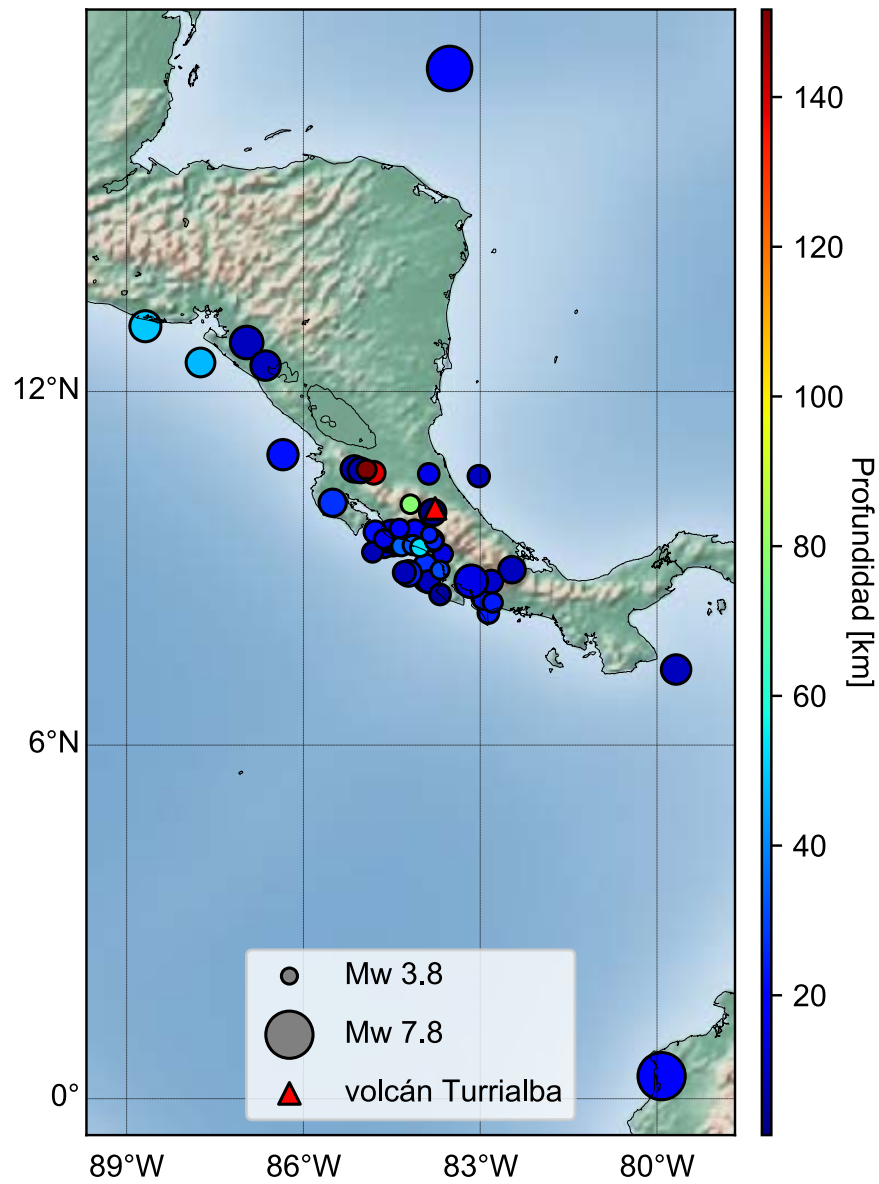
**Figura 2:** Espectrograma de cocientes H/V para un segmento de tembor volcánico. A) Espectrograma de frecuencias en la componente vertical de la estación CVTR; B) espectro promedio; C) espectrograma del cociente H/V; D) cocientes H/V promedio (rojo) y rango  $\pm\sigma$  (negro) para un segmento de tembor eruptivo de 15 minutos del día 30 de abril de 2016 a las 08:45 (UTC).

**Cuadro 2:** Eventos utilizados para el cálculo de los CSAF

Tiempo de origen	Lat. [°]	Lon. [°]	Prof. [km]	Mag.	Dist. [km]
2016-01-03 07:06:43	8.4184	-82.7879	23.98	4.3 Mb	206
2016-01-14 16:40:51	8.9287	-84.2871	9.26	4.7 Mwr	133
2016-01-16 16:58:00	8.9134	-84.2146	24.93	5.2 Mwr	131
2016-01-18 00:46:22	9.4586	-83.7845	25.76	4.0 Mb	61
2016-01-31 11:38:35	8.7749	-82.8134	11.31	4.8 Mb	172
2016-02-01 14:25:48	10.5643	-83.0239	10.00	4.6 Mb	101
2016-02-20 11:31:40	8.5564	-83.6820	5.25	4.5 Mwr	161
2016-03-19 20:38:24	10.6741	-84.9286	151.69	4.3 Mb	146
2016-04-16 23:58:36	0.3819	-79.9218	20.59	7.8 Mww	1147
2016-05-06 17:59:58	9.5742	-83.8604	25.04	3.8 Mb	50
2016-05-31 06:12:51	9.3760	-84.3366	34.86	4.3 Mb	94
2016-06-05 21:20:30	8.5093	-82.9374	24.03	5.0 Mwr	189
2016-06-10 03:25:22	12.8318	-86.9633	10.00	6.1 Mww	467
2016-07-03 01:58:32	10.6872	-85.1375	8.42	5.3 Mb	167
2016-07-03 02:16:13	10.6630	-85.0317	7.41	5.1 Mb	156
2016-07-27 10:50:04	9.6755	-84.3724	19.13	4.2 Ml	76
2016-08-07 06:09:50	10.6027	-83.8731	15.51	4.5 Mb	65
2016-08-17 16:06:33	9.6337	-84.1111	19.66	4.7 Mwr	56
2016-08-25 13:34:03	8.9700	-83.6812	31.04	4.1 Mb	116
2016-09-01 03:00:13	10.0876	-84.1850	78.55	4.2 Mb	46
2016-09-03 22:06:02	9.4755	-83.8124	36.94	4.7 Mwr	60
2016-09-15 05:57:24	12.4400	-86.6423	10.00	5.7 Mww	412
2016-10-25 22:35:47	9.3945	-84.1446	32.46	4.3 Mb	80
2016-10-26 22:27:46	9.3562	-84.0246	53.18	4.2 Mb	78
2016-12-01 00:25:21	9.9485	-83.8069	1.32	5.3 Mww	8
2017-04-02 23:54:33	8.9766	-82.4604	10.00	5.3 Mww	183
2017-04-14 01:37:44	9.2425	-83.6357	14.56	4.3 Mb	86
2017-06-17 15:00:38	9.3618	-84.6344	12.99	4.6 Mb	119
2017-08-27 10:38:58	9.0468	-83.9310	27.26	4.8 Mb	108
2017-09-01 07:42:45	10.1130	-85.5035	27.75	5.4 Mww	190
2017-09-02 10:38:16	9.6168	-84.7831	22.45	4.7 Mwr	120
2017-09-05 11:28:31	8.2411	-82.8614	24.57	4.5 Mb	220
2017-11-13 02:28:23	9.5147	-84.4865	19.36	6.5 Mww	96
2017-11-13 08:25:58	9.4806	-84.5304	18.51	4.4 Mb	102
2017-11-14 16:06:06	9.4494	-84.5597	24.87	4.5 Mb	107
2017-11-14 21:21:23	8.8142	-83.9123	10.00	5.1 Mwr	134
2017-11-22 13:26:13	9.4958	-84.6377	15.86	4.2 Mwr	111
2017-11-28 00:00:00	9.4813	-84.5864	14.35	4.3 Mb	107
2017-12-03 08:44:27	9.2744	-84.8267	8.71	4.4 Mwr	142
2017-12-20 23:24:36	8.7724	-83.8758	10.00	4.7 Mb	138
2017-12-28 23:01:54	10.6213	-84.8073	139.09	4.8 Mb	132
2018-01-10 02:51:33	17.4825	-83.5200	19.00	7.5 Mww	826
2018-01-16 15:03:53	10.9283	-86.3469	22.00	5.8 Mww	300
2018-01-27 21:45:12	7.2827	-79.6764	9.80	5.7 Mww	542
2018-04-02 23:23:17	13.1086	-88.6821	50.00	5.9 Mww	636
2018-04-24 02:29:52	12.4928	-87.7466	47.28	5.6 Mww	513
2018-08-17 23:22:24	8.7791	-83.1527	15.00	6.1 Mww	152



**Figura 3:** Razones espectrales H/V calculadas para diferentes señales sismo-volcánicas en la estación CVTR. La línea discontinua vertical representa el promedio de los picos más altos y la banda gris el rango  $\pm 2\sigma$ .



**Figura 4:** Mapa de los eventos utilizados para el cálculo de los CSAF. Se utilizaron 47 sismos con una brecha azimutal máxima de 70°.

### Apéndices al Capítulo 4

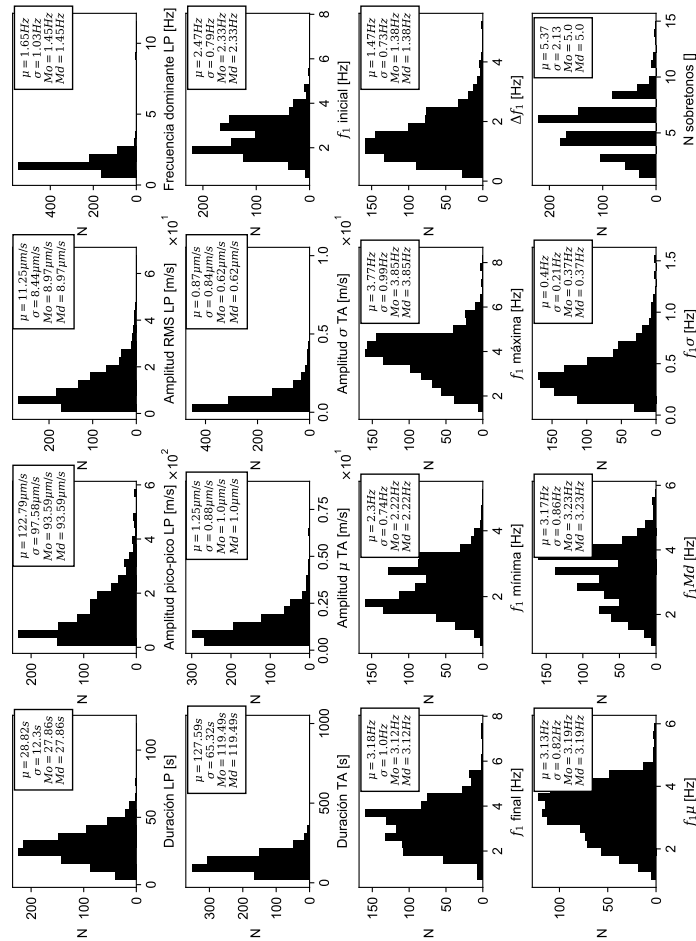


Figura 5: Histogramas para diferentes características medidas de los eventos LP-TA de 2009. Los recuadros indican los valores de promedio ( $\mu$ ), desviación estándar ( $\sigma$ ), moda ( $Mo$ ) y mediana ( $Md$ ).

## Apéndices al Capítulo 5

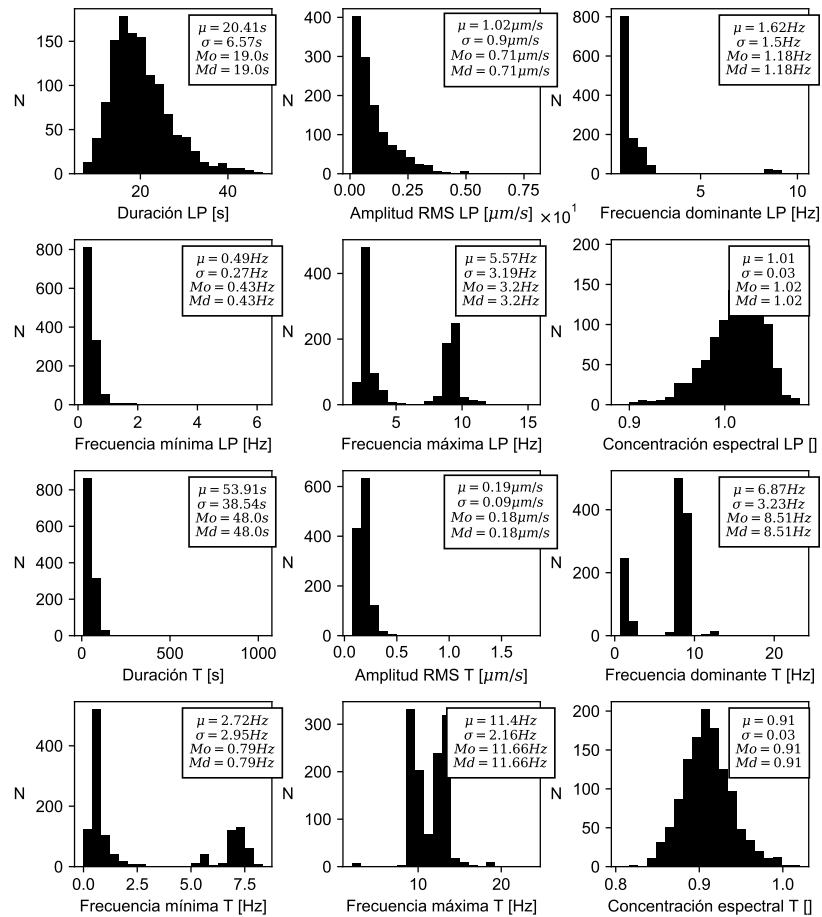


Figura 6: Histogramas para cada característica medida de los eventos LP-T de abril a mayo 2013. Los recuadros indican los valores de promedio ( $\mu$ ), desviación estándar ( $\sigma$ ), moda ( $Mo$ ) y mediana ( $Md$ ).



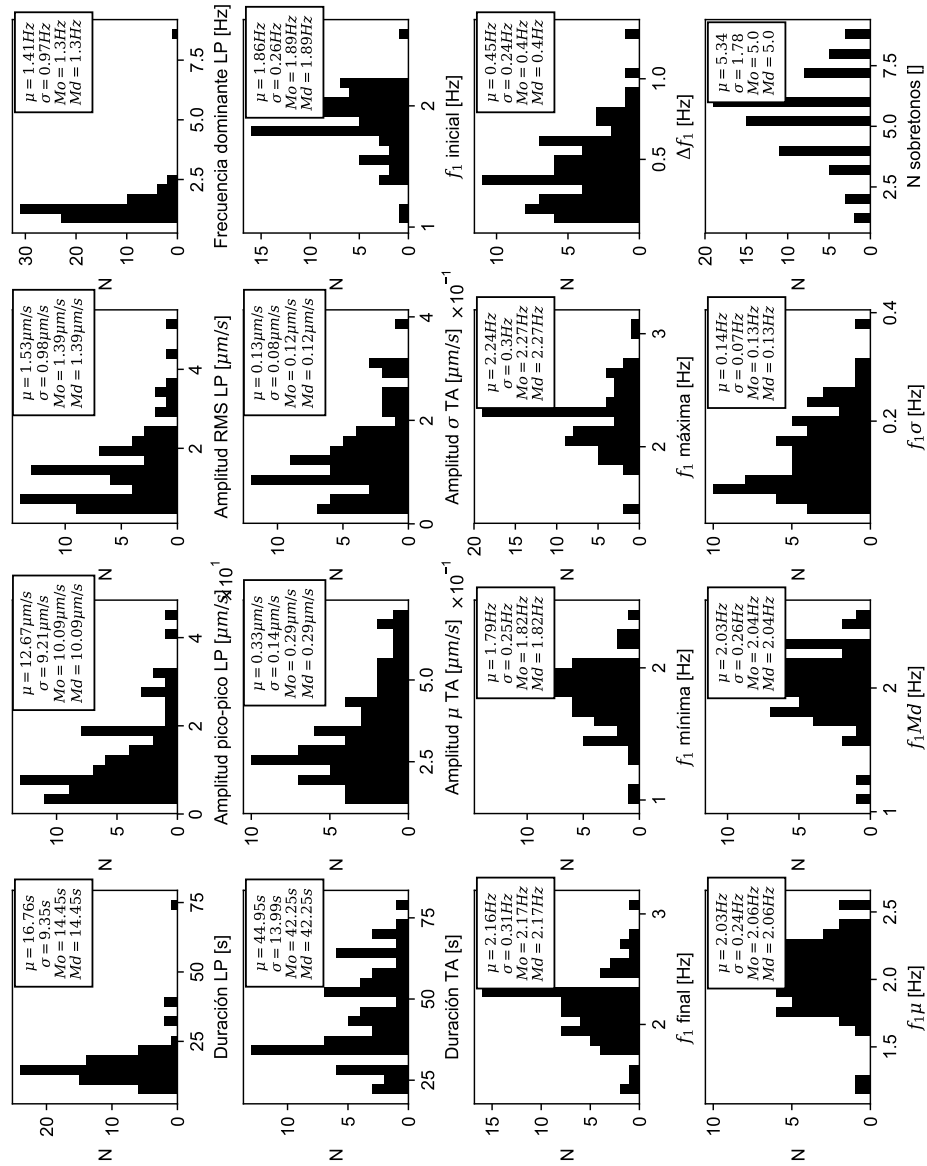
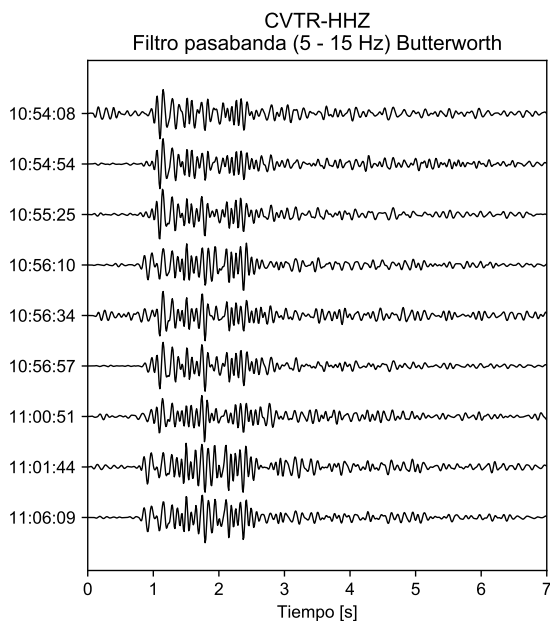
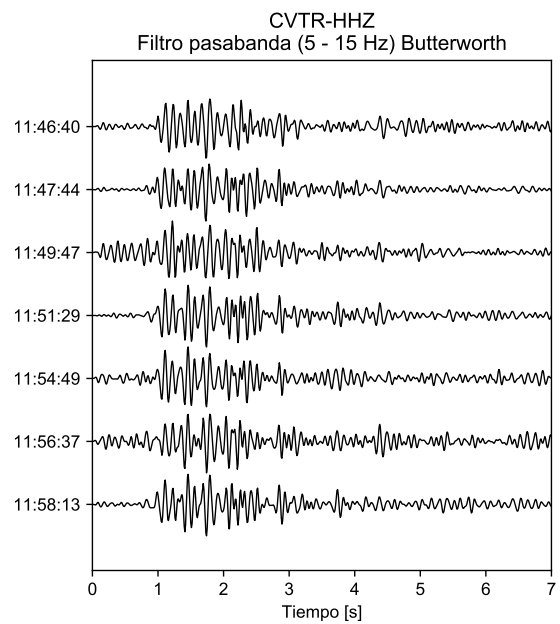


Figura 7: Histogramas para diferentes características medidas de los eventos LP-TA de abril a mayo 2013. Los recuadros indican los valores de promedio ( $\mu$ ), desviación estándar ( $\sigma$ ), moda ( $Mo$ ) y mediana ( $Md$ ).



**Figura 8:** Eventos VT proximales miembros de la familia 1 agrupada por correlación cruzada. A la izquierda de cada sismograma se indica la hora (UTC) del día 21 de mayo de 2013.

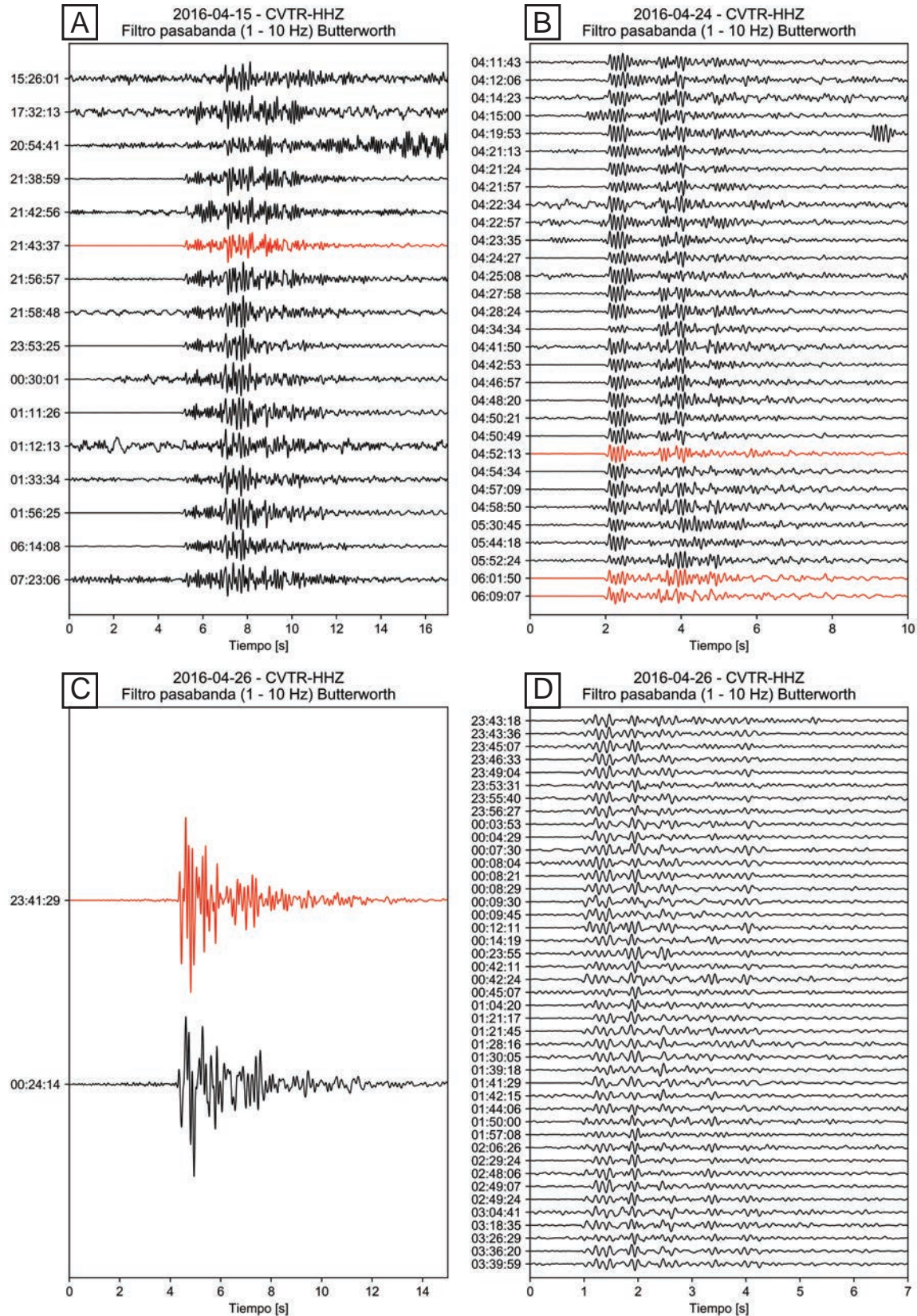


**Figura 9:** Eventos VT proximales miembros de la familia 2 agrupada por correlación cruzada. A la izquierda de cada sismograma se indica la hora (UTC) del día 21 de mayo de 2013.

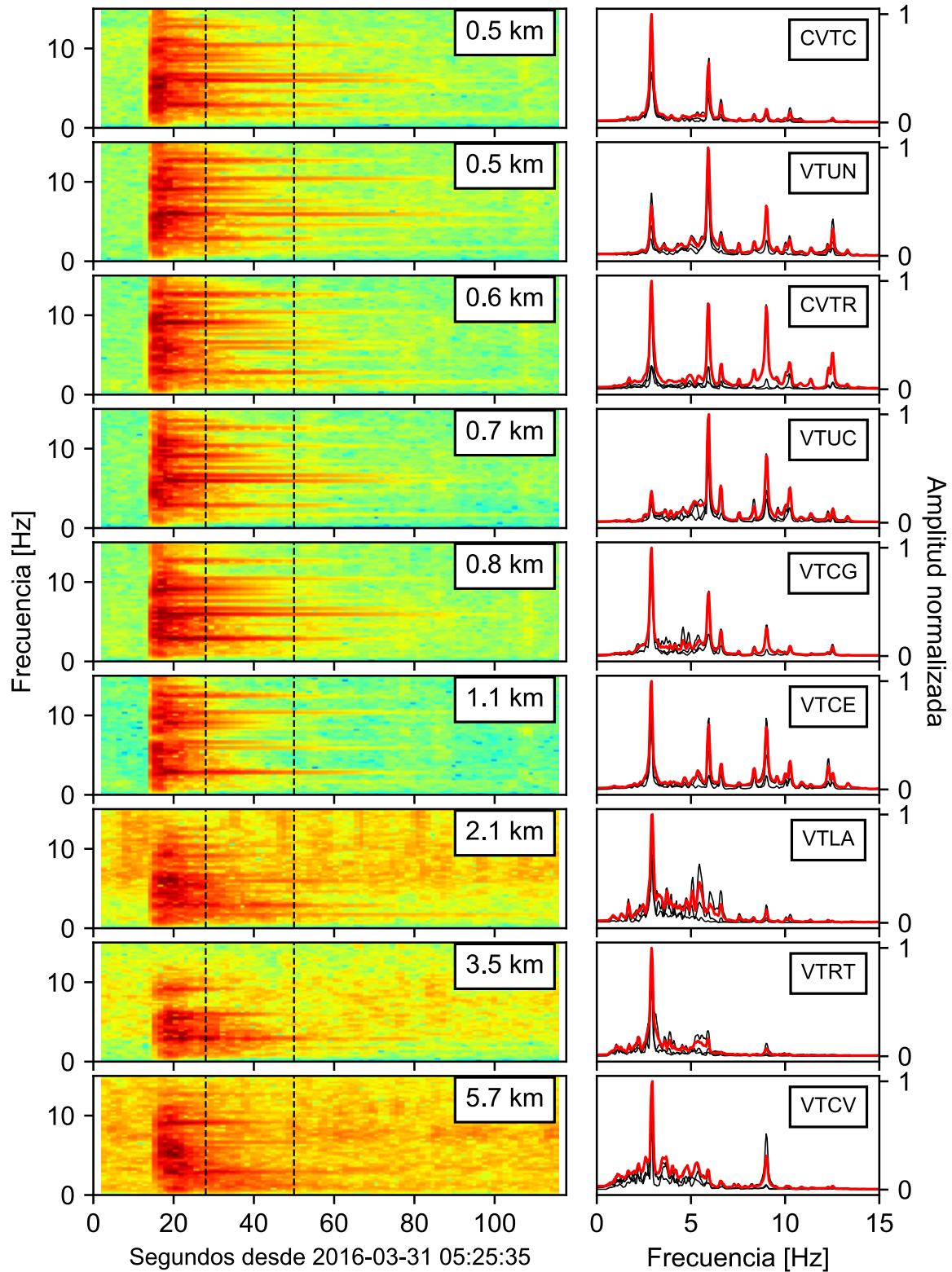
## Apéndices al Capítulo 6

**Cuadro 3:** Resumen de las características sismo-volcánicas generales entre enero y mayo 2016

Característica	Pre-PPEMAT	PPEMAT	Erupción
Inicio	1ero de enero	14 de marzo	30 de abril
Final	14 de marzo	30 de abril	27 de mayo
RSEM	Aumenta el 15 de enero de $<0.1 \mu\text{m}$ a $0.25 \mu\text{m}$ y se mantiene oscilando alrededor de este valor	Disminuye hasta $0.03 \mu\text{m}$	Aumenta hasta $5 \mu\text{m}$
SSAM (tremor no armónico)	Rango de 1 - 10 Hz con frecuencia dominante en 2 Hz	Se atenúa	Rango de 1 - 10 Hz con frecuencia dominante en 2.5 Hz
Número diario de eventos de baja frecuencia (BF)	Aumenta el día 15 de enero, alcanza un máximo de 730 y tiende a disminuir, con un segundo aumento luego de la exhalación del día 30 de enero	Patrón simétrico descendente y ascendente entre 150 y 400	Aumenta y presenta fluctuaciones entre 100 y 750
Número diario de eventos de alta frecuencia (BF)	Descenso drástico de 400 a 200 y tiende a disminuir	Inicia con un aumento de hasta 550 y presenta patrón simétrico descendente y ascendente entre 150 y 700	Desciende a $<30$ al inicio y luego aumenta hasta 400
Razón AF/BF	Cambia drásticamente el 15 de enero de $>1$ a $<1$ . Predominan valores $<1$ .	Predominan valores $>1$	Alternancia entre $<1$ y $>1$
Número acumulado de eventos DF	Pendiente alta al inicio del período, pero se mantiene suave hasta el final	Pendiente alta	Pendiente baja
Procesos volcánicos	La última actividad eruptiva se da en octubre de 2015 (Alvarado <i>et al.</i> , 2016). Varias exhalaciones (eventos doble fase) (Pacheco, 2018)	Un evento de doble fase con exhalación el día 3 de abril (Pacheco, 2018)	Inicia la erupción el día 30 de abril y continúa hasta el 1ero de agosto (Mora y Soto, 2016; Alvarado <i>et al.</i> , 2016)



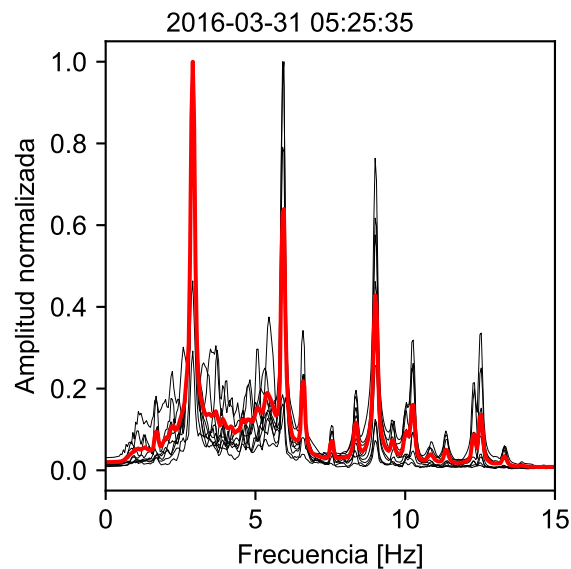
**Figura 10:** Formas de onda de los enjambre de eventos tectónicos detectados y agrupados por correlación cruzada. A) 15 a 16 de abril; B) 24 de abril; C) 26 de abril; D) 26 a 27 de abril A la izquierda de cada sismograma se indica la hora (GMT). En rojo se indican los eventos detectados por la RSN.



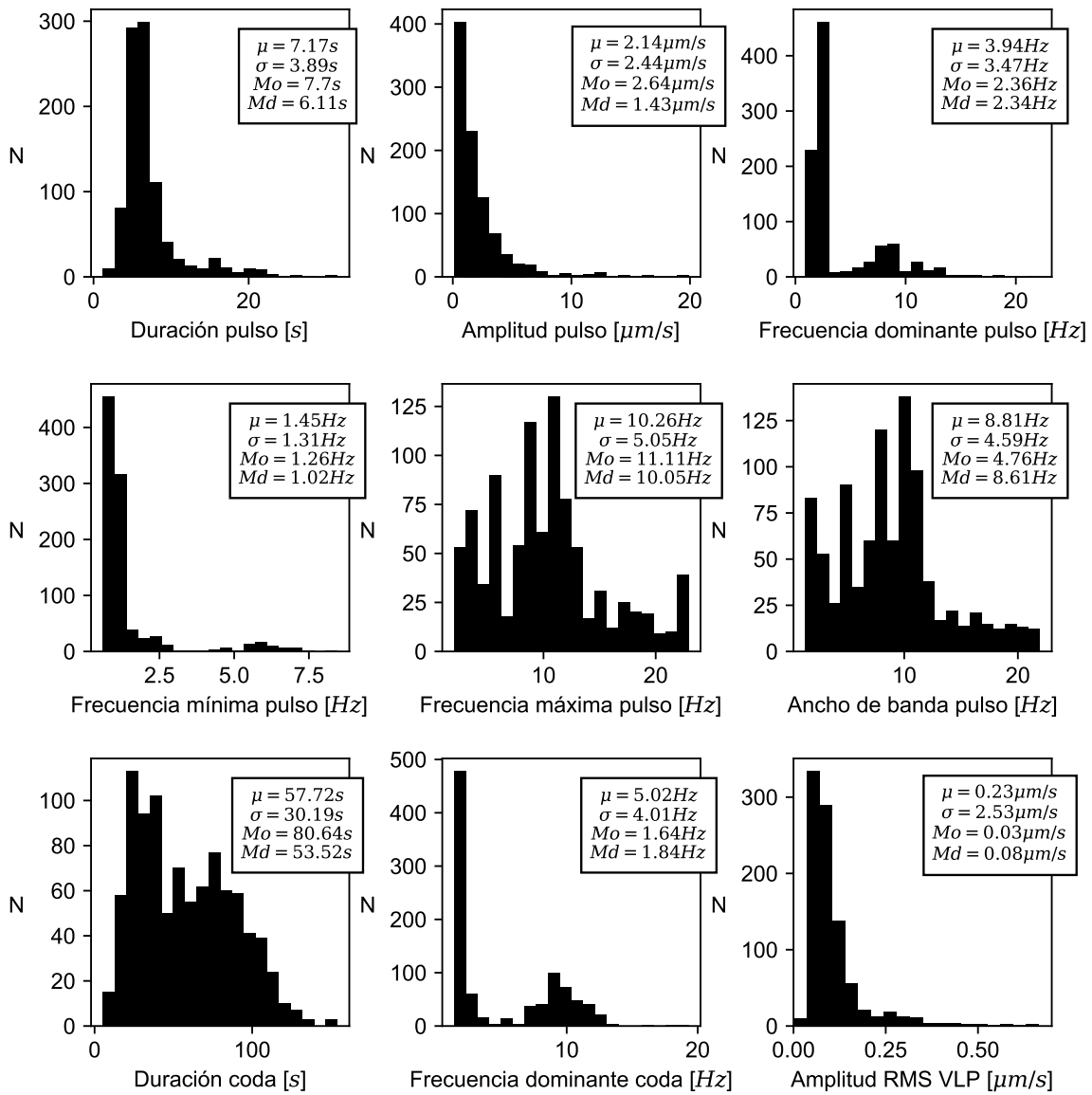
**Figura 11:** Evento tipo tornillo en diferentes estaciones. En cada fila se muestra el espectrograma y espectro para una misma estación sísmica. Se ordena de manera decreciente según la distancia entre cada estación y el cráter Oeste. El recuadro en cada espectrograma y espectro indica esa distancia y el código de la estación, respectivamente. Las líneas discontinuas verticales limitan la ventana utilizada para el cálculo de los espectros (en negro cada componente y en rojo el promedio).

**Cuadro 4:** Cambios de las características medidas en relación a los eventos DF con erupción

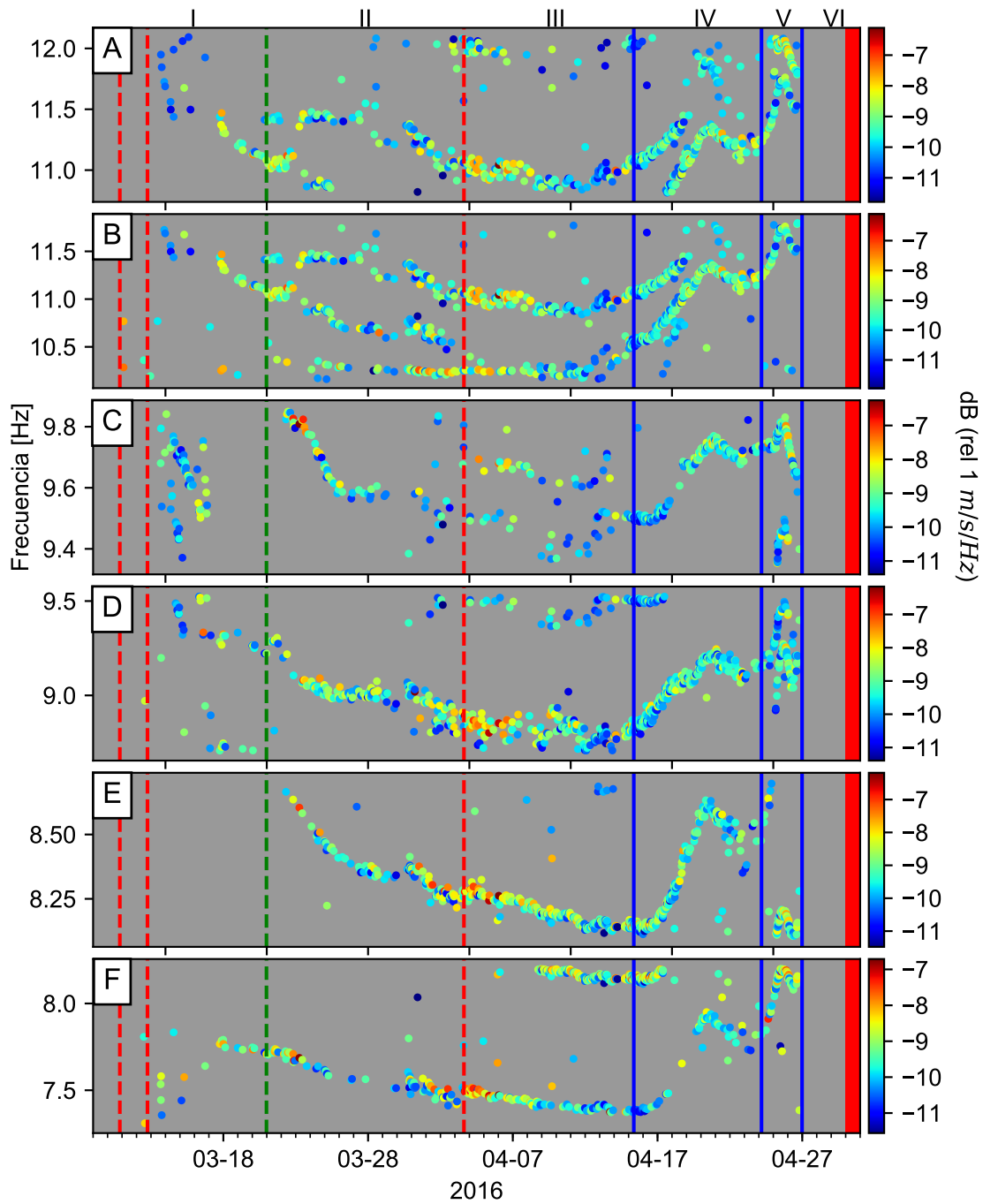
Fecha del evento o secuencia de eventos DF	Cambios en las características medidas
3 al 8 de enero	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Aumento de 120 a 500 de eventos diarios de BF luego de la secuencia</li> <li>▪ Disminución de 440 a 240 eventos diarios de AF luego de la secuencia</li> <li>▪ Aumento de la amplitud del RSEM</li> <li>▪ Aumento del tremor (frecuencia dominante de 2 Hz)</li> </ul>
30 de enero	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Aumento de 320 a 550 eventos diarios de BF luego del evento DF</li> </ul>
6 al 12 de marzo	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Aumento de 200 a 400 eventos diarios de BF luego de la secuencia</li> <li>▪ Aumento de 100 a 500 eventos diarios de AF luego de la secuencia</li> <li>▪ Disminución de <math>0.25 \mu\text{m}</math> a <math>0.03 \mu\text{m}</math> en la amplitud del RSEM luego de la secuencia</li> <li>▪ Atenuación del tremor (SSAM) luego de la secuencia</li> </ul>
3 de abril	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Punto central en el patrón simétrico descendente-ascendente en el número de eventos AF y BF.</li> </ul>
19 de Mayo	<ul style="list-style-type: none"> <li>▪ Aumento de eventos de BF antes del evento DF</li> <li>▪ Disminución de eventos de AF antes del evento DF</li> <li>▪ Aumento del tremor en la banda de 1 a 10 Hz (SSAM) luego del evento DF</li> </ul>



**Figura 12:** Espectro promedio de un evento tipo tornillo en la red de estaciones. La ventana utilizada corresponde a la analizada en la Figura 11. En negro los espectros promediados de cada estación a partir de las tres componentes y en rojo el promedio general de todas las estaciones.

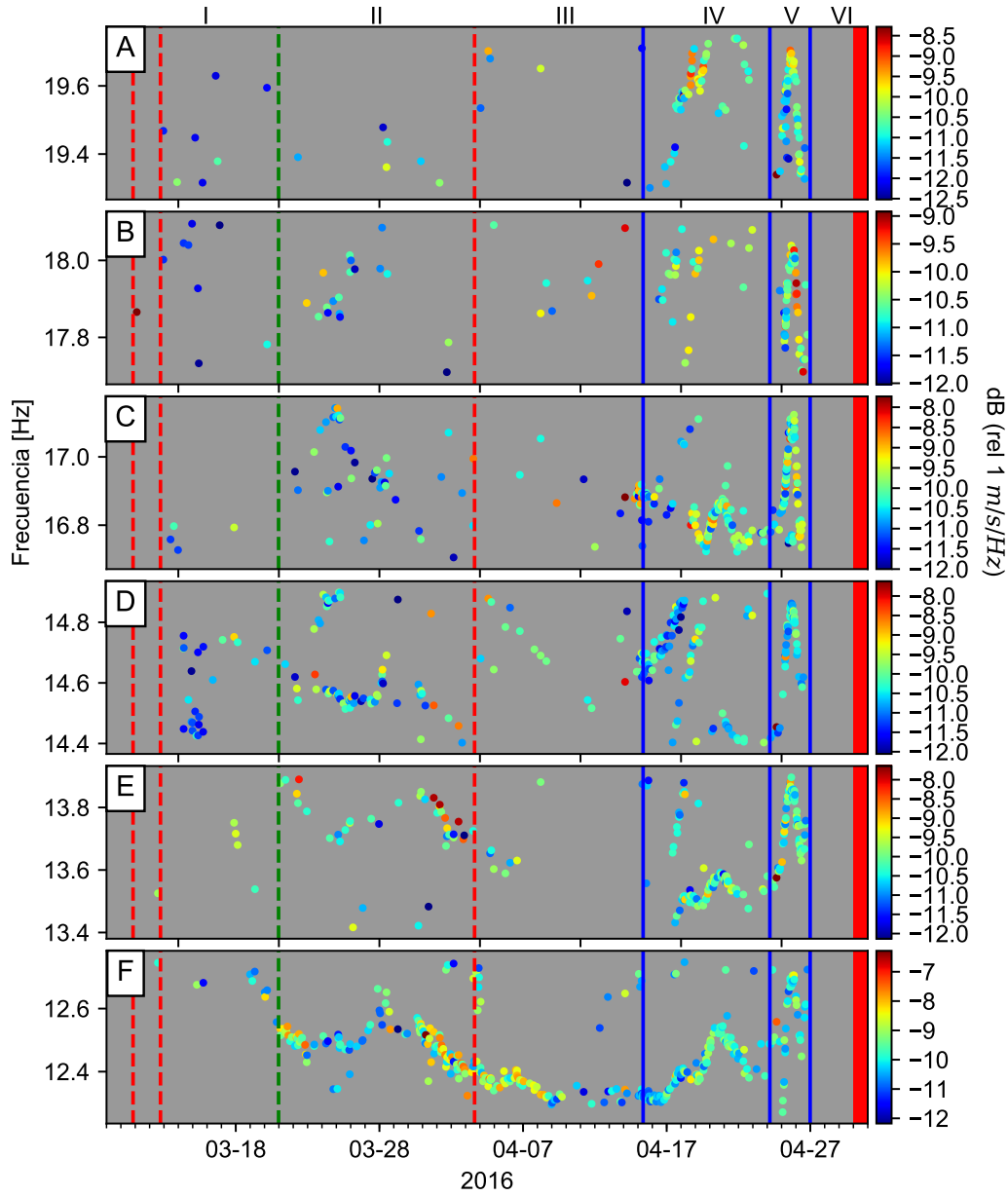


**Figura 13:** Histogramas de las características medidas de los eventos tipo tornillo. Los recuadros indican los valores de promedio ( $\mu$ ), desviación estándar ( $\sigma$ ), moda ( $Mo$ ) y mediana ( $Md$ ).

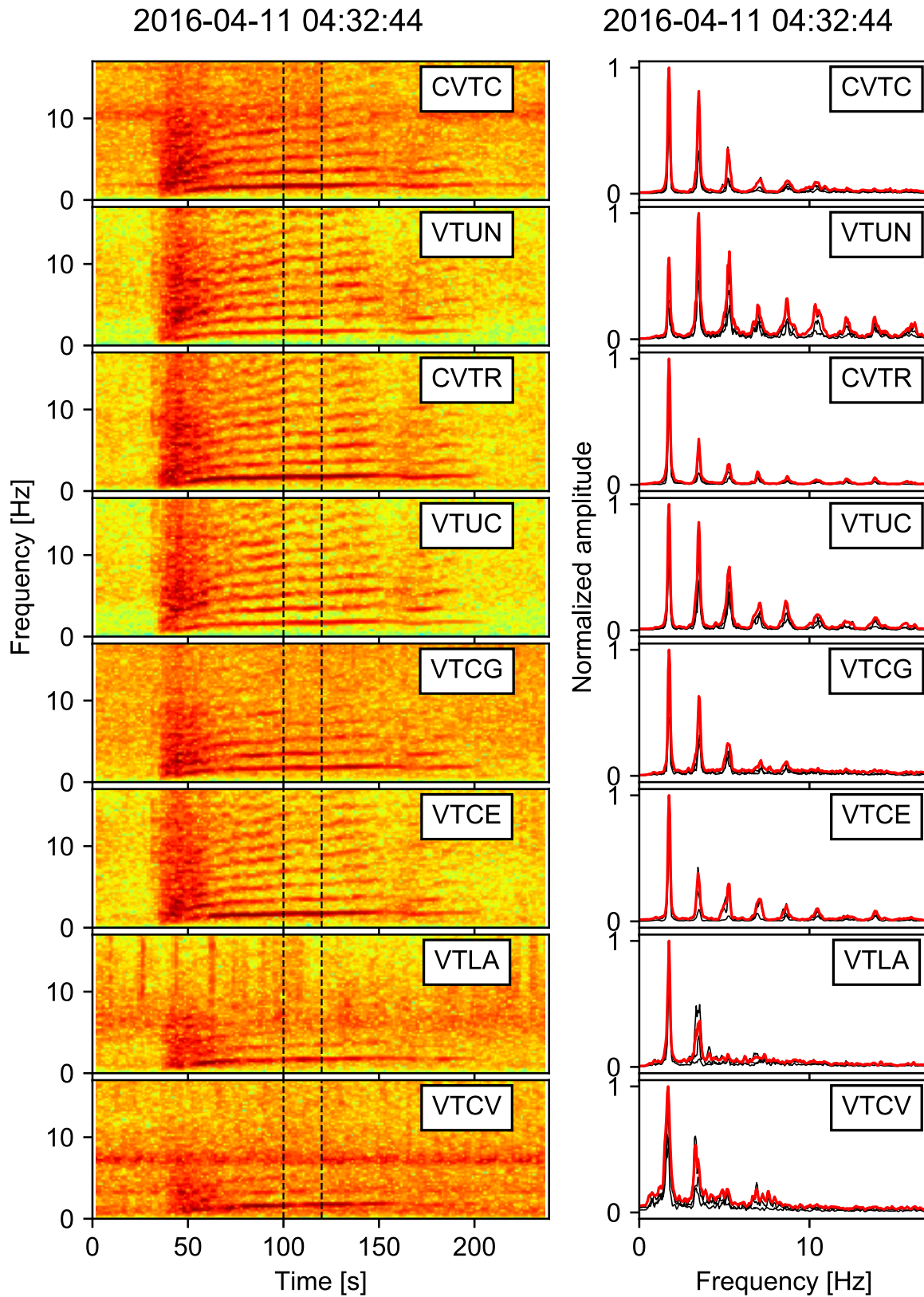


**Figura 14:** Variación temporal independiente de los picos de frecuencia entre 7 y 12 Hz de los eventos tipo tornillo. La escala de color indica la amplitud adecuada para cada rango de variación.





**Figura 15:** Variación temporal independiente de los picos de frecuencia entre 12 y 20 Hz de los eventos tipo tornillo. La escala de color indica la amplitud adecuada para cada rango de variación.



**Figura 16:** Evento LP-TA en diferentes estaciones. En cada fila se muestra el espectrograma y espectro para una misma estación sísmica. Se ordena de manera decreciente según la distancia entre cada estación y el cráter Activo. El recuadro en cada espectrograma el código de la estación. Las líneas discontinuas verticales limitan la ventana utilizada para el cálculo de los espectros (en negro cada componente y en rojo el promedio).

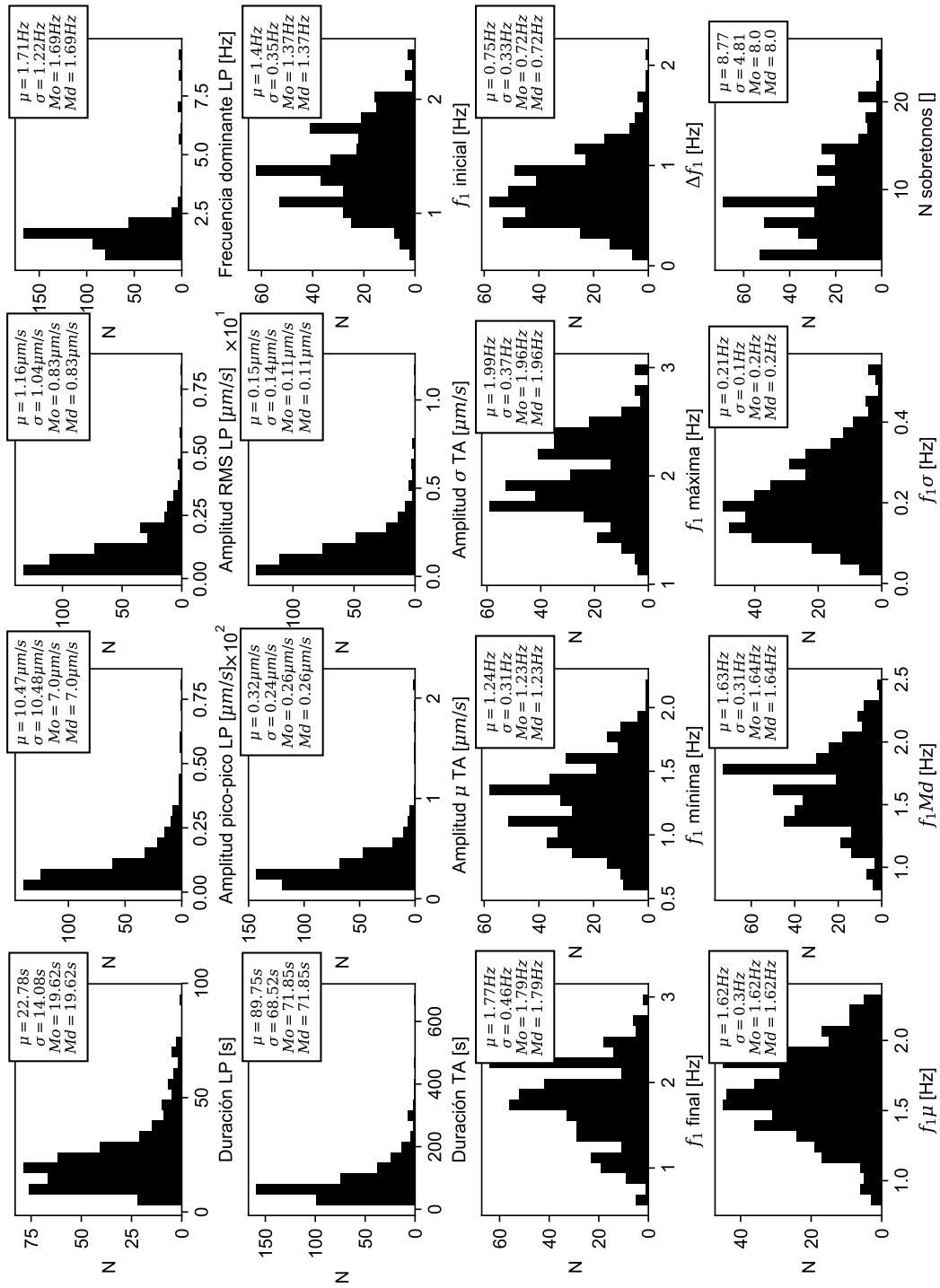
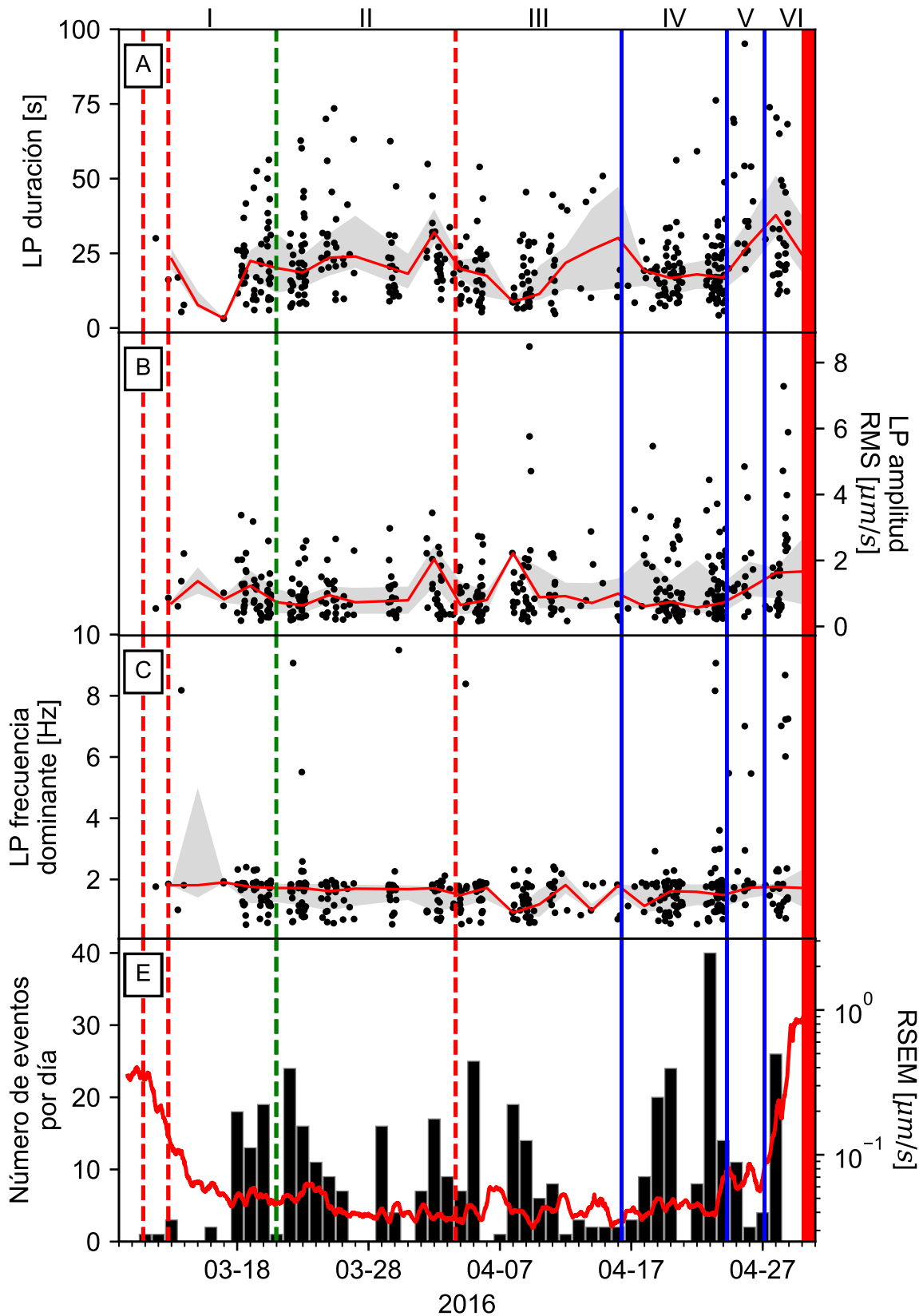


Figura 17: Histogramas para diferentes características medidas de los eventos LP-TA de 2016. Los recuadros indican los valores de promedio ( $\mu$ ), desviación estándar ( $\sigma$ ), moda ( $Mo$ ) y mediana ( $Md$ ).



**Figura 18:** Serie temporal de las características de la fase LP de los eventos LP-TA ocurridos en el período pre-eruptivo de marzo a abril, 2016. En gris el rango diario entre los percentiles 25 y 75 y en rojo la mediana diario. En E) e muestra el RSEM suavizado utilizando el valor mediano en una ventana móvil de 16 h.

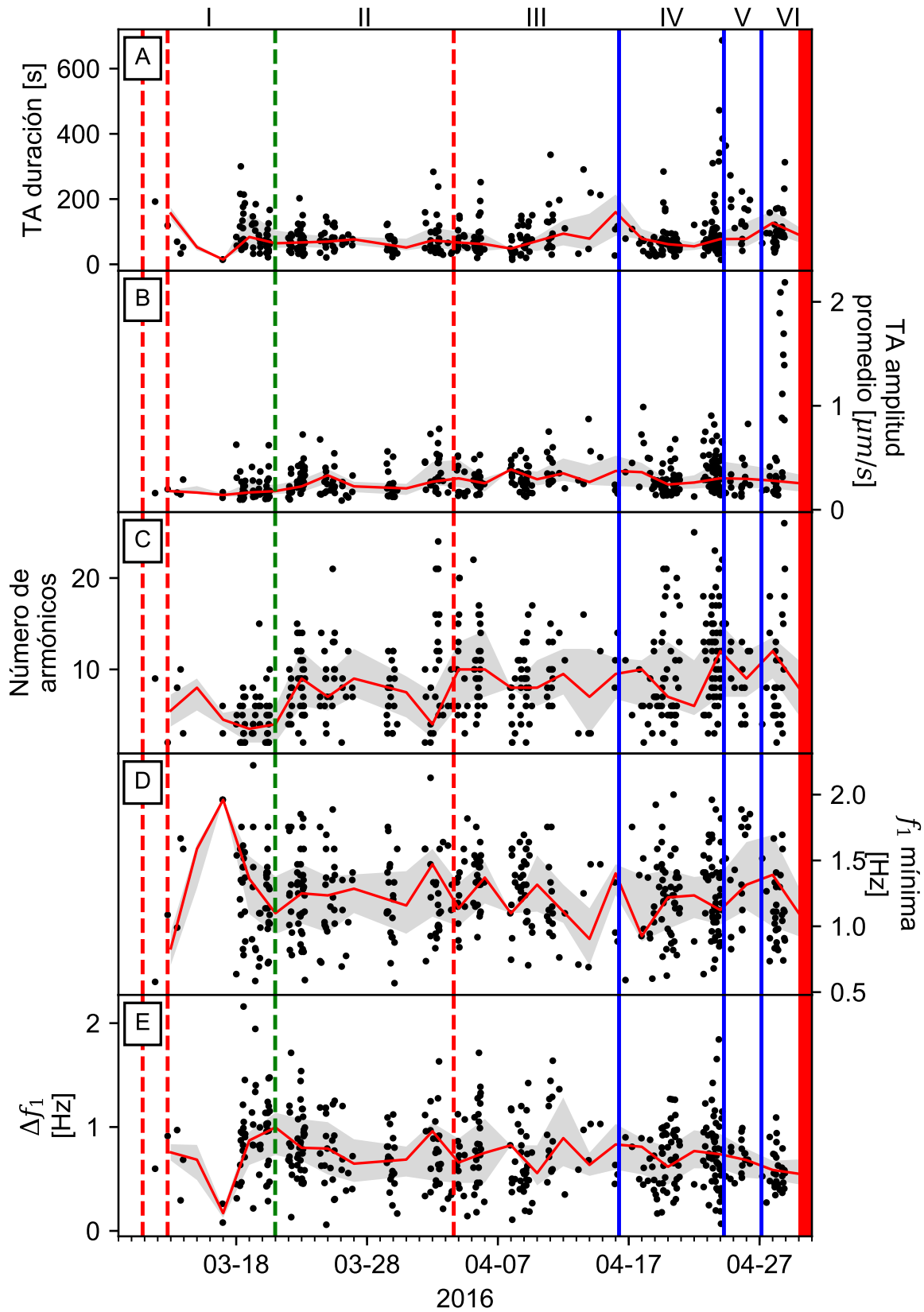
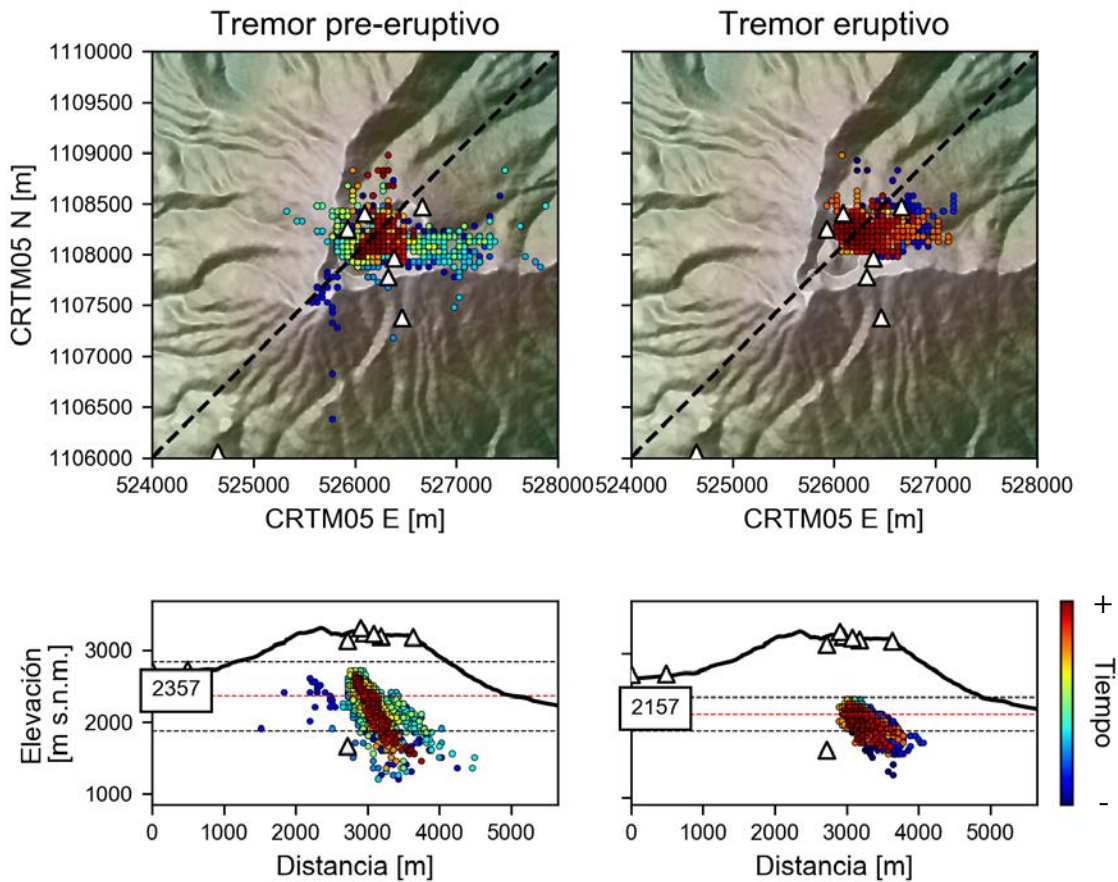


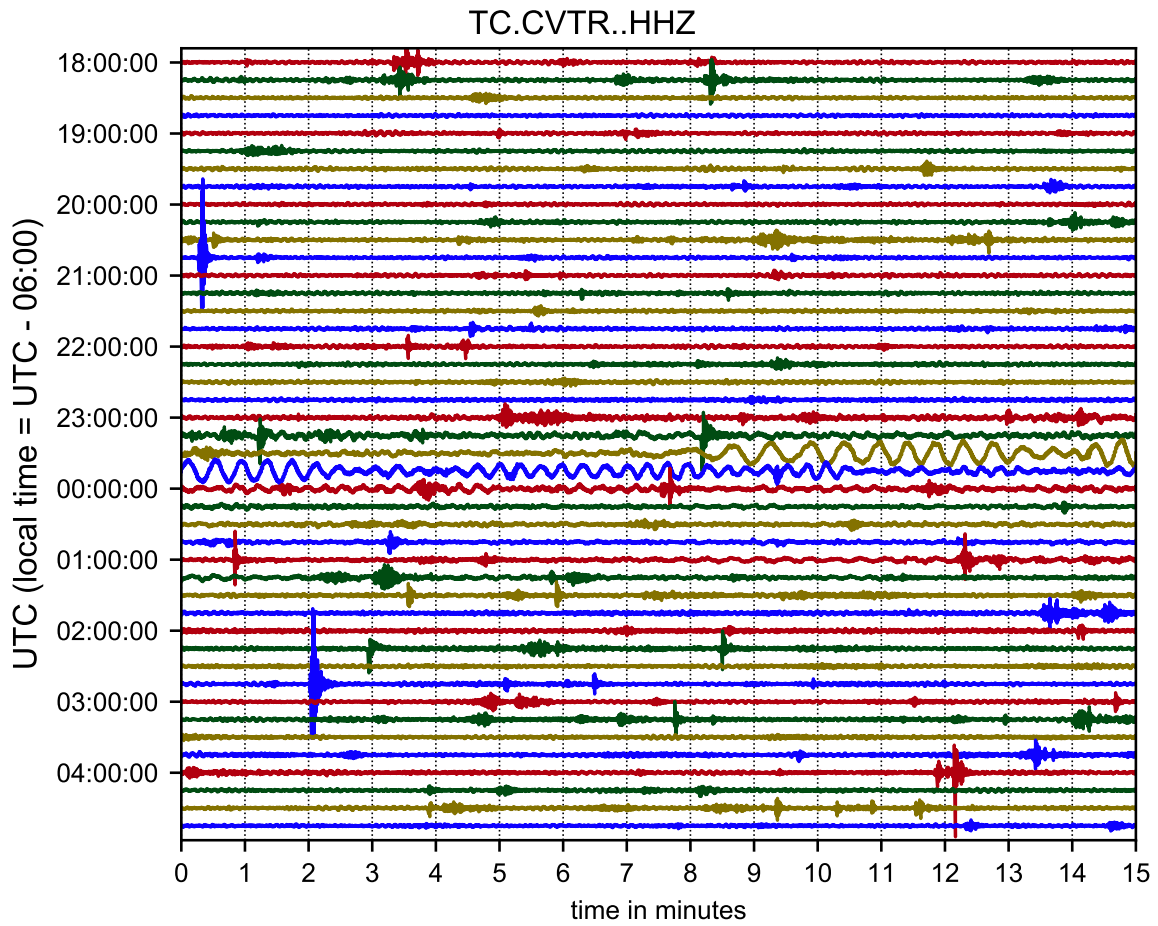
Figura 19: Serie temporal de las características de la fase TA de los eventos LP-TA ocurridos en el período pre-eruptivo de marzo a abril, 2016. En gris el rango diario entre los percentiles 25 y 75 y en rojo la mediana diario.



**Figura 20:** Localización del tremor pre-eruptivo y eruptivo entre los días 27 y 30 de abril de 2016. Arriba: la vista de mapa; abajo: vista de perfil SW-NE cuya línea de corte se muestra en el mapa correspondiente. Cada círculo representa una localización basada en la amplitud en una ventana móvil de 10 segundos. El color de los símbolos representa el tiempo entre las 02:29 del día 27 y las 09:00 del día 29, y entre las 22:00 del día 29 y las 19:47 del día 30, respectivamente. Los triángulos indican las estaciones sísmicas utilizadas. En los perfiles, las líneas horizontales negras limitan el rango  $\mu \pm \sigma$  y la línea roja el promedio ( $\mu$ ).

Fecha/Etapa		03-11	Etapa I	03-20	Etapa II	04-03	Etapa III	04-15	Etapa IV	04-24	Etapa V	04-27	Etapa VI	04-30
Número de días			9	TS	14	DF	12	VT	9	VT	3	VT	4	E
Actividad volcánica/tectónica														
Señal sísmo-volcánica														
Medida														
RSEM			Entre los días 11 y 14 de marzo disminuye de 0.3 $\mu\text{m/s}$ a 0.05 $\mu\text{m/s}$		Oscilante alrededor de $-0.05 \mu\text{m/s}$		Oscilante alrededor de $-0.05 \mu\text{m/s}$		Oscilante alrededor de $-0.05 \mu\text{m/s}$		Ligero aumento a $0.09 \mu\text{m/s}$		Aumento constante entre $0.07$ y $2 \mu\text{m/s}$	$2 \mu\text{m/s}$
Profundidad			Aumenta entre 1 a 26 entre los días 11 y 14 de marzo. Desciende hasta 2 el 18 de marzo				Constante ( $\sim 25$ ); finaliza con un aumento a 44		Desciende de 39 a 8		Pico máximo de 67		760 m	930 m
Número diario			0 y 7		7 y 18		7, 22 y 46		7		47		0	
Familias dominantes							Aumenta						-	
Caracterización espectral general			Picos poco prominentes		Aumenta prominencia de los picos; etapa con mayor energía		Aumenta prominencia de los picos; etapa con mayor energía		Tomán relevancia picos en altas frecuencias ( $>10 \text{ Hz}$ )		Disminuye prominencia de los picos		-	
Duración pulso LP			$\sim 6 \text{ s}$		$\sim 6 \text{ s}$		$\sim 6 \text{ s}$		Aumenta hasta $\sim 15 \text{ s}$		Aumenta hasta $\sim 20 \text{ s}$		-	
Duración de la coda			$\sim 20 \text{ s}$		Aumenta, dispersión entre 15 y 120 s				$\sim 40 \text{ s}$		$\sim 40 \text{ s}$		-	
Concentración del espectro (LP)			0.97		Aumenta a 1.03		Aumenta entre 1.04 y 1.10		Disminuye entre 1.10 y 1.03		1.04		-	
Ancho de banda (LP)			Entre 6 y 20 Hz		Entre 6 y 20 Hz		Disminuye hasta 2 Hz; patrón en escalones		Entre 5 y 20 Hz		Entre 5 y 20 Hz		-	
Amplitud (VLP)			$\sim 0.07 \mu\text{m/s}$		Aumenta hasta $0.5 \mu\text{m/s}$		Disminuye hasta $0.04 \mu\text{m/s}$		Aumenta hasta $0.2 \mu\text{m/s}$		$0.1 \mu\text{m/s}$		-	
Número			$\sim 8$		Aumenta a $\sim 14$		Disminuye a $\sim 7$		Aumenta a $\sim 17$		14		-	
Picos espectrales			Disminución de frecuencia. Altas frecuencias. Poco continuos.		Disminución de frecuencia y aumento de la amplitud. Varios picos inician con esta etapa.		Disminución de frecuencia. Aumenta la amplitud		Aumento y descenso de la frecuencia quasi-simétrico		Aumento y descenso de la frecuencia quasi-simétrico		-	
Q			Aumenta de 150 a 300		Disminuye a 200		Disminuye a 150		Aumenta a 275 y disminuye al final a 170		Aumenta a 240		-	
Número diario			Pocos eventos al inicio ( $<3$ ) Aumenta hacia el final a 19	1	Disminuye entre 24 y 6; aumenta a 15 al final		Disminuye de 25 a 2		Aumenta hasta 40 (máximo)		Entre 2 y 10		Pico en 26 (máximo secundario)	
LP-TA														

Figura 21: Cuadro resumen de las etapas delimitadas del período de menor amplitud sísmica pre-eruptivo de marzo a abril de 2016. DF: evento de doble fase concomitante a exhalación; TS: telesismo; VT: enjambre de eventos volcánico-tectónicos; E: erupción.



**Figura 22:** Helicorder entre las 18:00 del 20 de marzo de 2016 y las 05:00 del 21 de marzo de 2016.



**Cuadro 5:** Resumen de las características de los enjambres de sismos tectónicos

Característica	Enjambre 1	Enjambre 2	Enjambre 3
Fecha y hora de inicio (GMT)	15 de abril 15:00	24 de abril 04:00	26 de abril 23:00
Fecha y hora de final (GMT)	16 de abril 08:00	24 de abril 06:00	27 de abril 04:00
Número de eventos localizados por la RSN ( <i>gap</i> <180°, >8 estaciones, RMS <0.5)	1	6	1
Rango de magnitudes	1,1 a 2,8	1,3 a 3,7	<3
Rango de profundidades	1 a 9 km	0 a 4 km	~0
Localización respecto al edificio volcánico	Norte	Suroeste	Cono
Distancia aproximada al cráter Activo	8 km	5 km	<1 km
Número total de detecciones (REDPy)	15	40	45
Número de familias	1	3	2
Número de eventos por familia	1	31, 7 y 2	2 y 43
Fuentes de información	Mora y Alvarado (2016)	Mora y Alvarado (2016), Linkimer <i>et al.</i> (2018)	Mora y Alvarado (2016)
Observaciones	Se localizaron los eventos detectados por correlación, sin embargo son de baja magnitud y la brecha ( <i>gap</i> ) en la cobertura es amplia, por lo que su localización no es precisa.	Localizaciones de Linkimer <i>et al.</i> (2018)	Tiempos S-P <0.5 s en la estación CVTR indican fuente somera en la zona de los cráteres. Las bajas amplitudes no permiten una localización en red de calidad.

**Cuadro 6:** Características de los eventos de doble fase. *D*: duración; *A*: amplitud; *f*: frecuencia dominante; *T*: coda multitonal no armónica; *E*: erupción confirmada.

Fase Fecha y hora (UTC)	1			2			T	E
	<i>D</i> [s]	<i>A</i> [μm/s]	<i>f</i> [Hz]	<i>D</i> [s]	<i>A</i> [μm/s]	<i>f</i> [Hz]		
2016-03-06 00:24:26	4.0	0.7	8.0	20.0	15.1	6.2	No	Sí
2016-03-06 22:15:14	3.0	2.0	7.3	10.0	10.9	7.4	Sí	No
2016-03-10 20:21:03	6.0	1.5	7.2	33.0	7.6	7.7	No	Sí
2016-03-12 11:55:42	8.0	0.8	7.7	20.0	3.8	7.2	No	No
2016-03-12 18:10:51	7.0	2.8	3.1	18.0	20.7	5.2	No	Sí
2016-03-16 09:36:58	3.0	0.3	7.6	12.0	3.4	13.7	Sí	No
2016-03-16 11:04:23	3.0	0.4	7.6	25.0	1.7	5.2	No	No
2016-03-16 14:32:04	4.0	0.3	8.2	15.0	3.7	8.9	Sí	No
2016-03-16 14:46:43	3.0	0.7	13.6	8.0	10.8	7.1	Sí	No
2016-03-17 18:25:12	4.0	0.5	19.0	13.0	2.3	7.4	No	No
2016-03-19 19:00:33	2.0	0.7	8.5	14.0	5.1	7.2	Sí	No
2016-03-20 20:45:17	2.0	1.7	7.5	10.0	3.3	7.5	Sí	No
2016-03-21 02:47:00	2.0	0.7	11.9	21.0	3.3	1.8	No	No
2016-03-22 07:53:15	2.0	1.1	6.5	13.0	3.2	7.7	Sí	No
2016-03-27 21:06:37	3.0	0.5	11.6	8.0	17.2	11.6	Sí	No
2016-03-28 18:16:07	4.0	4.7	7.5	19.0	9.3	1.9	Sí	No
2016-03-31 14:23:12	5.0	0.7	9.2	10.0	9.2	7.5	Sí	No
2016-04-03 14:59:41	8.0	2.4	9.4	14.0	36.9	4.6	No	Sí
2016-04-04 01:10:29	4.0	0.8	7.5	14.0	8.4	7.1	Sí	No
2016-04-04 15:58:16	5.0	1.2	7.8	24.0	22.9	4.2	No	No
2016-04-06 18:39:01	3.0	1.5	12.0	12.0	4.2	7.2	Sí	No
2016-04-08 11:56:17	3.0	0.2	7.0	18.0	11.5	2.6	No	No
2016-04-19 18:16:52	3.0	0.4	8.3	18.0	13.1	2.9	No	No
2016-04-20 19:10:37	3.0	0.6	8.6	16.0	11.5	2.9	No	No
2016-04-26 23:41:30	4.0	1.8	1.0	21.0	42.3	7.6	No	No
2016-04-26 23:44:14	4.0	0.9	9.2	12.0	16.7	7.7	No	No
Promedio	3.9	1.2	8.6	16.1	11.5	6.5		