

# APLICACIÓN DE UN MODELO BASADO EN PROCESOS DE PATRONES DE SISMICIDAD PRE ERUPTIVA AL VOLCÁN UBINAS, EPISODIO ERUPTIVO 2019

## APPLICATION OF A PROCESS-BASED MODEL OF PRE-ERUPTIVE SEISMICITY PATTERNS TO THE UBINAS VOLCANO, ERUPTIVE EPISODE 2019

Mayra A. Ortega<sup>1</sup>  Wendy A. McCausland<sup>2</sup>  Randall A. White<sup>3</sup>   
Rigoberto Aguilar<sup>1</sup>  Rosa M. Anccasi<sup>1</sup>  Beto Ccallata<sup>1</sup> 

<sup>1</sup>Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico – INGEMMET

<sup>2</sup> Volcano Disaster Assistance Program, Volcano Science Center – USGS 3 USGS, Volcano Disaster Assistance Program (Científico retirado)

### Resumen

Utilizando un conjunto de datos de monitoreo del volcán Ubinas, se aplicó un modelo conceptual de patrones de sismicidad pre eruptiva al episodio eruptivo del 2019 con el objetivo de identificar posibles precursores de sismicidad a fin de ayudar en el pronóstico de futuras erupciones en este volcán. El modelo contempla cuatro etapas de sismicidad basadas en procesos geológicos: La etapa 1, caracterizada por la ocurrencia de sismicidad profunda asociada a una intrusión de magma en profundidad; la etapa 2, con la ocurrencia de sismos Volcano–tectónicos distales en respuesta a una intrusión de magma en el reservorio de la corteza superior; la etapa 3, dominada por sismicidad asociada a la limpieza de conductos, y la etapa 4, correspondiente a la ocurrencia de sismicidad repetitiva asociada al ascenso final de magma. En el episodio eruptivo 2019 del volcán Ubinas, se identificaron las tres etapas finales: la etapa de sismicidad asociada con la intrusión de nuevo magma (etapa 2), la etapa de sismicidad asociada a la apertura y limpieza de conductos dentro del sistema volcánico (etapa 3) y la etapa de sismos repetitivos superficiales que sugirieron un ascenso de magma hasta niveles muy someros sin observarse la presencia de lava en superficie (etapa 4). Debido a que Ubinas es un sistema activo con frecuentes erupciones, la etapa 2 fue muy breve; sin embargo, se logró identificar mejor la transición de una fase de actividad freato-magmática a magmática. El modelo permite proporcionar una interpretación de los procesos basados en las observaciones del monitoreo del volcán Ubinas y además, ayudará en la evaluación de futuros disturbios y contribuirá para el pronóstico de erupciones.

**Palabras clave:** *Sismicidad repetitiva, Actividad magmática, Patrones sísmicos, Pronóstico de erupciones, Episodio eruptivo, Volcán Ubinas.*

### Abstract

This study is based on a process-based model of the pre-eruptive seismic patterns on the Ubinas volcano eruptive episode occurred in the year 2019. Using a volcanic monitoring data set from this volcano, we applied a process-based model of pre-eruptive seismic patterns to the 2019 eruptive episode with the goal of identifying possible seismic precursors to help forecast future eruptions. This conceptual model, based on geologic processes, is divided into four seismicity stages: Stage 1. Characterized by the occurrence of deep seismicity associated with deep intrusion(s); Stage 2. Occurrence of distal volcano – tectonic seismicity in response to magma intrusion(s) into the upper crustal reservoir; Stage 3. Dominated by seismicity associated with vent – clearing and Stage 4. Corresponding to the occurrence of repetitive seismicity related with final magma ascent. In the 2019 eruptive episode, we identified the last three stages: seismicity associated with the intrusion of new magma (Stage 2), seismicity associated with an opened and vent – clearing inside of the volcanic system (Stage 3) and repetitive seismicity that suggested the magma ascent towards shallower depths (Stage 4), however, no surficial lava was observed. Because Ubinas is an active system with frequent eruptions, Stage 2 was very brief, however, the transition from phreatomagmatic to magmatic phase of activity was possible to identify. The model allows to provide a process-based interpretation to the volcanic monitoring observations from Ubinas volcano. Additionally, this model will aid in future assessment of unrest and contribute to eruption forecasting.

**Keywords:** *Repetitive seismicity. Magmatic activity. Seismicity patterns. Eruption forecasting. Eruptive episode. Ubinas volcano.*



## INTRODUCCIÓN

Ubinas es un estratovolcán andesítico situado en el segmento de la Zona Volcánica Central de los Andes del Sur del Perú, en la Región Moquegua, a ~75 km al este de la ciudad de Arequipa (Figura 1a). En los últimos 500 años, se han reportado 26 episodios eruptivos con magnitudes de leves a moderadas (con Índices de Explosividad Volcánica (IEV) entre 1 – 3), clasificándolo como el volcán más activo del Perú, con una recurrencia de 4 a 7 erupciones por siglo (Rivera et al., 2010, 2014; Thouret et al., 2005). Por otra parte, los estudios petrológicos de los productos emitidos por el volcán Ubinas durante el episodio eruptivo 2006–2009 (Rivera et al., 2014) y 2019 (Aguilar et al., 2019), sugieren magmas andesíticos de composiciones similares, provenientes de procesos de recarga hacia una cámara poco profunda.

Los fragmentos juveniles emitidos durante el periodo eruptivo 2006-2009 se caracterizaban por ser densos. Los estudios mineralógicos sugieren procesos de mezcla de magmas máficos calientes con magmas más fríos, lo cual, habría desencadenado la erupción (Rivera et al., 2014). Por otra parte, los fragmentos juveniles producidos por la erupción del 2019 mostraron fragmentos más variables: densos, vesiculados (escoria gris oscura y escoria gris clara) y fragmentos muy vesiculados blanquecinos, que no fueron observados en los periodos eruptivos del 2006-2009 y 2013-2017 (Aguilar et al., 2019). Esta variabilidad en la textura de los fragmentos juveniles, sugieren mezcla de magmas que habrían desestabilizado la cámara

magmática y desencadenado una erupción explosiva, lo cual sería un proceso recurrente en las últimas erupciones del volcán Ubinas.

Los datos de monitoreo, indican que los dos episodios eruptivos del volcán Ubinas previos al del 2019 (2006 – 2009 y 2013 – 2017), se han caracterizado por presentar primero una actividad freática o freatomagmática seguida por una actividad magmática (Rivera et al., 2014, Coppola et al., 2015). Desde el término del episodio eruptivo 2013 - 2017 y durante el año 2018, la actividad del volcán fue muy baja, caracterizándose, básicamente, por la ocurrencia esporádica de sismicidad Volcano – tectónica (VT) y sismicidad de baja frecuencia (LP); por otra parte, las emisiones principalmente de gases y vapor de agua, no superaron los 0.5 km de altura sobre el cráter.

Antes del inicio del episodio eruptivo del 2019, fue posible identificar algunas señales precursoras en los diferentes parámetros del monitoreo del volcán, que indicaban un posible proceso eruptivo que, finalmente se inició el 19 de julio con la ocurrencia de tres explosiones magmáticas, luego otra explosión el 22 de julio y por último el 3 y 4 de setiembre la ocurrencia de las dos últimas explosiones de este proceso (Ramos et al., 2019).

Pronosticar el tamaño, momento y estilo de las erupciones volcánicas, es uno de los principales intereses de los observatorios dedicados al monitoreo de volcanes (Newhall y Hoblitt,

2002; Connor et al., 2015; Pallister y Surono, 2015; White y McCausland, 2019); por lo tanto, si se cuenta con una amplia base de datos en el tiempo de diversas técnicas y además, se conocen los patrones eruptivos precursores para un determinado volcán, es posible pronosticar con éxito una erupción volcánica. Datos derivados de observaciones sismológicas y que han sido utilizados por más de 100 años para entender el estado de actividad volcánica, se han empleado en el pronóstico de erupciones (por ejemplo, Omori, 1911; Minakami et al., 1951; Nakada et al., 1999).

Teniendo en cuenta que las erupciones volcánicas son un peligro con un alto grado de afectación en la sociedad, se busca nuevas herramientas que permitan conocer a mayor detalle señales precursoras que ocurran en los volcanes, con la finalidad de mejorar el monitoreo volcánico y pronosticar más acertadamente las erupciones, y por tanto, mitigar sus riesgos asociados. Con base en esto, el presente trabajo, muestra los resultados del análisis de la sismicidad del volcán Ubinas durante el año 2019 a fin de identificar patrones de sismicidad pre – eruptivos propuestos en el modelo de White y McCausland (2019) desarrollado especialmente para volcanes inactivos (> 20 años) y haciendo uso del mismo, analizar su aplicabilidad en el volcán Ubinas.

La aplicación del modelo permitirá dar una explicación realista de las observaciones derivadas del monitoreo volcánico del Ubinas y constituirá un referente para procesos futuros

de la actividad contribuyendo a una mejor evaluación y diagnóstico de la misma en Ubinas u otros volcanes andesíticos, y por ende, en el pronóstico de erupciones que servirán para la toma de decisiones en las acciones de mitigación de sus efectos.

## **MÉTODOS Y DATOS**

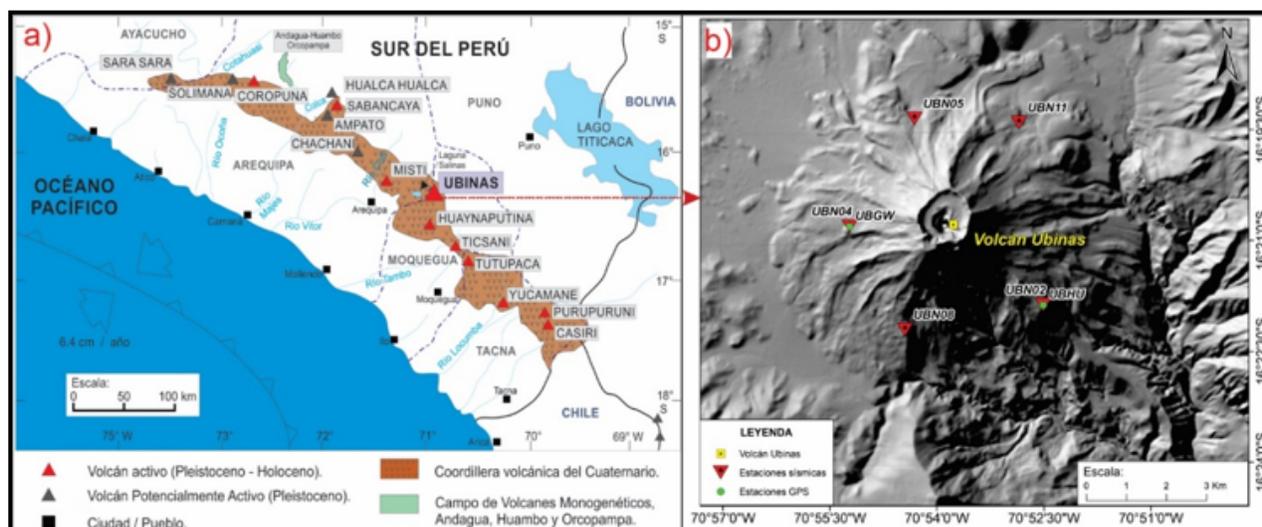
### **Red de monitoreo sísmico del volcán Ubinas**

El Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), a través de su Observatorio Vulcanológico (OVI), cuenta con una red de monitoreo sísmico en el volcán Ubinas que se ha venido implementando desde el año 2013 y para el periodo analizado (2019), la red estuvo constituida por cuatro sismómetros triaxiales de banda ancha marca GURALP - 6TD (0.033 – 100 Hz) y un sismómetro triaxial de banda ancha marca SILICON AUDIO (0.005 – 1500 Hz), ubicados en las laderas del volcán a distancias entre 2 y 4 km del cráter, con una apertura de 5 km en dirección N-S y 5 km en dirección E-O (Figura 1b), emplazados directamente en roca (coladas de lava).

Se consideraron los registros de formas de onda disponibles en todas las estaciones de la red. La adquisición de datos, a una tasa de muestreo de 100 muestras por segundo (mps) fue en tiempo real con registro continuo, y la transmisión al OVI mediante telemetría vía radio.

## Figura 1

a. Ubicación del volcán Ubinas en el arco volcánico peruano (Modificado de Rivera, 2010). b. Mapa de ubicación de las redes permanentes de monitoreo sísmico (triángulos rojos invertidos) y GPS (círculos verdes) desplegada por el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI) durante el año 2019.



## Señales sismo – volcánicas registradas por la red del volcán Ubinas

Considerando las terminologías y clasificaciones de sismos en ambientes volcánicos realizados por Minakami (1974), Latter (1979, 1981), Chouet (1988, 1992, 1996), Ibáñez y Carmona (2000), McNutt (2005), Zobin, (2012), Zoback et al. (2013); McNutt y Roman (2015), basados en su forma de onda, espectrograma de frecuencias y contenido espectral, en el volcán Ubinas durante el año 2019, se han identificado la siguientes señales sismo – volcánicas (Figura 2) haciendo uso del software Classification\_v03 (modificado de Lesage (2009)):

**(a) Sismicidad Volcano – tectónica (VT) o de Alta frecuencia proximal o distal,** que generalmente se caracteriza por presentar claros inicios de las fases P y S, con un amplio rango de frecuencias (hasta 20

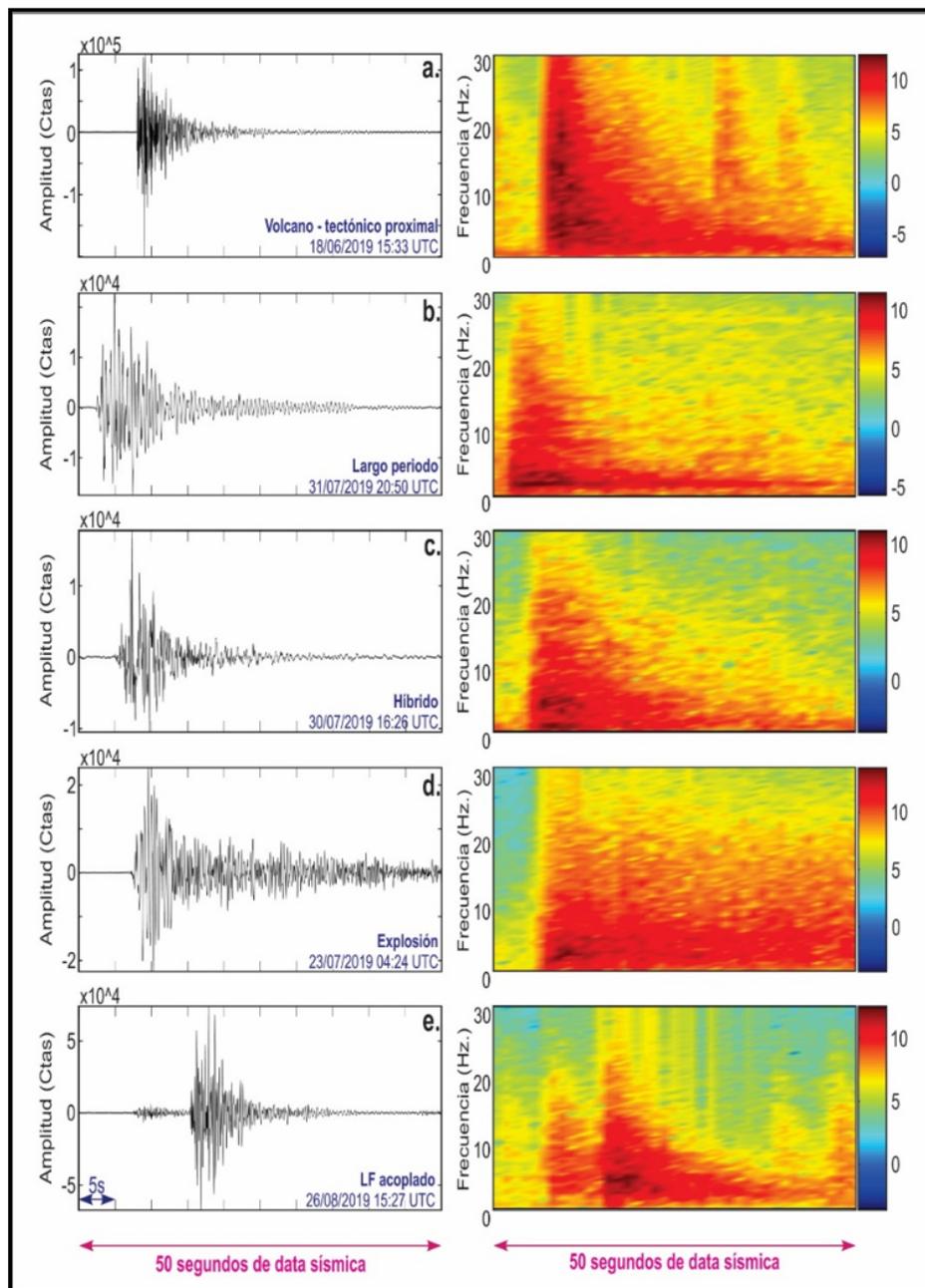
Hz) (Figura 2a). Estos sismos, se asocian a la acumulación de esfuerzos en una determinada región y cuando supera el límite de esfuerzo del material, esta zona se rompe liberando la energía acumulada (Minakami, 1974; Ibáñez y Carmona, 2000; McNutt, 2005; Zobin, 2012; Zoback et al., 2013; McNutt, 2005; McNutt y Roman, 2015).

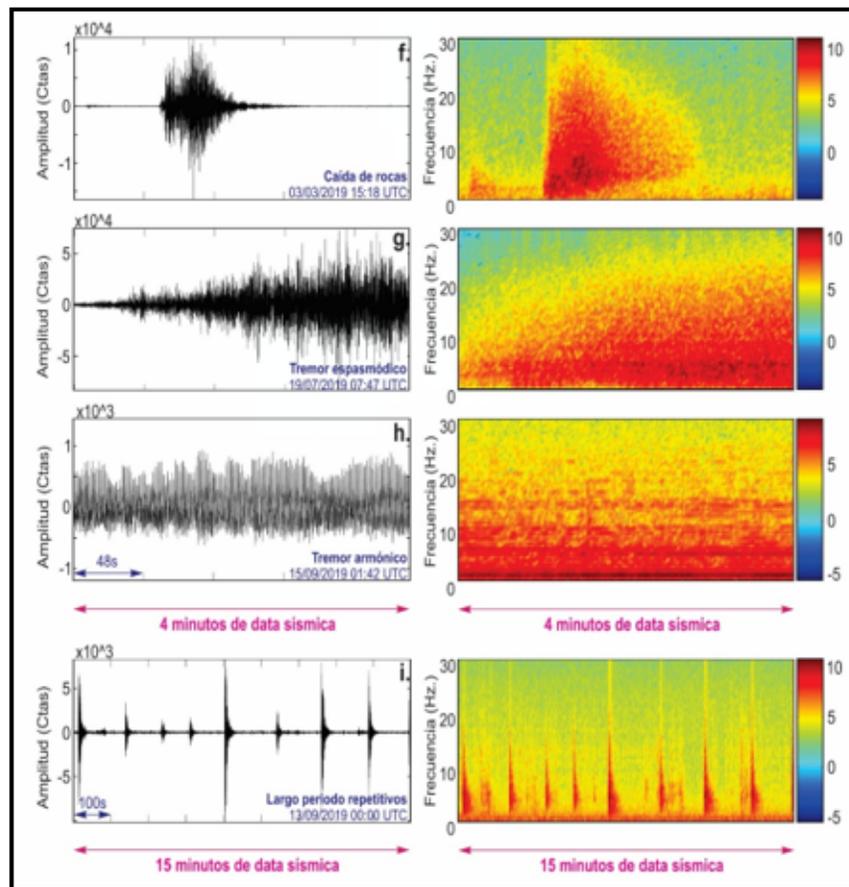
**(b) Sismicidad de Largo periodo (LP) o bajas frecuencias (LF),** por lo general, presentan inicios emergentes y frecuencias predominantes entre 0.5 y 5 Hz (Figura 2b), suelen asociarse a la resonancia en cavidades con fluidos como resultado de perturbaciones de la presión (Chouet, 1988 y 1996), estas resonancias son causadas por un flujo no lineal de fluidos (Julian, 1994), o por cambios en la presión (explosiones) que experimentan los fluidos magmáticos cuando ascienden a la superficie (McNutt,

- 2005; Zobin, 2012; Zoback et al., 2013). Dentro de esta categoría se tienen los sismos tipo “Tornillo”, denominados de esta manera por presentar una forma de onda muy similar a un tornillo de rosca golosa caracterizados por un decaimiento lento de oscilaciones armónicas (Torres et al., 1996).
- (c) Sismos híbridos (HIB)**, caracterizados por presentar un inicio con altas frecuencias seguido por una señal de baja frecuencia, muy similar a un LP (Figura 2c), este tipo de sismicidad se ha asociado con el incremento de presión de fluidos volcánicos que genera una fractura e inyecta magma (Ibáñez y Carmona, 2000; McNutt, 2005; Zobin, 2012; Zoback et al., 2013; McNutt y Roman, 2015).
- (d) Explosiones (EXP)**, señales sismo-volcánicas que generalmente liberan mayor energía sísmica. Presentan inicios emergentes y bajas frecuencias (~2.5 Hz) (Figura 2d) y pueden estar acompañadas por un evento de muy largo periodo (VLP) u ondas de choque (McNutt, 2005).
- (e) Eventos de baja frecuencia (LF por sus siglas en inglés) acoplados**, formas de onda que exhiben una secuencia de dos sismos seguidos, uno tras otro separados por algunos segundos o un par de minutos, donde la señal inicial es de menor amplitud que la segunda (Valentine et al., 2014). El primer sismo correspondería al gas escapando de la columna de magma (por ejemplo, en el volcán Shishaldin, 2002 (Caplan – Auerbach y Petersen, 2005)) y el segundo se correlacionaría con una explosión o emisión de gases. El contenido frecuencial de los LF Los sismos acoplados en Ubinas presentaron frecuencias predominantes en 4.5 Hz (primera señal) y 2.8 Hz (segunda señal) (Figura 2e).
- (f) Señales sísmicas asociadas a caída de rocas**, son señales discretas de altas frecuencias (20 Hz) y poca duración (> 2 min), la generación de este tipo de eventos se debe a procesos en superficie, donde, masas rocosas se desprenden y caen libremente sobre los flancos o paredes del volcán (McNutt y Roman, 2015). Un ejemplo de esta señal se muestra en la Figura 2f.
- (g) Actividad tremórica**, definidas como vibraciones prolongadas en el tiempo y asociadas a la resonancia en cavidades de fluidos o desgasificación (Chouet, 1988; McNutt, 2005; Lesage et al., 2006; Rust et al., 2008; Zobin, 2012; Zoback et al., 2013; McNutt and Roman, 2015). En el Ubinas se identificó dos tipos de tremor: Espasmódico (TRE) y Armónico (TRA), el primero caracterizado por presentar amplitudes y frecuencia variables (Figura 2g) y el último por mostrar oscilaciones armónicas con una frecuencia dominante en 0.8 Hz (Figura 2h)
- (h) Sismicidad repetitiva**, caracterizada por la ocurrencia de sismos muy superficiales de VT, LP o híbridos, que presentan formas de ondas similares y a medida que transcurre el tiempo aumenta notoriamente la regularidad en la amplitud y el tiempo de ocurrencia (Minakami et al., 1951; Power et al., 1994; Miller et al., 1998; Nakada et al., 1999; Moran et al., 2008; White y McCausland, 2019). En el caso del Ubinas, se observó este tipo de sismicidad, principalmente de LP (Figura 2i) e híbridos.

## Figura 2

Tipos de señales sísmicas registradas en el volcán Ubinas (2019). Izquierda: formas de ondas: a. Sismo Volcano – tectónico (VT), b. Sismo de largo periodo (LP), c. Sismo híbrido (HIB), d. Sismo asociado a explosión (EXP), e. Evento de baja frecuencia acoplados, f. Sismo asociado a caída de roca, g. Tremor espasmódico (TRE), h. Tremor armónico (TRA), i. Sismos repetitivos de LP's; de 4a – 4e: representan 50 segundos de data sísmica, de 4f – 4h: representan 4 minutos de data sísmica y finalmente 4i representa 15 minutos de data sísmica; (Amplitud en cuentas – ctas). Derecha: Espectrogramas de las señales sísmicas; las amplitudes del espectro de potencia se muestran en la escala de color donde el color azul corresponde a baja potencia y el rojo a alta potencia.





Nota: Continuación de la figura 2

### Modelo de patrones sísmicos pre - eruptivos

El modelo propuesto por White y McCausland (2019), con soporte de observaciones de Fournier (2007), Sillitoe (2010), Hill (1977), Hill et al. (2002a, 2002b), entre otros, considera cuatro etapas de procesos geológicos a los que se les asocia patrones de sismicidad (Figura 3):

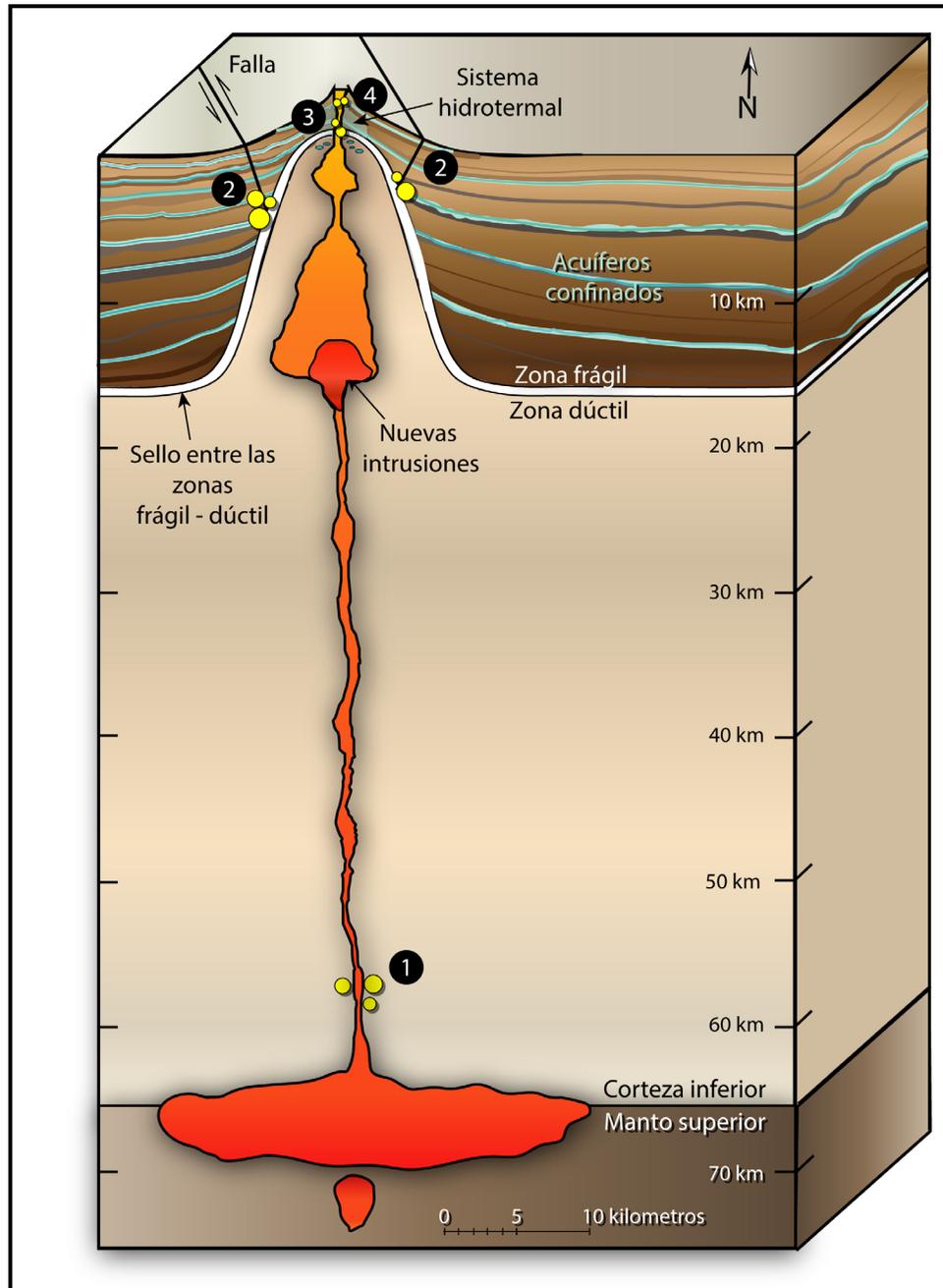
**(Etapas 1)** Alimentación o intrusión magmática en profundidad, reflejada en la ocurrencia de sismos LF de fuente profunda  $> 15$  km, que pueden alcanzar los 40 km de profundidad, a veces acompañados de sismos VT profundos (Pitt y Hill, 1994; Cassidy et al., 2011). Esta etapa generalmente es difícil de identificar debido a limitaciones en la red, pero es de suma

importancia, ya que podría indicar procesos de recarga magmática profunda, como pudo evidenciarse, por ejemplo, en el volcán Pinatubo (White, 1996; Pallister et al., 1996). En el caso de Ubinas, se sabe que hubo intrusiones profundas (Rivera et al., 2010; 2014; Thouret et al., 2005) a través de estudios petrológicos.

**(Etapas 2)** Intrusión magmática dentro de un reservorio superficial ( $< 10$  km de profundidad) con manifestaciones de sismicidad distal, originándose en zonas alejadas del volcán, generalmente, en fallas geológicas, entre 2 y 30 km de distancia del sitio de la eventual erupción (White y McCausland, 2016).

**Figura 3**

Modelo conceptual geológico basado en procesos de sismicidad pre – eruptiva donde se muestran las cuatro etapas generales y tipo de sismicidad observados antes y durante las erupciones (Modificado de White y McCausland, 2019) y con detalles específicos para el volcán Ubinas tomados de Rivera et a. (2014) y Kona et al.1989).

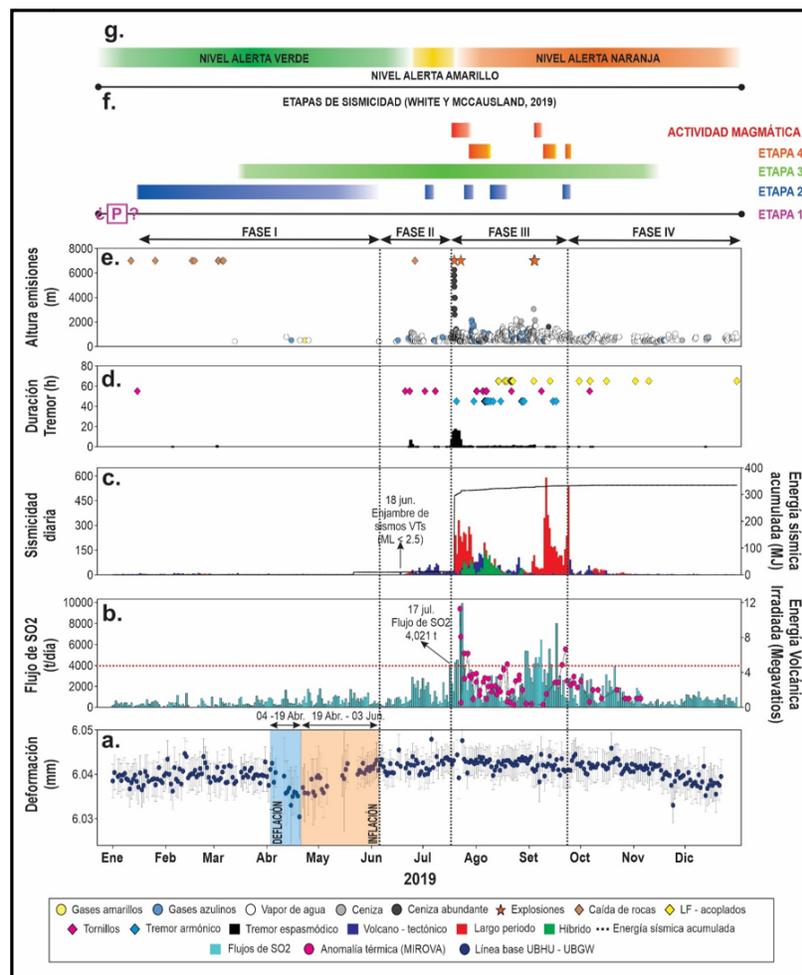


**(Etapa 3)** Limpieza y apertura del conducto con manifestaciones sísmicas superficiales (< 3 km de profundidad) de diversos eventos sísmicos como VT proximales, LP, VLP. Esta etapa puede culminar con la ocurrencia de eventos LF acoplados (Latter, 1981; Nakada et al., 1999; Fee et al., 2010; Patrick et al., 2011; White and McCausland, 2019).

**(Etapa 4)** Ascenso de magma hacia la superficie ( $\leq 2$  km de profundidad), con manifestaciones de sismos repetitivos (formas de onda y parámetros espectrales similares) de LP, VT o híbridos en niveles muy superficiales (Minakami et al., 1951; Power et al., 1994; Miller et al., 1998; Nakada et al., 1999; Moran et al., 2008).

**Figura 4**

a. Series temporales de la línea base UBHU – UBGW de estaciones GNSS ubicadas al SE y O del cráter del volcán respectivamente, b. Mediciones del flujo de Dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) registrados por la red de escáner DOAS, c. Sismicidad diaria registrada por la estación sísmica UBN02, d. Duración en horas de la actividad tremórica registrada por la estación sísmica UBN02, e. Altura de las emisiones. f. Etapas de sismicidad identificadas para el episodio eruptivo 2019 del volcán Ubinas. El recuadro violeta con una “¿P?” indica la posibilidad de que futuros análisis petrológicos muestren evidencia de una intrusión profunda y/o un proceso de mezcla de magmas. La actividad magmática (barra roja) representa los periodos en que se identificó material juvenil significativo en los productos emitidos (ceniza, bloques balísticos). g. Niveles de alerta volcánica.



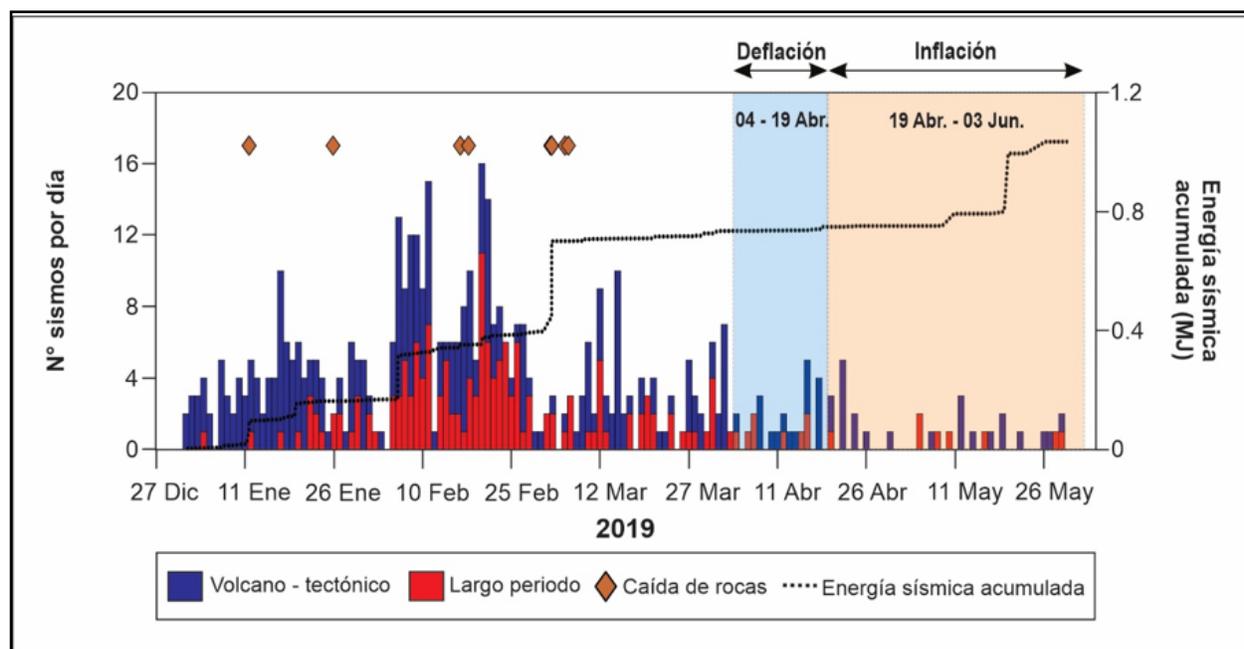
### Actividad del volcán Ubinas en el 2019

Analizando la información sísmica y correlacionándola con las demás técnicas del monitoreo volcánico (flujos de SO<sub>2</sub>, deformación del terreno, altura de las emisiones, anomalías térmicas – MIROVA: *Middle InfraRed*

*Observation of Volcanic Activity*) (Figura 4) y estudios geológicos, se dividió en cuatro fases, a fin de comprender a mayor detalle, cómo fue evolucionando la actividad del volcán durante este año:

### Figura 5

Ocurrencia diaria y energía sísmica liberada por sismos Volcano – tectónicos (VT), largo periodo (LP) y caída de rocas (ver cuadro de convenciones) entre enero y junio de 2019. La línea negra punteada representa la energía sísmica acumulada en Mega julios (MJ)



**Fase I: Intrusión**

Esta fase (Figura 5) estuvo comprendida desde el 11 enero hasta el 3 junio del 2019 y se caracterizó por la ocurrencia de pequeños sismos VT ( $M_L \leq 1.2$ ) localizados a 2 km de distancia al NE del cráter y más cercanos a la cima ( $\sim 2$  km), dichos sismos, basándonos además en el modelo conceptual del sistema magmático del volcán Ubinas propuesto por Rivera et al., 2014 (Figura 3), han sido clasificados como VT distales.

A diferencia de los VT distales que se registran en sistemas de conducto cerrado (ejemplo: volcán Sabancaya), los sistemas de conducto abierto son más difíciles de presurizar ya que los gases escapan pasiva y libremente (Rose et al., 2013; White y McCausland, 2016). También en esta fase, la sismicidad LP, se presentó en menor cantidad y fue poco energética ( $\leq 0.0005$  MJ), las frecuencias se mantuvieron predominantemente en los 2 Hz. Además, se presentaron señales de alta frecuencia asociadas a procesos más superficiales (caídas de roca), registrándose con mayor energía en las estaciones sísmicas UBN02 y UBN08 (Figura 1b), ubicadas en los flancos SE y S del volcán respectivamente.

La sismicidad evolucionó con incrementos graduales que tuvieron sus picos máximos los días 11 y 20 de febrero (15 y 16 sismos respectivamente), luego, a inicios de marzo se destaca un incremento en la energía sísmica liberada, sin embargo, los niveles de ocurrencia de sismos fueron bajos. Por otra parte, durante esta fase, ocurrieron emisiones muy esporádicas y leves presentándose a manera de pulsos y compuestas principalmente por vapor de agua y gases con alturas menores a 0.5 km sobre el cráter (Figura 4, material suplementario

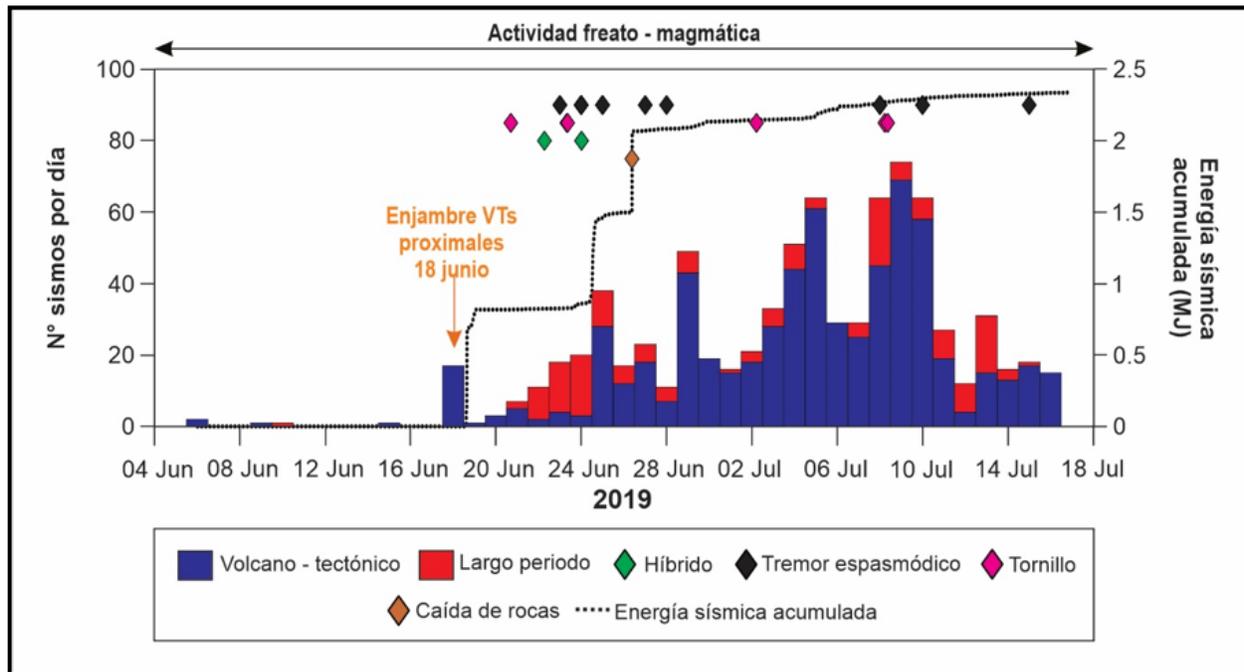
Figura 1) y en raras ocasiones se observó la presencia de gases con tonos de color azul. Este comportamiento, fue muy similar a los periodos de calma registrados durante los años 2013 – 2018.

En abril, la red GPS detectó cambios importantes que indicaban un proceso de intrusión de nuevo magma. Con el uso de equipos GNSS ubicados al O y SE de la cima del volcán, a 2 y 3 km del cráter respectivamente (Ramos et al., 2019), se observó un ciclo de deformación, con un periodo de deflación entre el 4 y 19 de abril ( $10 \pm 4$  mm), seguido de una continua inflación desde el 19 de abril hasta el 3 de junio ( $13 \pm 4$  mm) cerca del cráter del volcán (Figura 6).

A pesar de contar con una red restringida para poder determinar claramente la profundidad y geometría de la intrusión, el modelado de estas señales de deformación sugirió la intrusión desde un reservorio de magma más profundo a uno más superficial (Ramos et al., 2019).

**Figura 6**

Sismicidad diaria de sismos Volcano – tectónicos (VT), largo periodo (LP), caída de rocas, híbridos (HIB), tornillos (TOR) y tremor espasmódico (TRE) que se representan según se indica en el cuadro de convenciones entre junio y julio de 2019. La línea negra punteada representa la energía sísmica acumulada en MJ. La franja celeste indica el periodo de deflación y la franja naranja el periodo de inflación y la flecha naranja indica el día del registro de enjambre de VT's proximales (18 de junio del 2019).

**Fase II: Actividad freato - magmática**

Comprendida desde 4 junio hasta el 16 de julio del 2019 (Figura 6). Dos semanas después de la intrusión detectada a través de la deformación, el 18 de junio se registró un pequeño enjambre de sismicidad VT proximal localizado debajo del volcán, con profundidades menores a los 5 km y magnitudes entre 0.4 y 2.2 ML (Figura 7). Desde entonces, la energía y número de sismos fue aumentando, principalmente la sismicidad LP, además de observarse desde el 22 de junio un ligero incremento en la amplitud y frecuencia de estos sismos (hasta 4.4 Hz). El registro de sismos híbridos y tornillos fue esporádico (Figura 6). Finalmente, el 24 de junio, se observó un incremento importante en la ocurrencia del

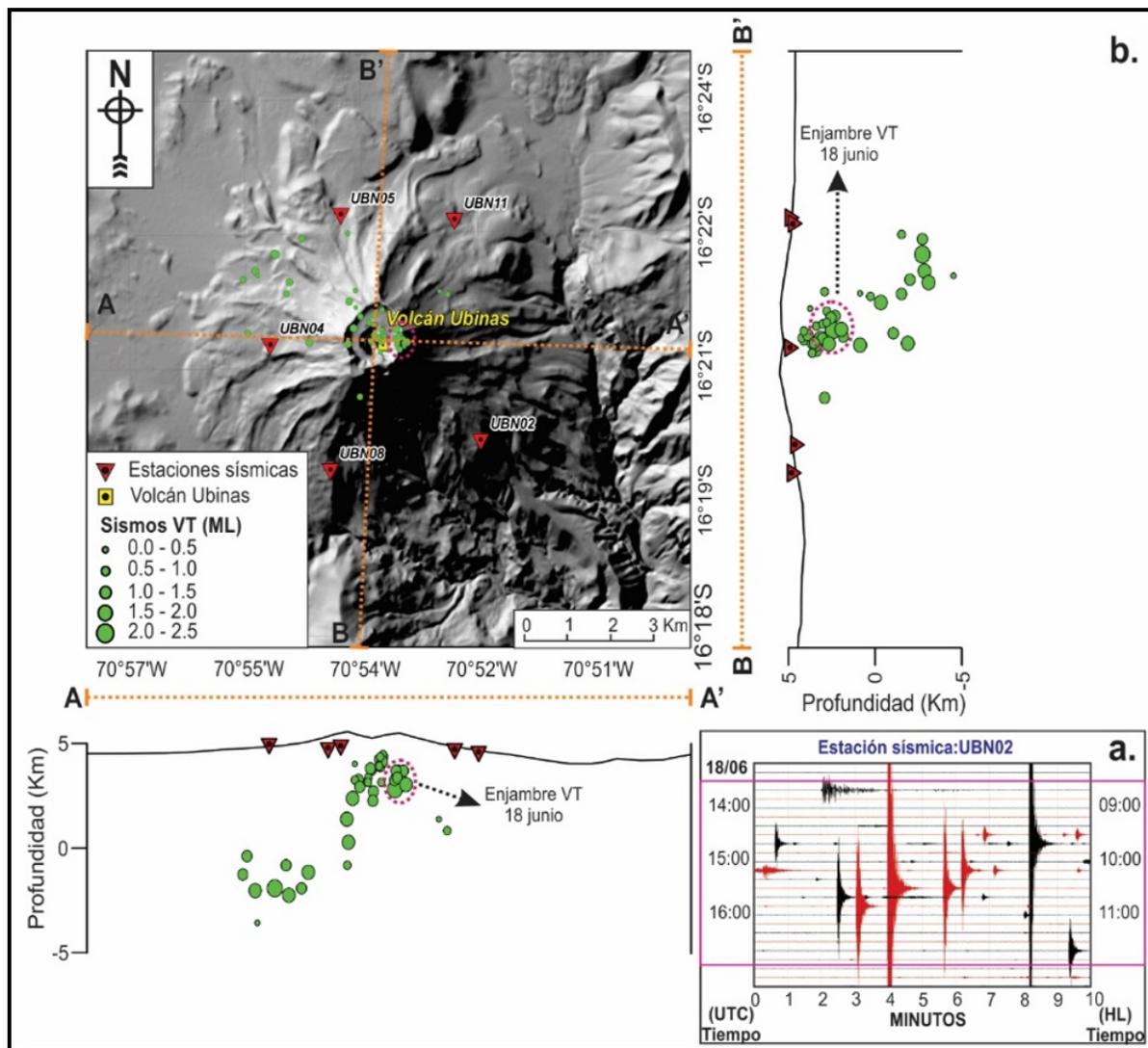
tremor desde las 12:30 hasta las 19:00 horas UTC (por sus siglas en inglés de Tiempo Universal Coordinado, hora local +5), que en superficie, se acompañó con emisiones persistentes de gases y ceniza con alturas de hasta 1.4 km sobre el cráter (material suplementario Figura 2). Por otra parte, el análisis de los productos emitidos desde julio del 2019, evidenció la presencia de material juvenil y una pequeña cantidad de partículas oxidadas e hidrotermalizadas (Ramos et al., 2019) sugiriendo, que estas emisiones, probablemente, fueron producto de una actividad freato - magmática, la cual, continuó hasta mediados de julio (Figura 8), registrándose principalmente sismos VT proximales (< 2 km de distancia del centro

eruptivo), entre 1 y 9 km por debajo del volcán, las magnitudes generalmente fueron pequeñas ( $ML \leq 1.5$ ) y solo se registraron dos sismos VT distales a 2.5 y 3 km al noroeste de la cima del

volcán, el 4 y 5 de julio respectivamente, por su parte, la sismicidad LP mostró nuevamente un cambio en sus frecuencias (0.4 – 5.2 Hz).

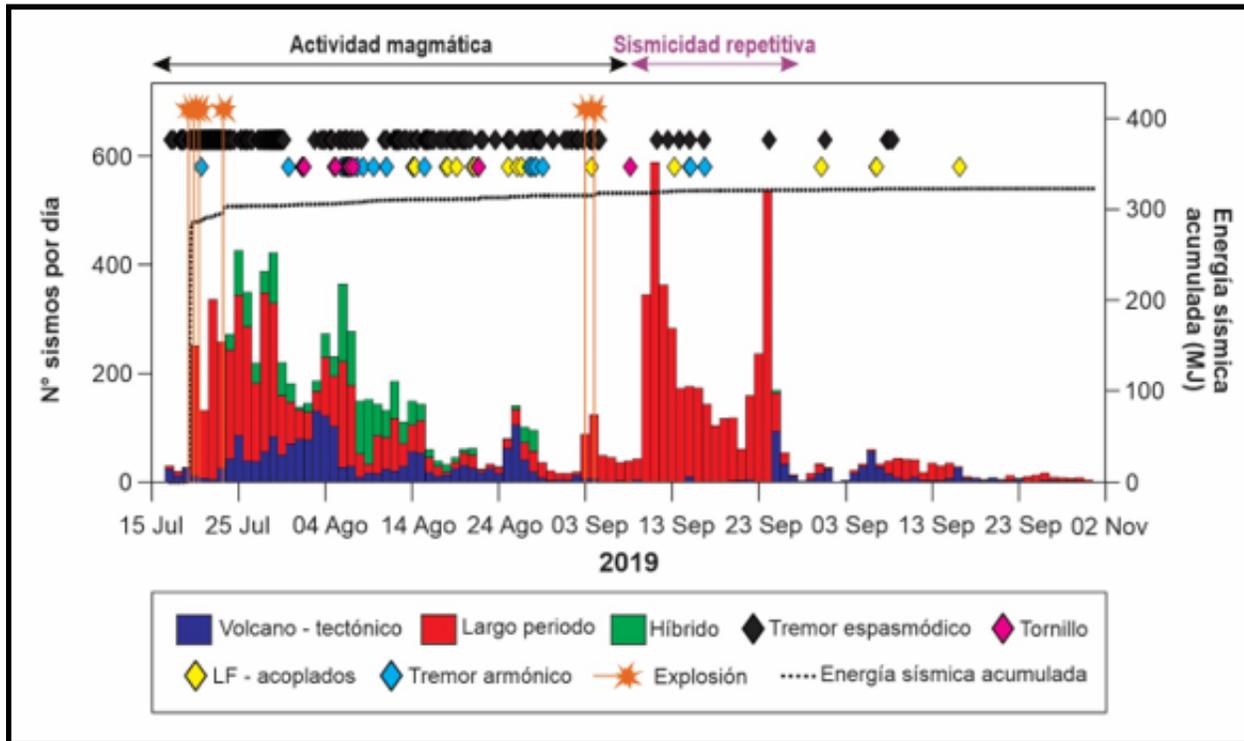
### Figura 7

a. Sismograma del volcán Ubinas desde las 13:00 hasta las 17:00 horas UTC del día 18 de junio.  
b. Mapa de localización de sismicidad VT y sus respectivos perfiles en dirección EW (A – A') y NS (B' - B), (triángulos rojos invertidos representan las estaciones y los círculos verdes los focos sísmicos).



**Figura 8**

Sismicidad diaria de sismos Volcano – tectónicos (VT), largo periodo (LP), híbridos (HIB), tornillos (TOR), eventos LF – acoplados, tremor armónico (TRA), tremor espasmódico (TRE) (ver cuadro de convenciones) entre julio y septiembre de 2019. La línea negra punteada representa la energía sísmica acumulada en MJ, las líneas naranjas indican las explosiones.

**Fase III: Actividad magmática**

Esta fase comprende desde el 17 de julio hasta fines de octubre y se caracterizó por el registro de flujos mayores a las 4,000 t/día (17 de julio), indicando la presencia de un cuerpo magmático en ascenso. Luego, el 18 de julio se reportó un nuevo incremento en el tremor y finalmente, el día 19 de julio se inició la actividad magmática con la ocurrencia de tres explosiones acompañadas de tremor muy energético (~90 MJ) (material suplementario, Figura 3), generando columnas eruptivas de gases e importante contenido de ceniza de hasta 6.5 km de altura sobre el cráter además de la eyección de proyectiles balísticos. Desde entonces, comenzó a predominar la

sismicidad de baja frecuencia, principalmente, sismos LP's, híbridos, tremores y en menor cantidad sismos tornillos (Figura 8).

Un nuevo incremento del tremor espasmódico a manera de pulsos, valores altos de flujos de SO<sub>2</sub> (hasta 4,500 t/día) y el registro de dos anomalías térmicas de 11 y 8 Megavatios (Fuente: MIROVA) fueron las señales que precedieron a la cuarta explosión ocurrida la noche del 22 de julio y que estuvo acompañada de tremor energético y además de un pequeño enjambre de sismos LP. Esta explosión generó columnas eruptivas de gases y cenizas de hasta 5.0 km de altura; además de observarse, a través

de las cámaras de video, presencia de material incandescente en áreas aledañas al volcán (Figura 9). Los estudios petrográficos de los productos emitidos por el volcán (ceniza y proyectiles balísticos) durante las explosiones del 19 y 22 de julio indicaron la presencia predominante de material juvenil de composición andesítica (Ramos et al., 2019), sugiriendo una actividad propiamente magmática.

La sismicidad de baja frecuencia (LP's, HIB's, TRE, TRA), continuó predominando, sugiriendo que aún continuaba el proceso de ascenso y desgasificación de magma. Por otra parte, entre el 15 de agosto y 2 de setiembre, se observa una disminución en la actividad sísmica del volcán; sin embargo, se destaca el registro de eventos LF – acoplados, que en algunas ocasiones se correlacionaron en superficie con leves emisiones de gases y ceniza. Este comportamiento culminó con la ocurrencia de dos explosiones el 3 y 4 de setiembre de baja energía (< 1 MJ), acompañadas de tremor espasmódico (material suplementario, Figura 4 y 5) que generaron emisiones de gases y menor contenido de ceniza (comparadas con las primeras explosiones) que alcanzaron alturas de hasta 3.0 km sobre el cráter. En esta fase también se registró sismicidad VT distal (29 -30 julio, 8 -13 agosto y 26 de setiembre), ubicada al NW a distancias entre 2.5 y 3.3 km, con profundidades de ~ 7 km (Figura 7), algunos de estos sismos VT precedieron la ocurrencia de sismicidad repetitiva de LP e HIB (los dos primeros episodios), la cual, se registró en 03 oportunidades: el primer episodio apareció entre el 30 de julio y 08 de agosto, contabilizándose 387 sismos (material suplementario, Figura 6), el segundo episodio ocurrió entre el 10 y 13 de setiembre, contabilizándose hasta 1297 sismos

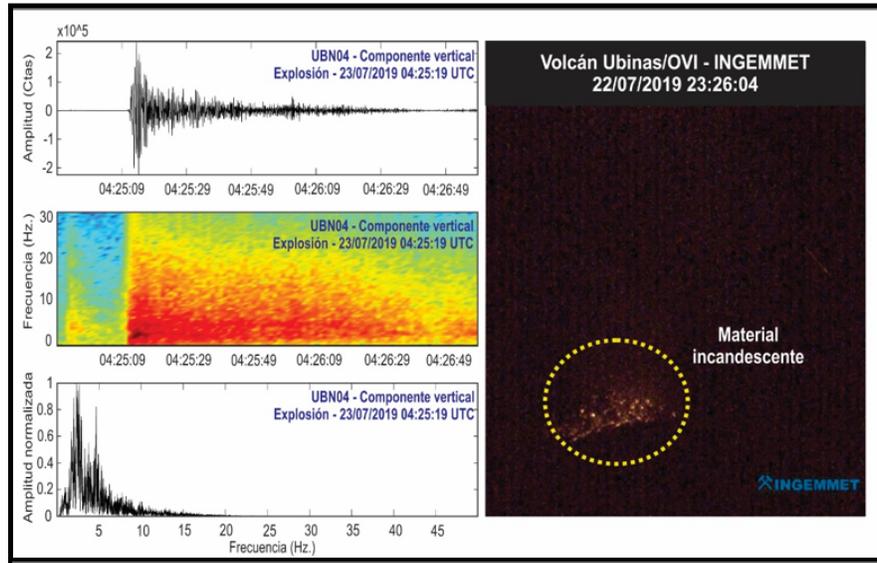
(Figura 10, material suplementario Figura 7) y finalmente, el último episodio se registró entre el 23 y 25 de setiembre con un total de 928 sismos (material suplementario, Figura 8).

Estos sismos repetitivos, a medida que transcurrió el tiempo, fueron más similares en amplitud, forma de onda y regularmente espaciados. Generalmente, se infiere que a medida que el magma asciende a manera de pulsos hacia la superficie, va generando este tipo de sismicidad (Minakami et al., 1951; Power et al., 1994; Miller et al., 1998; Moran et al., 2008; Umakoshi et al., 2008; Hidayati et al., 2018; White y McCausland, 2019).

Sin embargo, para este caso particular del Ubinas, no se observó la presencia de lava en superficie.

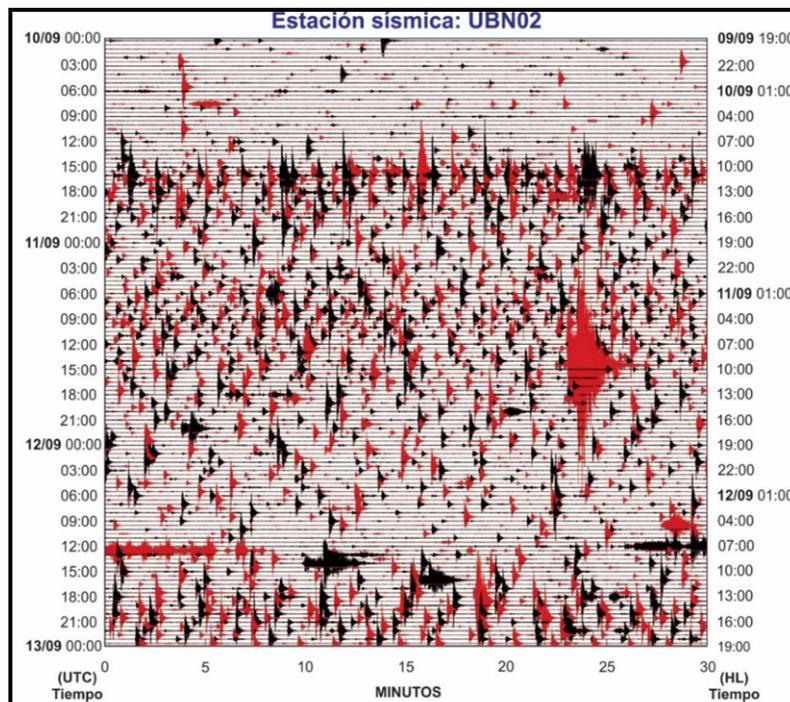
**Figura 9**

Izquierda: Forma de onda, espectrograma y espectro de la señal sísmica asociada a la explosión del día 23 de julio a las 04:25 UTC. Derecha: Imagen registrada por la cámara de vigilancia del OVI (ubicada a 6 km en el flanco sureste del volcán) donde se aprecia el material incandescente emitido segundos después de la ocurrencia de la explosión.



**Figura 10**

Registro sísmico de 72 horas correspondiente a los días 10, 11 y 12 de septiembre en la estación sísmica UBN02 del volcán Ubinas. Las trazas sísmicas alternadas con colores negro y rojo tienen una duración de 30 minutos de registro como se indica en el eje de la abscisa. El eje izquierdo indica fecha y hora en UTC (Tiempo Universal Coordinado) y el eje derecho en HL (Hora Local). Se puede apreciar la intensa sismicidad repetitiva de sismos LP e HIB.



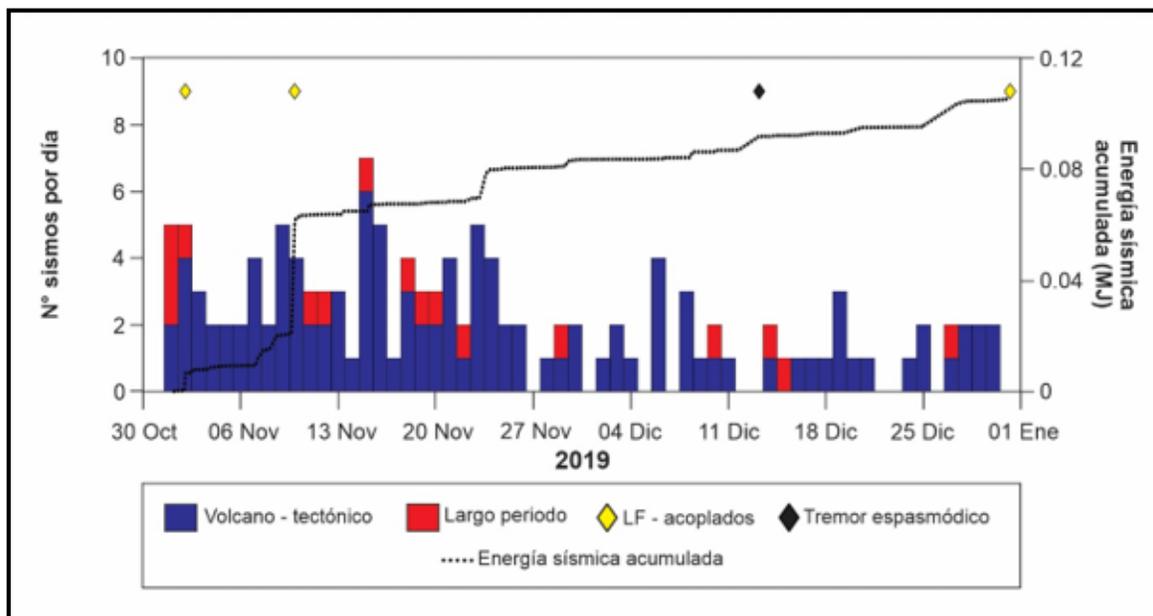
#### Fase IV: Reposo

A partir de noviembre del 2019, con el notable descenso de la sismicidad a niveles muy bajos de actividad (menos de 5 sismos por día),

se sugiere la culminación de la Fase III y el comienzo de una fase de reposo, la cual, se prolongó hasta fines de 2019 (Figura 11).

#### Figura 11

Ocurrencia diaria de sismos VT, LP, LF - acoplados y tremor espasmódico (ver cuadro de convenciones) entre noviembre y diciembre de 2019. La línea negra punteada representa la energía sísmica acumulada en MJ.



## DISCUSIÓN

4.1 Aplicación del modelo basado en procesos de patrones de sismicidad pre – eruptiva para el episodio eruptivo del volcán Ubinas - 2019.

De acuerdo a las fases descritas en el ítem 3 en función de las observaciones de parámetros derivados del monitoreo volcánico, especialmente de la sismicidad y complementando con estudios geológicos, se hace uso del modelo basado en procesos de patrones de sismicidad pre – eruptiva propuesto por White y McCausland (2019) y se detalla a continuación la progresión sísmica y las respectivas etapas identificadas.

No se discutirá la Etapa 1 (Sismicidad profunda)

del modelo propuesto (White y McCausland, 2019), porque el espesor de la corteza bajo la cordillera occidental es de ~65 km (cerca del volcán Ubinas (Kono et al., 1989)), en tal sentido, las señales sísmicas que probablemente se hayan generado a esta profundidad puede que no hayan sido lo suficientemente grandes para ser registradas por la red sísmica en superficie, además, la configuración actual de la red de monitoreo sísmico del volcán Ubinas se encuentra centrada dentro del edificio volcánico, faltando implementar la red fuera de éste, a distancias lejanas del cráter del volcán, a fin de contar con mayor información en términos de

profundidad y por ende, permita identificar la ocurrencia o no de esta etapa.

Por otra parte, los estudios petrológicos y geoquímicos de los productos emitidos durante el episodio eruptivo 2019 (Ramos et al., 2019), demostraron similitud con los productos emitidos en los episodios eruptivos 1667, 2006 – 2009 y 2013 – 2017 (Rivera, 2010; Rivera et al., 2014), sugiriendo que los magmas, de composición traqui-andesítica (Aguilar et al., 2019), de este último episodio provienen de la misma fuente y probablemente son gobernados por los mismos procesos magmáticos (mezcla de magma) que los productos emitidos en anteriores episodios (Mariño et al., 2011).

El primer signo de una nueva intrusión de magma se produjo con los VT distales registrados al NE el 19 de enero del 2019 (Etapa 2). Ubinas es un volcán frecuentemente activo y se comporta como un sistema de conducto abierto donde los gases escapan libremente, haciendo que el sistema no pueda presurizar con facilidad, ni almacenar grandes cantidades de gases magmáticos durante largos periodos de tiempo, lo que implica, de acuerdo con el modelo de sismos VT distales propuesto por White y McCausland (2016), que el número y la magnitud de estos eventos es mucho menor a comparación de los eventos de este tipo que puedan presentarse en un volcán con sistema de conducto cerrado; por lo tanto, estimar la cantidad de volumen de magma intruido a partir de la fórmula de White y McCausland (2016) no es posible, pero asumimos que los VT distales sugieren la intrusión de nuevo magma en una de las cámaras magmáticas que se encuentran en la corteza superior (Figura 3).

Luego, en las primeras tres semanas de febrero

del 2019, los sismos LP y VT incrementaron ligeramente, indicando una presurización mínima del sistema, lo que conllevó probablemente al fracturamiento de rocas en la estructura del edificio volcánico a raíz de una acumulación de gases del magma recién intruido. Entre abril y los primeros días de junio, se registró un ciclo de deformación del terreno (4 al 19 de abril con deflación y del 19 de abril al 3 de junio con inflación) indicando también un proceso de intrusión magmática desde la cámara profunda hacia la más superficial. Desafortunadamente, la red no fue suficiente para modelar la profundidad, el tamaño o la configuración exacta del cuerpo intruido.

El día 18 de junio ocurre un pequeño enjambre de sismos VT proximales, probablemente estos hayan indicado la ruptura progresiva del sello de transición frágil – dúctil (Figura 7) generando un drástico cambio de presión y por consiguiente, el inicio de la descompresión de los fluidos magmáticos que estaban atrapados por debajo de este sello (White y McCausland, 2019), esto se reflejó en un incremento de los sismos LP, HIB, TOR y de VT proximales, lo que también indicaría la reactivación y aparición de nuevas fracturas creando conductos. Estas fracturas van cambiando cada vez que hay una ruptura y movimiento ascendente del magma y son la vía de ascenso para los gases y fluidos magmáticos hasta la superficie (Etapa 3).

El 24 de junio se observó importante tremor espasmódico de alta frecuencia ( $> 5$  Hz) que se asoció con emisiones persistentes de gases y ceniza (material suplementario, Figura 2). A su vez, las mediciones de SO<sub>2</sub> mostraron un incremento en los flujos diarios (Figura 4b). Todo este comportamiento, estaría sugiriendo

una actividad propiamente freato – magmática, en donde, el sello dúctil se rompe y los gases magmáticos comienzan a moverse hacia la superficie, dando lugar a la interacción entre el sistema hidrotermal con el cuerpo de magma en ascenso, creando y limpiando el conducto para las futuras erupciones (Etapa 3). El 4 y 5 de julio se registraron dos VT distales al NO, con profundidades de 7 km y distancias epicentrales de 2.5 y 3 km respectivamente, sugiriendo una sobrepresurización en el sistema y que el conducto no estaba lo suficientemente formado para que el magma desgasifique en su totalidad o probablemente fue una nueva intrusión magmática. Al final de esta etapa, el SO<sub>2</sub> comenzó a aumentar, alcanzando valores (17 de julio) que sugerirían que el magma recién intruido estaba muy cerca de la superficie y por ende, el conducto podría estar más abierto lo que permitía que los gases magmáticos escapen con mayor facilidad. Esta actividad se prolongó hasta el día 19 de julio, fecha donde se registraron tres explosiones acompañadas de temblor energético.

De igual manera, el día 22 de julio ocurrió una cuarta explosión de este episodio eruptivo seguido de temblor y que acompañado por un enjambre de sismos LP, sugirieron que las explosiones permitieron la desgasificación del magma que venía en ascenso. El análisis petrológico y geoquímico de los productos emitidos por estas explosiones (Ramos et al., 2019) permitieron aseverar la transición de una actividad freato – magmática a magmática, debido a la presencia de mayor contenido de material juvenil en los productos emitidos por las explosiones del 19 y 22 de julio, estas explosiones no fueron precedidas por sismicidad repetitiva (Etapa 4), porque probablemente el

magma ascendió rápido y hubo poco tiempo para que los gases escaparan.

Se tienen reportes de casos donde el ascenso de magma fue tan rápido que el tiempo no fue suficiente para una desgasificación total (Cashman, 2004; Scandone et al., 2007), por lo que la sismicidad repetitiva ocurrió muy brevemente antes de las explosiones magmáticas: Augustine 2006 (Power y Lalla, 2010); Chaitén 2008 (White y McCausland, 2019); Kelud 2014 (Hidayati et al., 2018). Menos común, en otros casos, la sismicidad repetitiva estuvo ausente: Shishaldin 1999 (Moran et al., 2002; Power et al., 2004) y Colo 1983 (White y McCausland, 2019). Otro escenario posible es que, el magma no tuvo la suficiente energía para ascender hasta niveles más superficiales por lo que no fue posible la generación de este tipo de sismicidad. Para el volcán Ubinas, proponemos esta última hipótesis porque además, el material emitido (~748,880 m<sup>3</sup>) fue principalmente ceniza juvenil a través de explosiones con alturas máximas de hasta 6.5 km, características que clasificaron este episodio eruptivo con un IEV de 2. Sin embargo, a pesar de no registrarse sismicidad repetitiva, la señal precursora que fue un indicativo de la presencia de un cuerpo de magma muy próximo a la superficie, fue el registro de flujos de SO<sub>2</sub> por encima de las 4,000 toneladas (Figura 4b).

Después de las explosiones de julio, continuaron predominando los sismos LP, HIB, TOR, TRE y pequeños episodios TRA, indicando la continuación de la Etapa 3; sin embargo, dentro de ésta fue posible identificar, entre el 30 de julio y 8 de agosto, sismicidad repetitiva, comenzando la Etapa 4, conformada por sismos LP e HIB muy similares, pero irregulares en

tamaño y espaciamiento. Este tipo de sismicidad ocurrió justo antes de que el magma alcanzara la superficie (White y McCausland, 2019) por ejemplo, Usu (Minakami et al., 1951), Redoubt (Power et al., 1994) Kelud (Lesage y Surono, 1995), Soufrière Hills (Miller et al., 1998), Unzen (Nakada et al., 1999), Mt. St. Helens (Moran et al., 2008) y Nevado del Huila (Cardona et al., 2009). Varios modelos han sido propuestos como mecanismo generador de sismicidad repetitiva en volcanes que emplazan domos andesíticos y dacíticos (Cardona et al., 2009), algunos estudios la asocian con la tasa de extrusión de material (Iverson et al., 2006; Mastin et al., 2008), otros la relacionan con pequeñas rupturas frágiles de material que acompañan la extrusión (Harrington y Brodsky, 2006), o también puede asociarse con un comportamiento Stick – Slip de la fuente que posteriormente impulsa una resonancia dentro de una grieta o conducto (Horton et al., 2008). Probablemente, esta primera manifestación de sismicidad repetitiva en el volcán Ubinas, haya indicado el inicio del ascenso del magma hacia la superficie, pero por caminos complejos de ascenso, lo que explicaría la irregularidad en tamaño y espaciamiento de estos sismos (material suplementario, Figura 6) como fue en el caso del volcán Sinabung (Sumatra) en diciembre 2013, donde los primeros sismos repetitivos fueron idénticos en forma de onda, pero irregulares en tamaño y espaciamiento (McCausland et al., 2019). La diferencia entre Ubinas y Sinabung, fue que los sismos repetitivos en Sinabung continuaron y se hicieron regulares en el tiempo y el espacio antes de la extrusión del primer domo, pero en Ubinas, el magma no emergió a la superficie.

Desde mediados de agosto hasta principios de

septiembre la actividad mostró niveles bajos de sismicidad, destacándose la ocurrencia de eventos LF – acoplados, en donde, el primer evento correspondería al gas escapando de la columna de magma (por ejemplo en el volcán Shishaldin, 2002 (Caplan – Auerbach y Petersen, 2005) y el segundo evento se relacionaría con una explosión o emisión de gases (White y McCausland, 2019). Este tipo de sismicidad podría estar asociada a un retorno hacia la Etapa 3, caracterizada principalmente con la apertura y limpieza de conductos dentro del sistema volcánico o también podría sugerir la formación de un tapón de magma en el conducto, a raíz de la desgasificación del magma ascendente, como lo ocurrido al final de la erupción del volcán Shishaldin (Caplan-Auerbach y Petersen, 2005). En septiembre se registraron dos nuevos periodos de sismicidad repetitiva (Etapa 4), caracterizada por la ocurrencia de sismos de LP e HIB acompañados de importante TRA, con la diferencia de que en estos periodos los sismos presentaron amplitudes y tiempos de ocurrencia entre eventos más constantes (material suplementario, Figura 8) sugiriendo que el sistema contaba con conductos más limpios que daban mayor facilidad a que el magma ascendiera; pero al igual que en el primer periodo de sismicidad repetitiva, este nunca llegó lo suficientemente cerca de la superficie, a pesar de registrarse continuas anomalías térmicas (entre 0 – 7 Megavatios) a través del sistema MIROVA. Tal vez el magma perdió demasiado gas de modo que no tuvo suficiente energía para llegar a la superficie. Desde entonces, la sismicidad, y en general, la actividad eruptiva del volcán disminuyó notablemente, sugiriendo el término de este episodio eruptivo del volcán Ubinas.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir de un conjunto de datos de monitoreo del volcán Ubinas, se ha aplicado un modelo basado en procesos de patrones de sismicidad pre – eruptiva, propuesto por White y McCausland (2019), al episodio eruptivo del 2019.

De acuerdo con este modelo se identificaron tres de las cuatro etapas del modelo, correspondientes a: sismicidad asociada a una intrusión de magma, sismicidad asociada con limpieza del conducto y sismicidad repetitiva asociada al ascenso final del magma.

El modelo permite dar una explicación realista de las observaciones derivadas del monitoreo volcánico del Ubinas, y se constituye como referente para procesos futuros de actividad contribuyendo a la evaluación y diagnóstico de la actividad volcánica y por ende en el pronóstico de erupciones.

Con una mejor implementación de las redes de monitoreo y estudios de la estructura interna como tomografías de velocidades y atenuación se espera mejorar los análisis y evaluaciones de las etapas de actividad en el volcán Ubinas. Para mejorar la capacidad de identificar intrusiones magmáticas profundas, se sugiere instalar sensores sísmicos de pozo (a fin de reducir la relación señal/ruido) y una estación que se encuentre lo más cercana posible de la cima. La ampliación de la red sísmica con un buen cubrimiento azimutal permitiría realizar análisis del tensor de momento a fin de discernir fuentes sísmicas asociadas a procesos puramente volcánicos o tectónicos. También se sugiere contar con una red de equipos GNSS más densa y amplia para modelar la forma, tamaño y profundidad de las fuentes de intrusión en todos los niveles del sistema volcánico y finalmente, la instalación de sensores de infrasonido junto

a los sismómetros, mejoraría la capacidad para identificar definitivamente las señales sísmicas asociadas a explosiones

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los colegas de las distintas áreas de monitoreo del OVI por compartir la información de las diferentes técnicas de vigilancia (Geodesia, Geoquímica, Visual, Geología, etc.). Agradecemos también a Dr. Coppola de la Universidad de Torino por proporcionar la data de las anomalías térmicas a través del sistema MIROVA, gracias también a Carla Arias por su apoyo en la elaboración de algunas figuras para el presente trabajo. Finalmente, y no menos importante, deseamos agradecer a nuestros revisores por sus valiosos comentarios que ayudaron a mejorar enormemente este trabajo: Roberto Torres, Stephanie Prejean y John Lyons.

## REFERENCIAS

- Aguilar, R., Ortega, M., Manrique, N., Apaza, F., Rivera, M. y Harpel, C. (2019). Characteristics of the beginning of the 2019 eruptive crisis at Ubinas volcano (Peru). *Journal of Earth and Space Science*. 1. <https://doi.org/10.1002/essoar.10501253.1>
- Caplan-Auerbach, J. y Petersen, T. (2005). Repeating coupled earthquakes at Shishaldin Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145(1-2), 151-172. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.01.011>
- Cardona, C., Santacoloma, C., White, R., McCausland, W., Trujillo, N., Narváez, A., Bolaños, R. y Manzo, O. (2009). Sismicidad tipo “drumbeat” asociada a la erupción y emplazamiento de un domo en el volcán

- Nevado del Huila, noviembre de 2008. Memorias XII Congreso Colombiano de Geología, 7-11 de septiembre de 2009, Paipa <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2460.7440>
- Cassidy, J.F., Balfour, N., Hickson, C., Kao, H., White, R., Caplan-Auerbach, J., Mazzotti, S., Rogers, G.C., Al-Khoubbi, I., Bird, A.L. and Esteban, L., (2011). The 2007 Nazko, British Columbia, earthquake sequence: Injection of magma deep in the crust beneath the Anahim volcanic belt. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(4), pp.1732-1741. <https://doi.org/10.1785/0120100013>
- Cashman, K.V. (2004). Volatile controls on magma ascent and eruption. *The State of the Planet: Frontiers and Challenges in Geophysics*. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 150, 109–124. <https://doi.org/10.1029/150GM10>.
- Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor. *Journal Geophysical Research*. 93, 4375 - 4400. <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04375>
- Chouet, B.A. (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor, in *Volcanic Seismology*, pp 133–156, eds Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K., Springer, Berlin [https://doi.org/10.1007/978-3-642-77008-1\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-642-77008-1_11)
- Chouet, B. (1996). Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380, 309 – 316. <https://doi.org/10.1038/380309a0>
- Connor, C., Bebbington, M. y Marzocchi, W. (2015). Chapter 51. Probabilistic Volcanic Hazard Assessment. In *Encyclopedia of Volcanoes*. 2nd. edition. Academic Press. Elsevier. 1421. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00051-1>
- Coppola, D., Macedo, O., Ramos, D., Finizola, A., Delle Donne, D., Del Carpio, J., White, R.A.,
- McCausland, W., Centeno, R., Rivera, M., Apaza, F., Ccallata, B., Chilo, W., Cigolini, C., Laiolo, M., Lazarte, I., Machacca, R., Masias, P., Ortega, M., Puma, N., Taipe, E. (2015). Magma extrusion during the Ubinas 2013-2014 eruptive crisis based on satellite thermal imaging (MIROVA) and ground-based monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 302, 199–210. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.005>
- Fee, D., Garcés, M., Patrick, M., Chouet, B., Dawson, P. and Swanson, D. (2010). Infrasonic harmonic tremor and degassing bursts from Halema'uma'u Crater, Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B11). <https://doi.org/10.1029/2010JB007642>
- Fournier, R.O. (2007). Hydrothermal Systems and Volcano Geochemistry. In *Volcano Deformation*. Springer, Berlin Heidelberg. 323–341. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0\\_10](https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0_10)
- Harrington, R.M. y Brodsky, E.E. (2006) The Mount St. Helens hybrid earthquakes: Stick-slip or resonating pipes [abs]: *Eos (American*

- Geophysical Union Transactions), v. 87, Fall Meeting Supplement, V52A-02. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2006AGUFM.V52A..02H>
- Hidayati, S., Triastuty, H., Mulyana, I., Adi, S., Ishihara, K., Basuki, A., Kuswandarto, H., Priyanto, B. y Solikhin, A. (2018). Differences in the seismicity preceding the 2007 and 2014 eruptions of Kelud volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 382, 50-67. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.017>
- Hill, D.P. (1977). A Model for earthquake swarms. *Journal Geophysical. Research*. 82, 1347–1352. <https://doi.org/10.1029/JB082i008p01347>
- Hill, D.P., Dawson, P., Johnston, M.J., Pitt, A.M., Biasi, G. y Smith, K. (2002a). Very-long-period volcanic earthquakes beneath Mammoth Mountain, California. *Geophysical. Research. Lett.* 29 (10) (8–1). <https://doi.org/10.1029/2002GL014833>
- Hill, D., Pollitz, F. y Newhall, C. (2002b). Earthquake-Volcano Interactions. *Phys. Today* 41 47. <https://doi.org/10.1063/1.1535006>
- Horton, S., Norris, R. y Moran, S.C. (2008). Broadband characteristics of earthquakes recorded during a dome-building eruption at Mount St. Helens, Washington, between October 2004 and May 2005, chap. 5 in Sherrod, D.R., Scott, W.E., and Stauffer, P.H., eds., *A volcano rekindled: A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, Washington the renewed eruption of Mount St. Helens, 2004–2006: U.S. Geological Survey Professional Paper.* <https://doi.org/10.3133/pp17505>
- Ibáñez, J. y Carmona, E. (2000). *Sismicidad Volcánica. Serie: Casa de los volcanes n° 7.* Editores: Astiz M. Y García A. 269-282.
- Iverson, R.M., Dzurisin, D., Gardner, C.A., Gerlach, T.M., LaHusen, R.G., Lisowski, M., Major, J.J., Malone, S.D., Messerich, J.A., Moran, S.C., Pallister, J.S., Qamar, A., Schilling, S.P., y Vallance, J.W. (2006). Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St. Helens in 2004–2005: *Nature*, v. 444, 439–443. <https://doi.org/10.1038/nature05322>
- Julian, B.R. (1994). Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), pp. 11859-11877. <https://doi.org/10.1029/93JB03129>
- Kono, M., Fukao, Y. and Yamamoto, A., 1989. Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B4), pp.3891-3905. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p03891>
- Latter, J. (1979). *Volcanological observations at Tongariro National Park, 2. Types and classification of volcanic earthquakes, 1976–1978.* Dep Sci Inst Res Geophys Div, New Zealand, Rep 150, ix + 60. <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=9254945>
- Latter, J. (1981). *Volcanic Earthquakes and their Relationship to Eruptions at Ruapehu and*

- Ngauruhoe Volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9, 293-309 p.[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(81\)90041-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(81)90041-X)
- 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), pp.135-146.[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)00051-H](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)00051-H)
- Lesage, P., Mora, M., Alvarado, G.E., Pacheco, J. y Métaixian, J. (2006). Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 49–59.<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.047>
- Lesage, P., 2009. Interactive Matlab software for the analysis of seismic volcanic signals. *Computers & Geosciences*, 35(10), pp.2137-2144.<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.01.010>
- Mariño, J., Rivera, M., Macedo, O., Masías, P., Antayhua, Y., et al. (2011). Gestión de la crisis eruptiva del volcán Ubinas 2006-2008. *INGEMMET. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 45, 188, 1 mapa. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/301>
- Mastin, L.G., Roeloffs, E., Beeler, N.M. y Quick, J.E. (2008). Constraints on the size, overpressure, and volatile content of the Mount St. Helens magma system from geodetic and dome-growth measurements during the 2004–2006 eruption, chap. 22 in Sherrod, D.R., Scott, W.E., and Stauffer, P.H., eds., *A volcano rekindled: the renewed eruption of Mount St. Helens, 2004–2006: U.S. Geological Survey Professional Paper*. <https://doi.org/10.3133/pp175022>
- McCausland, W.A., Gunawan, H., White, R.A., Indrastuti, N., Patria, C., Suparman, Y., Putra, A., Triastuty, H. and Hendrasto, M., 2019. Using a process-based model of pre-eruptive seismic patterns to forecast evolving eruptive styles at Sinabung Volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 382, pp.253-266.
- McNutt, S. R. (2005). *Volcanic Seismology*. Alaska Volcano Observatory. Geophysical Institute, University of Alaska. 36.<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122459>
- McNutt, S.R. y Roman, D.C. (2015). Volcanic seismicity. In the *Encyclopedia of Volcanoes* (1011-1034). Academic Press.<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00059-6>.
- Miller, A.D., Stewart, R.C., White, R.A., Lockett, R., Baptie, B.J., Aspinall, W.P., Latchman, J.L., Lynch, L.L. y Voight, B. (1998). Seismicity associated with dome growth and collapse at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geophysical Research Letters*, 25(18), 3401-3404.<https://doi.org/10.1029/98GL01778>
- Minakami, T., Ishikawa, T. y Yagi, K. (1951). The 1944 eruption of volcano Usu in Hokkaido, Japan; history and mechanism of formation of the new dome “Syowa - Sinzan”. *Bull Volcanol*, 11, 45 – 157. <https://doi.org/10.1007/BF02596029>

- Minakami, T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan in *Physical Volcanology* (eds. L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A. Rapolla), 1. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41141-9.50007-3>
- Moran, S., Stihler, S. y Power, J. (2002). A tectonic earthquake sequence preceding the April–May 1999 eruption of Shishaldin Volcano, Alaska. *Bull. Volcanol.* 64 (8), 520–524. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0226-1>.
- Moran, S.C., Malone, S.D., Qamar, A.I., Thelen, W.A., Wright, A.K. y Caplan-Auerbach, J. (2008). Seismicity associated with renewed dome building at Mount St. Helens, 2004–2005. In *A Volcano Rekindled: The Renewed Eruption of Mount St. Helens, 2004–2006*, 1750, 27-60. Menlo Park, Calif: US Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/pp/1750/>
- Nakada, S., Shimizu, H. y Ohta, K. (1999). Overview of the 1990 – 1995 eruption at Unzen Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 89 (1 - 4), 1 – 22. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00118-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00118-8)
- Newhall, C. and Hoblitt, R., 2002. Constructing event trees for volcanic crises. *Bulletin of Volcanology*, 64(1), pp.3-20. <https://doi.org/10.1007/s004450100173>
- Omori, F. (1911). The Usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena. *Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee*, 5, 1 – 38. <http://hdl.handle.net/2261/16029>
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P., Meeker, C.P., Knight, R.J. y Siems, D.F. (1996). Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 687 – 731 (Seattle: University of Washington Press).
- Pallister, J. y Surono, J. (2015). Forecasting the November 2010 eruption of Merapi, Indonesia, in Loughlin, S.C., Sparks, S., Brown, S.K., Jenkins, S.F., and Vye-Brown, C. (eds.) *Global Volcanic Hazards and Risk*: Cambridge: Cambridge University Press, 263–266. <https://doi.org/10.1017/CBO9781316276273.011>
- Patrick, M., Wilson, D., Fee, D., Orr, T. and Swanson, D. (2011). Shallow degassing events as a trigger for very-long-period seismicity at Kīlauea Volcano, Hawai ‘i. *Bulletin of Volcanology*, 73(9), pp.1179-1186.
- Pitt, A.M. and Hill, D.P., 1994. Long-period earthquakes in the Long Valley Caldera region, eastern California. *Geophysical Research Letters*, 21(16), pp.1679-1682. <https://doi.org/10.1029/94GL01371>
- Power, J.A., Lahr, J.C., Page, R.A., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Harlow, D.H., Murray, T.L. y Davies, J.N. (1994). Seismic evolution of the 1989–1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4), 69-94. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90029-9)
- Power, J.A., Stihler, S.D., White, R.A. y Moran, S.C. (2004). Observations of deep long-

- period  
(DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989–2002. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 138 (3–4), 243–266. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.005>
- Power, J.A. y Lalla, D.J. (2010). Seismic observations of Augustine Volcano, 1970–2007, chapter 1 of Power, J.A., Coombs, M.L., and Freymueller, J.T., eds., the 2006 eruption of Augustine Volcano, Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1769, 3–40. <https://doi.org/10.3133/pp17691>
- Ramos, D., Ortega, M., Antayhua, Y., Ancasí, R., Ccallata, B., Miranda, R., Taípe, E., Cruz, L., Apaza, F., Masías, P., Valdivia, D. y Luza, C. (2019). Vigilancia del volcán Ubinas, periodo 2019. Arequipa, INGEMMET. Informe técnico N° A7000. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/2580>
- Rivera, M., Thouret, J.C., Mariño, J., Berolatti, R. y Fuentes, J. (2010). Characteristics and management of the 2006 – 2008 volcanic crisis at the Ubinas volcano (Peru). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, 19 – 34. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.07.020>
- Rivera, M., Thouret, J.C., Samaniego, P. y Le Pennec, J.L. (2014). The 2006–2009 activity of the Ubinas volcano (Peru): Petrology of the 2006 eruptive products and insights into genesis of andesite magmas, magma recharge and plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270, 122–141. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.11.010>
- Rose, W.I., Palma, J.L., Delgado Granados, H. y Varley, N. (2013). Open-vent volcanism and related hazards: Overview. *Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards: Geological Society of America Special Paper*, 498. <https://doi.org/10.1130/SPE498>
- Rust, A., Balmforth, N. y Mandre, S. (2008). The feasibility of generating low-frequency volcano seismicity by flow through a deformable channel, in *Fluid Motions in Volcanic Conduits: A Source of Seismic and Acoustic Signals*, edited by S. J. Lane and J. S. Gilbert, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 307, 45–56. <http://dx.doi.org/10.1144/SP307.4>
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry copper systems. *Econ. Geol.* 105 (1), 3–41. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Thouret, J.C., Rivera, M., Worner, G., Gerbe, M.C., Finizola, A., Fornari, M., Gonzales, K. (2005). Ubinas: the evolution of the historically most active volcano in southern Peru. *Bull. Volcanol.* 67, 557–589. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0396-0>
- Torres, R., Gómez, D. y Gómez, M. (1996). Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofisica*, 39(2), 299–310. <https://doi.org/10.4401/ag-3975>
- Scandone, R., Cashman, K.V. y Malone, S.D. (2007). Magma supply, magma ascent and the style of volcanic eruptions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253 (3–4), 513–529. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.016>

- Umakoshi, K., Takamura, N., Shinzato, N., Uchida, K., Matsuwo, N. y Shimizu, H. (2008). Seismicity associated with the 1991–1995 dome growth at Unzen Volcano, Japan. *Journal of volcanology and geothermal research*, 175(1-2), 91-99. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.030>
- Valentine, G. A., Graettinger, A. H. y Sonder, I. (2014). Explosion depths for phreatomagmatic eruptions. *Geophysical Research Letter*, 41(9), 3045-3051. <https://doi.org/10.1002/2014GL060096>
- White R. (1996). Precursory deep long – period earthquakes at Mount Pinatubo: Spatio – temporal link to a basalt trigger. *Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 307 – 328 (Seattle: University of Washington Press).
- White, R. and McCausland, W., 2016. Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, pp.139-155. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.020>
- White R. y McCausland, W. (2019). A process – based model of pre – eruption seismicity patterns and its use for eruption forecasting at dormant stratovolcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 382, 267 – 297. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.004>
- Zoback, M.L., Geist, E., Pallister, J., Hill, D.P., Young, S. y McCausland, W. (2013). Advances in natural hazard science and assessment, 1963–2013. *Geological society of America, special papers*, 501, 81-154. [https://doi.org/10.1130/2013.2501\(05\)](https://doi.org/10.1130/2013.2501(05))
- Zobin, V.M. (2012). *Introduction to volcanic seismology* (Vol. 6). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-56375-0.00002-5>.