



PERÚ

Ministerio
del Ambiente

Instituto
Geofísico del Perú - IGP



Reporte
Técnico
Especial

2018 Investigación y Monitoreo de Volcanes Activos en el Sur del Perú



EL PERÚ PRIMERO

Créditos

Ministra del Ambiente
Fabiola Muñoz

Presidente Ejecutivo IGP
Hernando Tavera

Director Científico IGP
Danny Scipión

Director IGP-Sede Arequipa
Héctor Palza

Contenido
IGP-Sede Arequipa

Edición
Jorge Concha

Fotografía
IGP-Sede Arequipa

Diseño y Diagramación
Jorge Concha

Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo, IV Etapa, Ate, Lima, Perú
Central telefónica: (+ 51 1) 317 2300

comunicaciones@igp.gob.pe
www.igp.gob.pe

Impreso por:
INVERSIONES IAKOB S.A.C.
Teléfono: (+51 1) 296 3911
Dirección: Av. Iquitos 1481 - La Victoria

Lima, diciembre de 2018

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú:
2018-20316

Tiraje: 700 ejemplares

*Prohibida su reproducción total o parcial sin autorización
previa y escrita del Instituto Geofísico del Perú*

Índice

PRESENTACIÓN	4
VISIÓN Y MISIÓN DEL IGP	6
RESEÑA HISTÓRICA DEL IGP	7
VOLCANES DEL PERÚ	8
INVESTIGACIÓN	10
AR-K: una nueva estrategia en la identificación automática de ondas P para sismos de origen volcánico (VT), caso volcán Misti	11
Sismicidad precursora del proceso preeruptivo y eruptivo del volcán Sabancaya (2013-2018), Arequipa-Perú	15
Posibles intrusiones magmáticas observadas en el volcán Ticsani desde 2014	20
Impactos de la erupción del volcán Huaynaputina (1600 d. C.) en el sur del Perú	25
VIGILANCIA	29
Sabancaya	30
Ubinas	36
Misti	40
Ticsani	44
Coropuna	48
Chachani	52
EDUCACIÓN Y DIFUSIÓN	56
Instituciones	57
Colegios	58
PROYECTO	60
Laboratorio Geofísico del Sur	61
Redes de vigilancia	62
APP VOLCANES PERÚ	66

Presentación

De todos los peligros naturales, solo las erupciones volcánicas pueden ser seguidas en el tiempo, desde su inicio hasta el final, lo cual permite en algún momento dar las alertas respectivas y lograr salvar vidas humanas. Por ello, es importante establecer alrededor de los volcanes redes geofísicas de monitoreo continuo, a fin de identificar patrones de deformación de base sobre los cuales, *a posteriori*, reconocer anomalías que permitan a los científicos advertir las erupciones y emitir las alertas pertinentes.

El monitoreo geofísico de los volcanes peruanos, 16 reconocidos como activos y potencialmente activos, viene siendo desarrollado por el Instituto Geofísico del Perú desde la década de 1980 con bastante éxito, contando para ello con el apoyo del gobierno central en la adquisición de instrumental y la formación de profesionales, quienes desarrollan investigaciones que constituyen una importante fuente de conocimiento sobre los volcanes peruanos.

Como parte de las actividades de investigación realizadas por el IGP en 2018, se elaboraron estudios acerca de procedimientos automáticos desarrollados para la identificación automática de fases sismovolcánicas; el seguimiento de los procesos de deformación interna del volcán Sabancaya a través de la actividad microsísmica precursora de procesos eruptivos freatomagmáticos, y la identificación de posibles intrusiones magmáticas en el volcán Ticsani y su relación con la deformación cortical en los alrededores de la estructura volcánica.

Durante este año, se ha incrementado el número de instrumental geofísico con el objetivo de optimizar el monitoreo de los volcanes Sabancaya, Misti, Ubinas, Ticsani, Coropuna y Chachani, generándose información que ha permitido al IGP contribuir de manera importante en la toma de decisiones por parte del Gobierno Regional de Arequipa, Gobierno Regional de Moquegua y gobiernos locales, además de instituciones como el INDECI, el CENEPRED, el COEN, entre otras. Del mismo modo, esta información llevó al IGP a desarrollar actividades educativas en instituciones y colegios nacionales y privados, promoviendo con la información compartida un mejor conocimiento sobre el peligro volcánico y las actividades de gestión del riesgo de desastres (GRD). En este camino, el desarrollo del aplicativo móvil "Volcanes Perú" ha permitido llevar la información a la población en un lenguaje sencillo de fácil comprensión. Esta información es la base de todo el trabajo en la gestión del riesgo volcánico en el país.

Finalmente, es preciso destacar también el avance importante en la construcción del Laboratorio Geofísico de la Región Sur del Perú con sede en el distrito de Sachaca, Arequipa. Aquí se establecerá el Centro Nacional de Monitoreo y Alerta Temprana de Erupciones Volcánicas, además de campos de investigación como la sismología, geodesia, meteorología, alta atmósfera, zonificación geofísica de suelos y astronomía. Durante 2018, el IGP ha contribuido con desarrollar investigación, educación y asesoramiento técnico a los tomadores de decisiones en el tema volcánico, actividades que se encuentran enmarcadas dentro de nuestro lema: *"Ciencia para protegernos, ciencia para avanzar"*.

Dr. Hernando Tavera
Presidente ejecutivo del IGP



Visión y misión del IGP

VISIÓN

El Instituto Geofísico del Perú se ha consolidado nacional e internacionalmente como una institución pública líder en la gestión del ambiente geofísico e investigación científica, aportando significativamente a la toma de decisiones en beneficio de la sociedad peruana.

MISIÓN

El Instituto Geofísico del Perú es una institución pública al servicio del país, adscrita al Ministerio del Ambiente, que genera, utiliza y transfiere conocimientos e información científica y tecnológica en el campo de la geofísica y ciencias afines; forma parte de la comunidad científica internacional y contribuye a la gestión del ambiente geofísico con énfasis en la prevención y mitigación de desastres naturales y de origen antrópico.

Reseña histórica del IGP

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) se fundó con el objetivo principal de observar, registrar, analizar y valorar los procesos geofísicos que suceden en el territorio nacional; esto incluye, en el lenguaje de la prevención de desastres, la evaluación de los peligros o amenazas naturales a los que estamos expuestos.

Se creó en 1922 en Huancayo bajo el nombre Observatorio Geofísico de Huancayo y era administrado por el Departamento de Magnetismo Terrestre del Instituto Carnegie de Washington hasta el año 1947. Posteriormente, entre 1947 y 1962, el observatorio tomó la denominación de Instituto Geofísico de Huancayo (IGH), y se convirtió en un organismo autónomo del Estado peruano.

En enero de este último año, se decide darle su actual denominación, y se traslada su sede ejecutiva a la ciudad de Lima, promoviendo el constante aporte de científicos peruanos en diversos proyectos en el territorio nacional y en la región; e innovando y sacando el mayor provecho de los recursos asignados, a los que se sumaron aquellos que se generan mediante servicios y convenios de investigación con entidades nacionales y extranjeras en diversos campos de la geofísica.

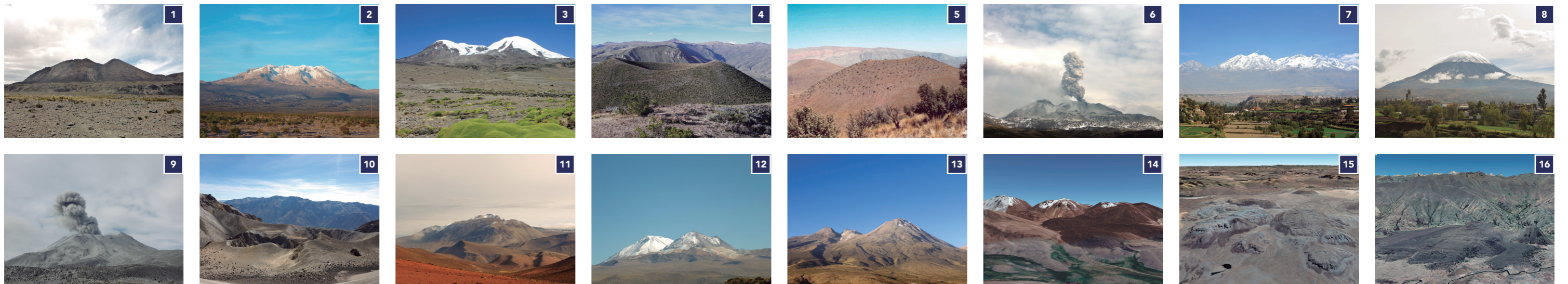
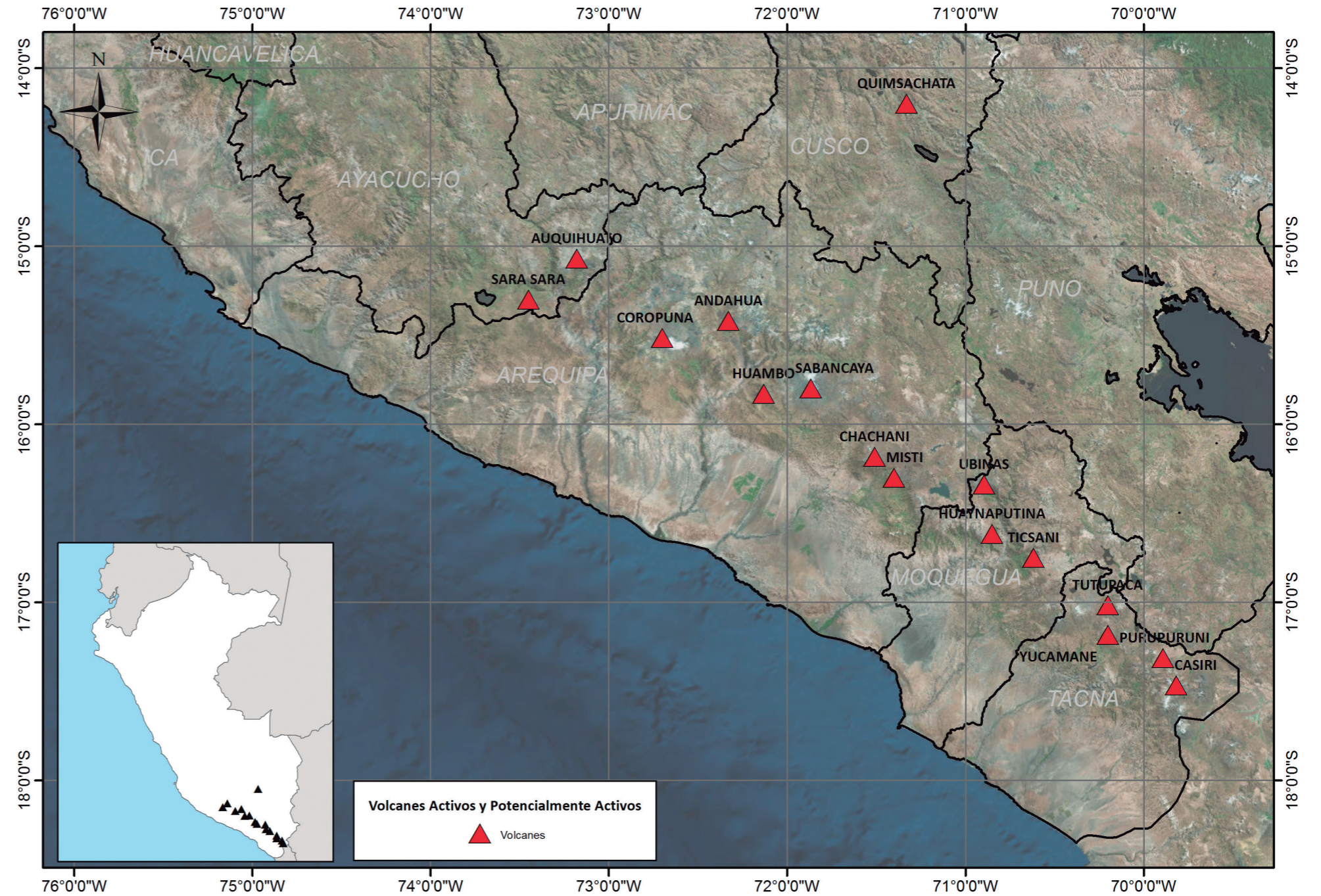
Es importante mencionar que en 1964 el IGP envió a doce ingenieros peruanos a universidades extranjeras a obtener su grado de PhD, esfuerzo único dentro de la administración pública peruana de la época.

En la actualidad, el IGP es un organismo público adscrito al Ministerio del Ambiente (Minam), cuya finalidad es el estudio de todos los procesos geofísicos relacionados con la estructura, condiciones físicas e historia evolutiva de la Tierra. Además, tiene la capacidad de servir a las necesidades del país en áreas tan importantes como sismología, vulcanología, cambio climático, alta atmósfera, el estudio del fenómeno El Niño, astronomía y desarrollo tecnológico; y cumple un rol social, ya que contribuye de forma efectiva a la prevención y mitigación de fenómenos con gran potencial destructivo, y una posición de mérito entre la comunidad científica internacional.

Volcanes del Perú

En el país existen 16 volcanes activos y potencialmente activos (De Silva & Francis, 1991; Simkim & Siebert, 1994; Smithsonian Institution, Global Volcanism Program) y todos ellos están distribuidos al sur del Perú, entre las regiones de Ayacucho y Tacna. Estos son (de norte a sur):

1. Auqui huato
2. Sara Sara
3. Coropuna
4. Andahua
5. Huambo
6. Sabancaya
7. Chachani
8. Misti
9. Ubinas
10. Huaynaputina
11. Ticsani
12. Tutupaca
13. Yucamane
14. Casiri
15. Purupuruni
16. Quimsachata



INVESTIGACIÓN

Recolección, análisis e interpretación de datos para una mejor comprensión del fenómeno volcánico en el Perú.



AR-K: UNA NUEVA ESTRATEGIA EN LA IDENTIFICACIÓN AUTOMÁTICA DE ONDAS P PARA SISMOS DE ORIGEN VOLCÁNICO (VT), CASO VOLCÁN MISTI

Riky Centeno¹, Gerardo Alguacil², Luz García³ y Orlando Macedo⁴

¹ | Instituto Geofísico del Perú

² | Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada – España.

³ | Departamento de Teoría de la Señal, Telemática y Comunicaciones, Universidad de Granada – España.

⁴ | Universidad Nacional de San Agustín

RESUMEN

La identificación precisa de ondas P es un problema frecuente y muchas veces imposible de resolver en sismología, sobre todo en sismos de origen volcánico. Este trabajo presenta un enfoque novedoso y sistemático al problema mediante el análisis de cinco de los métodos más utilizados en la identificación automática de ondas P (Sta/Lta, PAI-K, AR-AIC, T^{pd} y AMPA). Asimismo, se empleó la potencia específica instantánea, la cual permite realzar la llegada de las ondas P para luego comparar la precisión y exactitud de los métodos con dos tipos de datos: originales y realzados. Para ello, se emplearon 150 eventos Volcano-Tectónicos (VT) registrados por la red sísmica del volcán Misti, y del análisis de los resultados con cada método (ventajas y desventajas), hemos propuesto AR-K como una idea de combinar un modelo autorregresivo (AR) de la señal y la curtosis (K). Este modelo resalta mucho mejor el arribo de la onda P y, por lo tanto, es más fácil determinarla. Los resultados muestran que el método AR-K detecta mejor la llegada de ondas P hasta un 92 % de los datos, con un margen de error de ± 0.2 s. Así también, mostró una precisión de hasta 0.01 ± 0.02 s con los datos realzados. Finalmente, comparando el desempeño de cada uno de los métodos empleados, se observa que AR-K es el más preciso de todos, luego destaca AMPA y T^{pd}. Estos tres, además de su precisión, destacan por su rapidez.

Palabras Clave: onda P, modelo AR, curtosis, VT, potencia específica instantánea.

ABSTRACT

The precise identification of P wave onset time is a frequent and often impossible problem to solve in seismology, especially in earthquakes of volcanic origin. This paper presents a novel and systematic approach to the problem, through the analysis of five automatic pickers widely used in automatic P-wave

arrival time identification (Sta/Lta, PAI-K, AR-AIC, T^{pd}, and AMPA). Likewise, the specific instantaneous power which allows enhancing the arrival of P waves has been used, to then compare the precision and accuracy of the pickers with two types of data: original and enhanced. For this, 150 volcano-tectonic events (VT) recorded by the seismic network of the Misti volcano were used, and the analysis of the results with each method (advantages and disadvantages), we have proposed AR-K, as an idea to combine an autoregressive model (AR) of the signal and kurtosis (K): this highlights much better the arrival of the P wave and, therefore, it's easier to determine it. The results show that the AR-K method detects much better the arrival of P waves up to 92 % of the data, with a margin of error ± 0.2 s. Also, it showed an accuracy of up to 0.01 ± 0.02 s with the enhanced data. Finally comparing the performance of each of the pickers used: AR-K is the most accurate of all, then highlights AMPA and T^{pd}. These three, in addition to their accuracy, stand out for their speed.

Key words: P-wave, AR model, kurtosis, VT, specific instantaneous power.

1. INTRODUCCIÓN

A diferencia de los terremotos que se originan en el límite de las placas tectónicas, los sismos asociados a ambientes volcánicos son los más difíciles de estudiar, ello debido a que su fuente implica una dinámica de fluidos compleja así como una ruptura de roca de todas las escalas y orientaciones posibles. Producto de ello, los trayectos de propagación de ondas suelen ser extremadamente heterogéneos, anisótropos y absorbentes, más aun en superficies con topografías e interfaces irregulares como la de los volcanes (Aki, K., 1992).

Es por ello que uno de los retos más importantes en sismología volcánica es determinar con la máxima precisión posible el momento de llegada de las diferentes fases sísmicas, en especial las ondas P y S,

así como otros tipos de ondas (reflejadas, refractadas superficiales, etc.). Un análisis de este tipo demanda mucho tiempo y recurso humano calificado; sin embargo, un gran volumen de información puede hacer que este análisis (manual) sea tedioso y subjetivo, ello debido a la inconsistencia de lectura de fases asociadas a diferentes analistas.

En los últimos años, se han desarrollado diferentes algoritmos que tratan de complementar el trabajo humano con modernos sistemas de reconocimiento automático de fases sísmicas "picking", la mayoría desarrollados para un determinado conjunto de datos o para un problema en particular, tal es el caso de la alerta temprana de terremotos, localización de sismos en tiempo real, tomografía sísmica, etc. De ellos, solo unos cuantos fueron ampliamente difundidos en la comunidad científica.

Este trabajo tiene como propósito fundamental dar solución al problema de la identificación automática de ondas P en señales sismovolcánicas, tomando como referencia los sismos del volcán Misti (Perú). Para ello, se realizó un análisis comparativo de desempeño de cinco enfoques muy utilizados en la identificación automática de la llegada de onda P. Finalmente, se propone AR-K como un algoritmo robusto para la identificación automática de fases P y una herramienta útil en la alerta temprana de erupciones volcánicas en la zona sur del Perú. A su vez, aprovechando la consistencia y rapidez del método, utilizarlo en otro tipo de estudios muy útiles como tomografía sísmica.

2. SELECCIÓN DE LOS DATOS

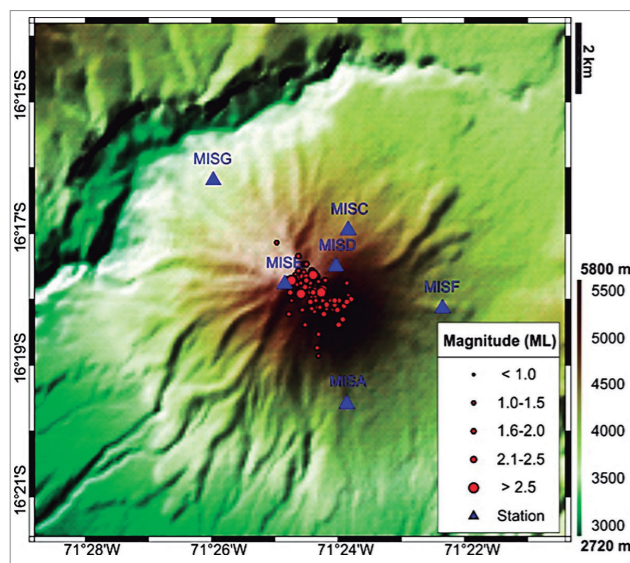


Fig. 1.- Distribución de la red sísmica de vigilancia sísmica del volcán Misti (triángulos en azul). Los círculos rojos de diferente tamaño corresponden a la localización y magnitud de los 150 sismos seleccionados para este estudio. Estos sismos tienen magnitudes menores a 2.8 (ML), con profundidades de entre 1 km y 6 km por debajo del cráter del volcán.

Fueron seleccionados 150 sismos VT registrados por la red de estaciones sísmicas del volcán Misti (MISA, MISC, MISD, MISE, MISF, MISG), los cuales fueron localizados con 655 lecturas de fases P y 573 de S (Fig. 1).

Estas lecturas, sobre todo de la onda P, se utilizaron como referencia al momento de evaluar similitudes con las obtenidas automáticamente, permitiendo probar la robustez de los diferentes algoritmos de picking automático utilizados.

3. PROCESAMIENTO Y APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS

El método adoptado en este estudio fue dividido en dos etapas: preprocesamiento y aplicación de los métodos. En la primera etapa, los eventos fueron segmentados en ventanas de 50 segundos alrededor de la llegada de cada evento, a fin de evitar la ocurrencia de más de un evento por traza o ventana de análisis; luego se eliminó la media y tendencia de los datos. Seguidamente, con el fin de realzar la llegada de ondas P y atenuar el ruido de fondo, se aplicó la potencia específica instantánea (Olea et al., 2011; Alguacil y Vidal, 2012). Para ello, fue necesario definir antes un filtro óptimo que resalte la energía espectral útil de las señales, esto en función de la relación espectral señal-ruido (SSNR), obteniéndose, por estación, las siguientes bandas de frecuencia: MISA, 1-17 Hz; MISC, 1-23 Hz; MISD, 1-27 Hz; MISE, 1-22 Hz; MISF, 1-12 Hz; y MISG, 1-17 Hz. Al final de esta etapa, se obtuvieron dos conjuntos de datos: los datos originales filtrados y los mismos, pero realzados con la potencia.

En la segunda etapa se aplicaron cinco métodos de picking automático de ondas P. El método de la energía consiste en comparar muestra a muestra la señal entre un valor actual y uno predicho a partir de muestras anteriores; si la relación entre ambas supera un valor umbral, entonces se declara una posible llegada de fase. Este es el mismo principio sobre el cual se basan la mayoría de algoritmos convencionales de tipo STA/LTA, ampliamente utilizados en la identificación automática de ondas P (Allen, 1978,1982; Baer y Kradolfer, 1987; Lomax et al., 2012; Vassallo et al., 2012; Chen y Holland, 2016). El método de la kurtosis asume que la señal, en ausencia de un terremoto, tiene una distribución aproximadamente gaussiana y, cuando ocurre un terremoto, las propiedades estadísticas de la señal cambian; esto se evidencia calculando los parámetros característicos de una distribución en una ventana móvil de la cual se determina la llegada de fase P (p. ej. Panagiotakis et al., 2008; Baillard et al., 2014; Hibert et al., 2014). El método AIC consiste en buscar un mínimo global de la función AIC (criterio

de la información Akaike) entre dos segmentos del sismograma (antes y después de la llegada de la onda P) (Maeda, 1985; y Chen y Holland, 2016). El método T^{pd} consiste en calcular el periodo predominante en una serie de ventanas móviles a lo largo de toda la señal sísmica, entendiéndose que el periodo dominante del ruido y de la onda P deben ser distintos. El método AMPA, en un comienzo, busca reducir el ruido de la señal a través de la mejora de su envolvente en distintas bandas de frecuencia. Luego, busca una forma de envolvente típica de una fase P, es decir, trata de reconstruir una llegada de fase impulsiva de la señal y, en el preciso instante en que la nueva envolvente se hace más impulsiva, se declara la llegada de la onda P (Álvarez et al., 2013, Romero et al., 2016).

4. MÉTODO AR-K

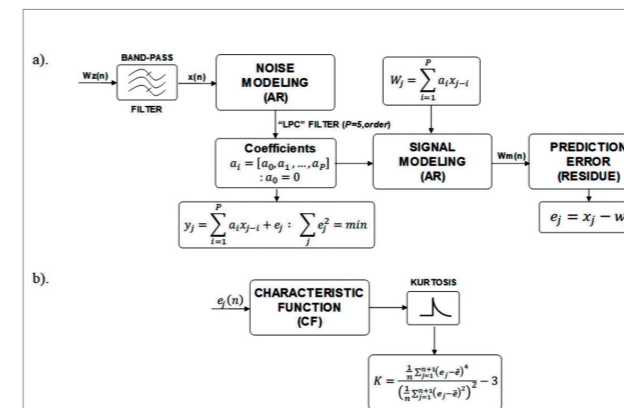


Fig. 2.- Diagrama de bloques que ilustra (a) la estimación del error de predicción de un proceso autorregresivo (AR) y b) la segunda parte del proceso que corresponde al cálculo de la CF, utilizando la kurtosis.

Se basa en la estacionariedad del ruido que se puede modelar mediante un proceso autorregresivo (AR), ello si se asume que el residuo o error de predicción es aleatorio y tiene una distribución gaussiana. En ese caso, la "kurtosis (K)" del residuo será más sensible a la llegada de la onda P que solo a través del sismograma.

El proceso se inicia con una ventana de señal inicial $Wz(n)$, a la cual se le aplica un filtro pasa-banda (según la banda espectral que corresponda por estación) y como resultado una señal filtrada $x(n)$. Posteriormente, se toma de esta última una ventana de 6 segundos que solo contenga ruido, y de esta se calculan los coeficientes de predicción lineal a_i ajustando un filtro de predicción lineal (LPC) de orden 5. Como resultado se obtienen 6 coeficientes. Seguidamente, para modelar una señal Wm , el primero de los 6 coeficientes debe hacerse 0 para evitar el valor actual de la señal y saber cómo predice el modelo usando solo los valores anteriores. Para finalizar esta primera

etapa, de la diferencia entre la señal modelada Wm y la señal filtrada $x(n)$, se obtiene una señal e_j construida del error de predicción del modelo AR (Fig. 2). La segunda etapa del método consiste en construir la CF utilizando la kurtosis a partir de la señal e_j .

5. DISCUSIÓN Y RESULTADOS

Los resultados muestran el buen desempeño del método propuesto AR-K, el cual demostró ser un método robusto en términos de detección y precisión. Se identificó automáticamente la llegada de la onda P con un margen de error medio de ± 0.2 s (segundos) con el 92 % de las trazas realizadas y un 90 % con las trazas originales. Además, se obtuvo una precisión muy buena con un residuo medio mínimo de 0.02 ± 0.02 s (media y desviación estándar) con los datos originales y hasta 0.01 ± 0.02 s con los datos realzados (Tabla 1).

En segundo lugar, destaca el método AMPA con una efectividad del 81 % con los datos originales y un 84 % con los datos realzados. En tercer lugar, destaca el método T^{pd} con una efectividad del 71 % con los datos originales y un 85 % con los realzados. Los métodos de energía y kurtosis mostraron tener una menor cantidad de detecciones aceptables así como una menor precisión que el resto de métodos (residuo medio de 0.35 ± 0.34 s). El método AIC funcionó de regular a bien; la única desventaja de este método es su lentitud respecto a los demás. Se destaca, además, que el método AR-K tarda en procesar la información en menos de 3 décimas de segundo.

Finalmente, se propone AR-K como un método robusto para la identificación automática de la onda P para los sismos Volcano-Tectónicos y que sea de utilidad en la predicción de erupciones volcánicas en el sur del Perú.

Precisión (s)	Energía N %	Curtosis N %	AIC N %	AMPA N %	T^{pd} N %	AR-K N %
< 0.2	469 72%	404 62%	491 75%	553 84%	555 85%	604 92%
$\geq 0.2 < 0.4$	38 6%	49 7%	58 9%	39 6%	39 6%	18 3%
$\geq 0.4 < 0.7$	37 6%	33 5%	46 7%	28 4%	25 4%	18 3%
$\geq 0.7 < 1.0$	30 5%	23 4%	33 5%	18 3%	17 3%	6 1%
Mínima $\mu \pm \sigma$ (s)	0.1 \pm 0.15s	0.08 \pm 0.12s	0.09 \pm 0.18s	0.04 \pm 0.07s	0.5 \pm 0.1s	0.01 \pm 0.02s
Total:	574	509	628	638	636	646

μ =media, σ =desviación estándar

Tabla 1

6. REFERENCIAS

- Aki, K., 1992. State of the art in volcanic seismology. In: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K. (Eds.), Volcanic Seismology. IAVCEI Proc.

SISMICIDAD PRECURSORA DEL PROCESO PREERUPTIVO Y ERUPTIVO DEL VOLCÁN SABANCAYA (2013-2018), AREQUIPA-PERÚ

José Torres¹, Nino Puma¹, José Del Carpio¹, Orlando Macedo² y Katherine Vargas¹

¹ | Instituto Geofísico del Perú
² | Universidad Nacional de San Agustín

- Volcanol. 3, 3-10.
- Alguacil, G., Vidal, F., 2012. Medidas Instrumentales De La Intensidad Del Movimiento Del Suelo. Aplicación A Terremotos Europeos. En Homenaje A La Profesora María Dolores Romacho Romero, pp 15-32. Universidad De Almería.
- Alvarez, I., Garcia, L., Mota, S., Cortes, G., Benitez, C., de la Torre, A., 2013. An automatic P-phase picking algorithm based on adaptive multiband processing. Geosci. Remote Sens. Lett., IEEE 10, 1488–1492.
- Baillard, C., Crawford W. C., Ballu V., Hibert C., and Mangeney A., 2014. An automatic kurtosis-based P- and S-phase picker designed for local seismic networks, Bull. Seismol. Soc. Am. 104, no. 1, 394–409.
- Chen, C., and Holland A. A., 2016. PhasePApy: A Robust Pure Python Package for Automatic Identification of Seismic Phases, Seismological Research Letters, 87(6).
- Baillard, C., Crawford W. C., Ballu V., Hibert C., and Mangeney A., 2014. An automatic kurtosis-based P- and S-phase picker designed for local seismic networks, Bull. Seismol. Soc. Am. 104, no. 1, 394–409.
- Hibert, C., Mangeney A., Grandjean G., Baillard C., Rivet D., Shapiro N. M., Satriano C., Maggi A., Boisser P., Ferrazzini V., and Crawford W., 2014. Automated identification, location, and volume estimation of rockfalls at Piton de la Fournaise volcano, J. Geophys. Res. 119, no. 5, 1082–1105.
- Maeda, N., 1985. A method for reading and checking phase times in autoprocessing system of seismic wave data, Zisin 38, no. 2, 365–379.
- Panagiotakis, C., Kokinou E., and Vallianatos F., 2008. Automatic P-phase picking based on local-maxima distribution, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 46, n.º 8, 2280–2287.
- Romero, J.E., Titos, M., Bueno, A., Alvarez, I., Garcia, L., de la Torre, A., Benitez, M.C., 2016. APASVO: a free software tool for automatic P-phase picking and event detection in seismic traces. Comput. Geosci. 90, 213–220.

RESUMEN

En noviembre de 2016, el volcán Sabancaya inició un nuevo proceso eruptivo luego de 4 años de incesante sismicidad, además de otros signos de intranquilidad que denotaban el camino hacia su próxima erupción. La última actividad explosiva del Sabancaya, previa al actual proceso eruptivo, se desarrolló entre 1990 y 1998, la cual alcanzó un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 3 (Siebert et al., 2010), en una escala que va del 0 al 8. Dentro de la actividad sísmica preeruptiva más importante, destaca el registro de enjambres sísmicos observados en febrero y julio de 2013 y entre enero a diciembre de 2015; también se registraron 3 sismos asociados a explosiones freáticas ocurridas en agosto y noviembre de 2014 y agosto de 2016, respectivamente. Estos sismos (asociados a explosiones freáticas) fueron precedidos por un incremento en el número y energía de sismos tipo Híbrido y Largo Periodo (LP).

En agosto de 2016, se registró una cuarta explosión freática, y en los meses siguientes se observó un incremento en el número y energía de sismos de tipo Híbrido y LP, los cuales fueron aumentando súbitamente su energía en las semanas siguientes, observándose magnitudes de hasta 4.0 ML y 5.5 ML (2 y 6 de noviembre de 2016, respectivamente). Finalmente, el 7 de noviembre de 2016 (01:40 UTC) ocurrió la primera explosión magmática del actual proceso eruptivo, y en el transcurso de las siguientes semanas se observó la emisión de grandes volúmenes de ceniza a través de columnas eruptivas de hasta 5 km de altura sobre el cráter del volcán Sabancaya.

Descriptores: enjambre sísmico VT, sismos largo periodo, sismos híbrido y explosiones.

ABSTRACT

In November 2016, the Sabancaya volcano began a new eruptive process after 4 years of incessant seismicity, in addition to other signs of unrest that

denoted the path towards its next eruption. The last explosive activity of the Sabancaya, previous to the current eruptive process, was developed between 1990 and 1998, which reached a Volcanic Explosive Index (EVI) of 3 on a scale ranging from 0 to 8. Inside the pre-eruptive seismic activity more important highlights the record of seismic swarms, observed in February and July 2013 and between January to December 2015; There were also 3 earthquakes associated with phreatic explosions that occurred in August and November 2014 and August 2016, respectively. These earthquakes (associated with phreatic explosions) were preceded by an increase in the number and energy of Hybrid and Long Period (LP) earthquakes.

In August 2016, a fourth phreatic explosion was recorded, and in the following months an increase in the number and energy of Hybrid and LP earthquakes was observed, which were suddenly increasing their energy in the following weeks, appearing with magnitudes up to 4.0 ML and 5.5 ML (November 2 and 6, 2016). Finally, on November 7, 2016 (01:40 UTC) the first magmatic explosion of the current eruptive process occurred, in the following weeks it was observed emission of large volumes of ash, with columns of up to 5 km over the crater of the Sabancaya volcano.

Keyword: VT seismic swarm, long period earthquakes, hybrid earthquakes and explosions.

1. INTRODUCCIÓN

El estratovolcán Sabancaya (15.7867°S; 71.8560°W; con altitud de 5960 m s.n.m) está ubicado a 75 km al NO de la ciudad de Arequipa. Su última erupción ocurrió entre 1990 y 1998, alcanzo un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) de 3 (Siebert et al., 2010 [1]). Quince años después, en febrero de 2013, el volcán mostró indicios de reactivación tras generar eventos sísmicos de moderada magnitud (hasta 5.2 ML) e incremento de sus emisiones fumarólicas. Desde ese momento, la actividad se mantuvo en ascenso durante los

siguientes años. Fue en noviembre de 2016 cuando el volcán Sabancaya inició el esperado proceso eruptivo, el mismo que continúa hasta la actualidad.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) mantiene en operación una red de monitoreo continua en la zona del Sabancaya. Gracias a ella, se identificó que gran parte de la información adquirida desde 2013 corresponde a actividad sísmica generada en este ambiente volcánico, principalmente referida a sismicidad en enjambres o agrupamiento de sismos (White, 2016). La ocurrencia de estos eventos corresponde a una secuencia donde el conjunto de sismos son similares en magnitud (Wassermann, 2012). En la práctica, la diferencia entre la mayor magnitud de un evento y la segunda más grande de un enjambre es de 0.5 unidades de magnitud. Si esta diferencia es mayor se dice entonces que se trata de una secuencia *mainshock-aftershock* (Zobin, 2012).

En el volcán Sabancaya, los enjambres fueron observados durante toda la etapa preeruptiva. El desarrollo en el tiempo y en el espacio de estos ha permitido determinar el origen de su ocurrencia, los mismos que estarían asociados a procesos de ruptura en zona de debilidad o fallas y serían provocados por intrusiones magmáticas.

Estas intrusiones magmáticas generan también sismos de tipo LP e Híbridos asociados al paso o movimiento de fluidos (agua, vapor de agua, gases y magma), habiéndose demostrado, mediante el análisis, ser señales sísmicas precursoras de erupciones volcánicas.

2. METODOLOGÍA

$$E_{seismic} = 2 * \pi * r^2 * P_{earth} * C_{earth} (1/A) \int S^2 * U(t)^2 dt \dots \dots \dots \text{ecuación (a)}$$

$$\text{Log}dV = 0.71 \text{Log}\Sigma Mo - 5.32 \dots \dots \dots \text{ecuación (b)}$$

El IGP opera, desde febrero de 2013, una red de monitoreo en tiempo real que consta a la fecha de 5 estaciones sísmicas, además de una cámara de vigilancia. La información procesada y analizada para este estudio data desde el inicio de operaciones de la red telemétrica (2013).

El procesamiento de la información ha consistido en la clasificación de señales sísmicas, cálculo de energía (ecuación "a", Johnson & Aster, 2005) y localización de sismos y enjambres (Fig. 1), utilizando el algoritmo de Hypoellipse (Lahr, 1999). Los cálculos de volumen cumulativo intruido se obtuvieron desarrollando la

ecuación "b" propuesta por White (2016).

3. RESULTADOS

Este estudio propone dividir el proceso preeruptivo y eruptivo 2013–2018 del volcán Sabancaya en 3 etapas, las cuales son descritas a continuación:

Etapas I: enero de 2013–noviembre de 2014 (690 días)

El volcán Sabancaya inicia un estado de intranquilidad sísmica y fumarólica tras 15 años de inactividad.

Entre el 22 y 23 de febrero de 2013, se registra el primer enjambre de sismos (E1), localizado al NE y SE del volcán, entre 7 km y 9 km de distancia (Fig. 1, zona A), aproximadamente a 8 km de profundidad. Durante ese mismo año, entre el 16 y 17 de julio, ocurre el segundo enjambre (E2), localizado a 15 km al NO del cráter, con profundidades cercanas a los 8 km (Fig. 1, Zona B).

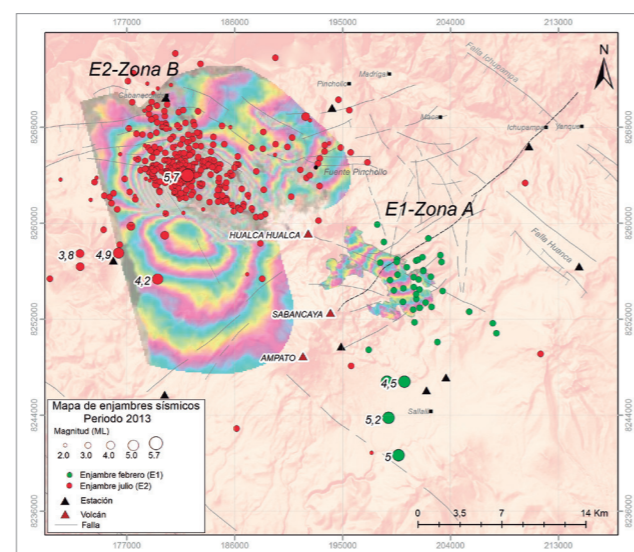


Fig. 1.- Mapa de enjambres sísmicos registrados en febrero (E1-Zona A) y julio (E2-Zona B) de 2013. Estos enjambres son concordantes con las deformaciones INSAR observadas en ambas zonas.

Hacia finales de 2013, se observó un ligero incremento de sismos de tipo LP e Híbridos, asociados a fluidos volcánicos (Fig. 3).

Así también, se realizaron medidas de temperatura en la fuente termal de Pinchollo (12 km al N del volcán) y se observó en febrero de 2013 una T=68 °C. Cinco meses después, la misma fuente registraba 83 °C (julio de 2013), información complementaria a la sísmica y cuyas condiciones mostraban el estado

de intranquilidad del volcán Sabancaya.

En 2014 no se registraron enjambres sísmicos; sin embargo, la red de vigilancia del Sabancaya detectó tres sismos asociados a explosiones freáticas (9/8/2014, 26/8/2014 y 11/11/2014), con energías de 9083 MJ, 1151 MJ y 431 MJ. Sus formas de onda sísmica se asemejan a las explosiones freáticas ocurridas en el último proceso eruptivo del volcán Ubinas (2013-2017). También se observó en superficie lapilli acricional (Macedo et al., 2013). En esta etapa, probablemente, el volumen de magma intruido generó la perturbación del sistema hidrotermal (acumulación de presiones de fluidos intersticiales), originando, como consecuencia, las explosiones freáticas y sismos distales VT (despresurización del sistema hidrotermal). Actualmente, es posible estimar el volumen de magma en proceso de intrusión utilizando la ecuación "b" (White, 2016). En este caso, se ha calculado un volumen aproximado de 23 Mm³, el cual habría ocasionado la intensa actividad sísmica (sismos asociados a explosiones freáticas y sismicidad distal).

Es preciso mencionar que dos meses antes del registro de las dos primeras explosiones, la actividad sísmica de tipo LP e Híbrido presentó valores elevados (1295 LP/mes y 662 Híbridos/mes). La fuente que se le atribuye a estos tipos de sismos es el movimiento de fluidos (agua, vapor de agua, gases y magma) en el interior del volcán, demostrado mediante el análisis de señales sísmicas registradas en el proceso eruptivo del volcán Ubinas entre 2013 y 2017 (Del Carpio et al., 2016).

Etapas II: diciembre de 2014–agosto de 2016 (630 días)

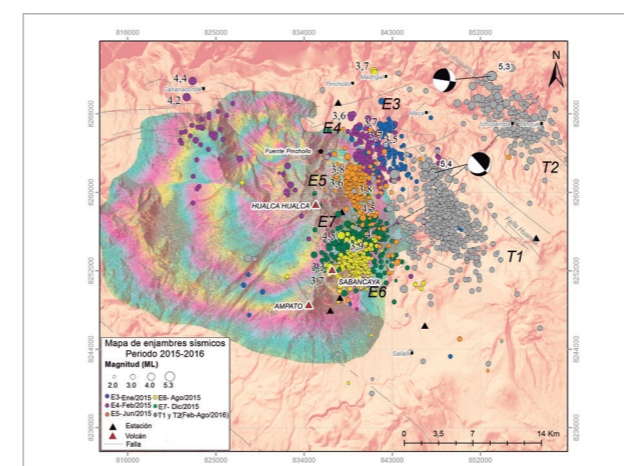


Fig. 2.- Mapa de enjambres sísmicos denominados E3, E4, E5, E6 y E7. En color gris se muestra la sismicidad VT "mainshock-aftershock," con su mecanismo focal de tipo normal. En concordancia con los enjambres, se observa una imagen de deformación INSAR (enero de 2018).

Un mayor número de enjambres se desarrollaron en este periodo. Los agrupamientos de sismos migraron con dirección hacia el volcán. Inicialmente, estos fueron localizados a 16 km al noreste del cráter, pero en los meses de agosto de 2015 y diciembre de 2016 los enjambres ya se desarrollaban sobre el Sabancaya (Fig. 2).

Entre enero y agosto de 2015 se registraron cinco enjambres (E3, E4, E5, E6 y E7), todos localizados en dirección NE del volcán, aunque a diferentes distancias con respecto del cráter. E3 se observó en enero y estuvo localizado a 16 km; E4 se generó a 13 km y estuvo activo durante febrero; en junio, se registró E5, ubicado a 10 km; finalmente, E6 y E7 mostraron actividad entre agosto y diciembre en un radio menor a 7 km del volcán.

Los sismos LP e Híbridos mantuvieron mayor actividad durante el periodo de activación de los cinco enjambres. En promedio, se registraron 1883 LP/mes y 129 HIB/mes.

Asimismo, en 2016, se registraron dos agrupamientos de sismicidad VT de características *mainshock-aftershock* (T1 y T2). En febrero, se registró T1 y, en agosto, T2, localizados a 16 km y 25 km en dirección NE del cráter, respectivamente.

La ocurrencia de T1 y T2 se habría originado tras la reactivación de fallas preexistentes que generaron terremotos de magnitud 5.4 ML el 20 de febrero y de 5.3 ML el 15 de agosto de 2016. Los mecanismos focales calculados indican fallamiento de tipo normal con transcurrancia, y son concordantes con las fallas de Ichupampa y Huanca. En abril de ese mismo año, luego del terremoto de 5.4 ML (T1), se observaron nuevos agrietamientos con fumarolas en los flancos N y NE del volcán, los cuales ocurrieron en un radio menor a 1 km del cráter. Posterior a la ocurrencia del T2, se registró una cuarta explosión freática de baja energía (4 MJ, agosto de 2016).

En esta etapa ocurre, probablemente, una segunda e importante intrusión magmática de 19 Mm³ de volumen de magma, la cual habría perturbado nuevamente el sistema hidrotermal y generado una mayor acumulación de presión de fluidos (vapor y gases), provocando los enjambres sísmicos y reactivando fallas lejanas al volcán.

Etapas III: septiembre de 2016–febrero de 2018 (540 días)

Entre septiembre y octubre de 2018, el incremento de sismos asociados a fluidos fue notable, presentando

promedios mensuales de 350 HIB/mes y 998 LP/mes. La energía generada de los sismos de tipo LP fue superior a los registros observados en la Etapa I y II; asimismo, los sismos de tipo Híbrido fueron registrados hasta con magnitudes de 5.5 ML y 4.0 ML (2 y 6 de noviembre de 2016). En estas condiciones, el 7 de noviembre de 2016 (01:40 UTC), ocurre la primera explosión magmática del actual proceso eruptivo. Este evento generó un sismo de 3.4 ML bajo el volcán

y es considerado el comienzo de la fase explosiva y de la expulsión de grandes volúmenes de ceniza. Entre diciembre de 2016 y febrero de 2018, se ha registrado intensa actividad explosiva, observándose un pico máximo de 110 explosiones diarias el 18 de enero de 2017. Desde el inicio de la erupción, el promedio de explosiones ha disminuido de 67 a 25 explosiones por día. Finalmente, en noviembre de 2016 y abril de 2017 se presentaron dos últimos enjambres (E8 y E9).

estuvo relacionada a la ocurrencia de estos enjambres, debido al incremento de la presión interna por la presencia de cuerpos de magma en ascenso.

Por último, la etapa III se inicia dos meses antes de la explosión del 7 noviembre de 2016. Se registró un incremento sustancial tanto en el número como energía de Híbridos y LP, relacionados a fluidos volcánicos. Esta característica hace a este tipo de sismos precursores de erupciones volcánicas. Un total de 16 744 explosiones se han registrado hasta el momento.

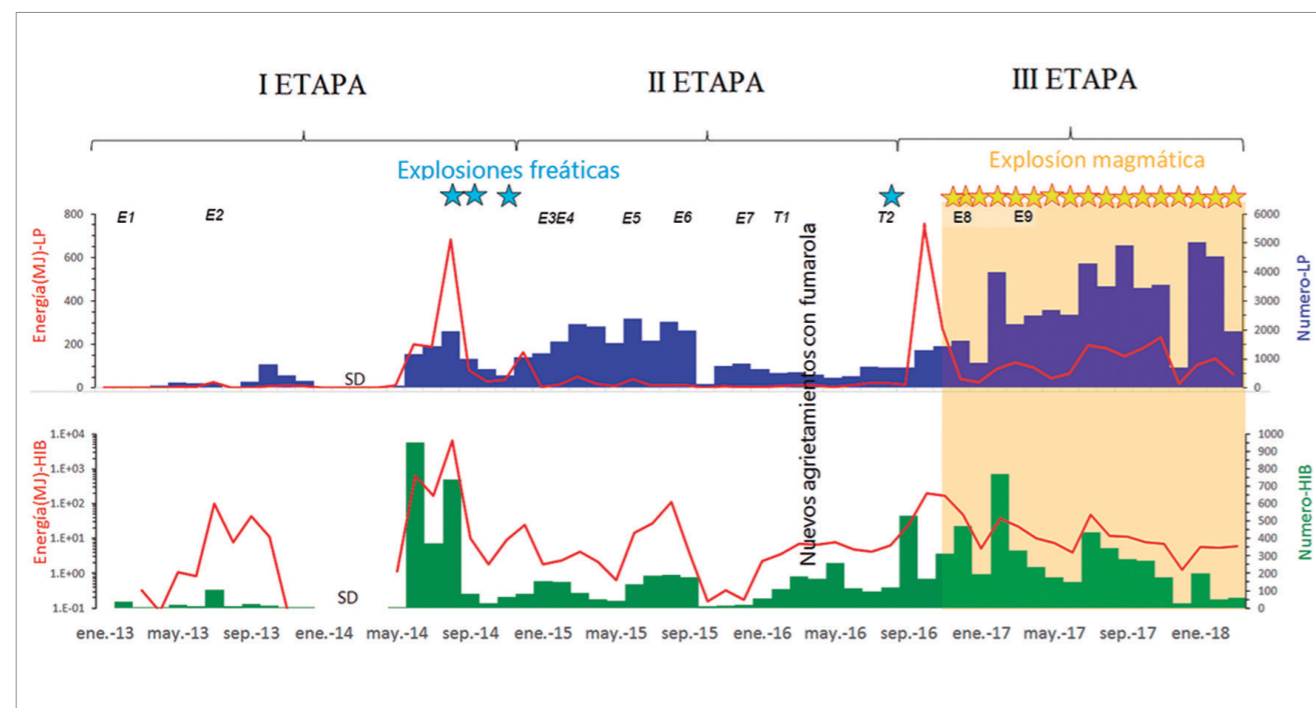


Fig. 3.- Estadística mensual entre el periodo febrero de 2013 a febrero de 2018. Las barras representan a los sismos de tipo LP (azul) e Híbrido (verde). La línea roja es la energía acumulada mensual y las estrellas son las explosiones. Los enjambres se denotan con las letras E1 a E9; T1 y T2 son sismos VT de tipo "mainshock-aftershock".

4. CONCLUSIONES

El volcán Sabancaya inició su actividad eruptiva en noviembre de 2016, precedida por una importante actividad sísmica precursora relacionada a la ocurrencia de importantes enjambres sísmicos (Etapa I y II). Probablemente, pulsos de material magmático en ascenso (registro de sismos Híbridos y Largo Periodo) fueron abriéndose paso hacia la superficie, generando el incremento de la presión interna y disparando la actividad sísmica en enjambre sobre zonas de debilidad o fallas.

Durante la Etapa I se registraron los enjambres E1 y E2, localizados a 9 km y 15 km del cráter, respectivamente. Ambos eventos mostraron concordancia con anomalías de deformación InSAR adquiridas entre enero de 2012–mayo de 2013 y mayo–julio de 2013. En esta etapa, sobre la zona A, ocurrió una subsidencia máxima de 6 cm, la cual corresponde al enjambre sísmico del 22-23 febrero

(6 km hacia el NE del cráter). En el caso del enjambre de julio de 2013, este generó, sobre la zona B, subsidencia e inflación de 16 cm. Esta característica de deformación del terreno estaría relacionada con el ascenso de volúmenes de magma que, en el proceso, posiblemente provocaron el incremento de presión interna en el sistema volcánico. De esta manera, se sustentaría la ocurrencia de los enjambres.

En la Etapa II se desarrollaron los enjambres E3, E4, E5, E6 y E7, registrados entre enero y diciembre de 2015 y distribuidos en direcciones NE y NO. Durante esta etapa, se observó la migración de grupos de sismicidad (enjambres) desde zonas distales (16 km [E3] hasta las proximidades del volcán [E6 y E7]). En este periodo, se determinó una amplia zona de deformación (inflación), probablemente ocasionada por una gran intrusión magmática. Incluso, existió reactivación de fallas preexistentes.

La actividad asociada al movimiento de fluidos volcánicos, es decir, sismos de tipo Híbrido y LP,

5. REFERENCIAS

- L. Siebert, T. Simkin, and P. Kimberly, 2010. Volcanoes of the world. Third edition. Smithsonian Institution, University of California Press.
- R. White and W. McCausland, 2016. Volcanotectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 309 (2016) 139–155. Published by Elsevier B.V.
- V. Zobin, 2012. General Properties of Volcano-Tectonic Earthquake Swarms. Introduction to Volcanic Seismology. Second edition, pp. 144-160. Elsevier, 482 p.
- J. B. Johnson and R. C. Aster, 2005. Relative partitioning of acoustic and seismic energy during strombolian eruptions JVGR, 148, 334-354.
- J. Lahr, 1999. Hypoellipse user guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23, On-Line Edition.
- O. Macedo, J. Del Carpio, R. Centeno, R. Machaca, D. Portugal, O. Huanco y R. Chijcheapaza, 2013. Características sísmicas de la actividad explosiva del volcán ubinas ocurrida en septiembre 2013, Congreso Peruano de Geología, Perú.
- J. Del Carpio, O. Macedo, N. Puma, R. Centeno, J. Torres y J. Cruz, 2016. Características de la actividad sísmica en el proceso eruptivo 2013 -2015 del volcán Ubina, Congreso Peruano de Geología, Perú.

POSIBLES INTRUSIONES MAGMÁTICAS OBSERVADAS EN EL VOLCÁN TICSANI DESDE 2014

John Cruz¹, Orlando Macedo²

¹ Instituto Geofísico del Perú
² Universidad Nacional de San Agustín

RESUMEN

El presente trabajo de investigación explica la intranquilidad sísmica registrada por la red de monitoreo temporal y telemétrica en el volcán Ticsani entre mayo de 2014 y marzo de 2018. Durante ese periodo, en el volcán Ticsani y alrededores, se han registrado sismos superficiales generados por la activación de fallas locales, como la denominada F2, entre otras no descritas anteriormente. Se han observado 76 enjambres sísmicos que alcanzaron duraciones de más de 24 horas, contabilizando miles de sismos de tipo fractura. La sismicidad de tipo Híbrido registrada se encuentra localizada muy próxima al Ticsani y, probablemente, estaría estrechamente asociada a aportes magmáticos no manifestados en superficie. Otro indicio de consideración es la aparición de focos sísmicos y migración de sismicidad en zonas proximales y distales al volcán. Este estudio propone que las señales de intranquilidad volcánica están estrechamente relacionadas a importantes aportes magmáticos que han generado sobrepresurización del sistema volcánico, provocando la activación de sistemas de fallas locales y sismicidad proximal y distal en forma de enjambre. Estos indicios indicarían que el volcán Ticsani se encuentra camino hacia el inicio de un proceso eruptivo.

Palabras clave: enjambre, intrusión, proceso eruptivo.

ABSTRACT

The present work of investigation shows signs of restlessness registered by the temporary and telemetric network of the Ticsani volcano during May 2014 to March 2018. Shallow earthquakes have been recorded under Ticsani volcano affecting nearby faults such as F2 among others previously not described. 76 seismic swarms that lasted up to 24 hours and that harbored thousands of fracture earthquakes have been observed. The registered Hybrid seismicity is located very close to the Ticsani and probably would be closely associated to magmatic contributions not manifested on the surface. Another important consideration is the occurrence of seismic foci and migration of seismicity

in proximal and distal areas. This study proposes that the signs of unrest are closely related to important magmatic contributions that have generated system over pressurization affecting nearby faults, causing proximal and distal earthquakes swarms. These signs could mean that Ticsani goes toward the beginning of an eruptive process.

Key words: swarm, intrusion, eruptive processes

1. INTRODUCCIÓN

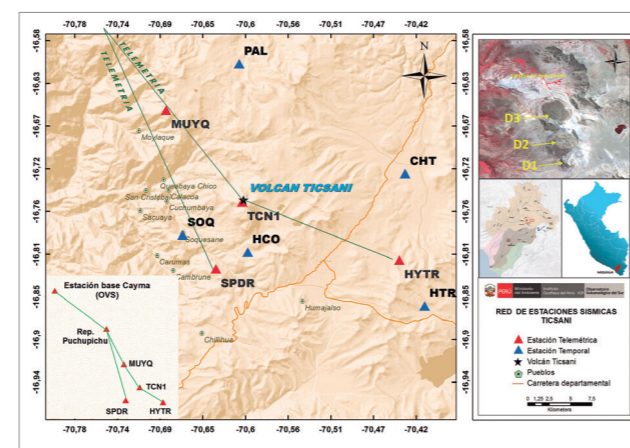


Fig. 1.- Red Ticsani: se observan los domos D1, D2 y D3 (recuadro de la esquina superior derecha). El recuadro de la esquina inferior izquierda muestra el enlace de telemetría.

El estratovolcán Ticsani es un volcán activo (16°45'3"S, 70°36'1"O 5408 m s.n.m.) que se encuentra situado a 60 km al noreste de la ciudad de Moquegua. Su más reciente erupción ocurrió hace menos de 400 años (Siebert et al., 2010), con un IEV de entre 2 y 3. La región del volcán Ticsani ha presentado en las últimas décadas una actividad sísmica importante asociada principalmente a la tectónica local (Aguilar et al., 2001; Tavera, 2006). Ante esta remarcable actividad, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) decidió iniciar un monitoreo continuo sobre este volcán desde mayo de 2014, primeramente, mediante una red temporal, y después, a través de una red telemétrica de última generación constituida por cuatro estaciones (TCN1, SPDR, MUYQ y HYTR) (Fig. 1).

2. SEÑALES DE INTRANQUILIDAD OBSERVADAS EN LOS ÚLTIMOS AÑOS EN EL VOLCÁN TICSANI

Actividad sísmica bajo el volcán Ticsani y activación de la falla F2

Los volcanes usualmente se encuentran ubicados a lo largo de una falla tectónica o en la intersección de las mismas (Zobin, 2012). En el caso del volcán Ticsani, este se encuentra sobre una falla de orientación norte-sur descrita por Lavallée et al., (2009). Solo entre mayo y agosto de 2014, se identificaron alrededor de 2000 sismos asociados a fractura de rocas (Volcano-Tectónicos - VT), de los cuales 334 fueron localizados. La sismicidad observada se ubica sobre un área más restringida, bajo la zona que ocupa el edificio volcánico y, en particular, cruzando los tres domos (domos D1, D2 y D3), tal como se observa en la Fig. 3. Esta sismicidad, que en el perfil presenta una marcada linealidad, se ubica coincidentemente con la falla F2. En la Fig. 2, se ha trazado el perfil B-B', de manera que resulte perpendicular a la falla F2. Allí se puede observar que la sismicidad se encuentra alineada siguiendo un buzamiento de 70° al oeste (Fig. 2).

El cálculo de mecanismos focales para sismos situados próximos al domo D3 es equivalente a fallamientos esencialmente de tipo normal con planos orientados en dirección norte-sur. En la Fig. 3 se han planteado los sismos cuyo mecanismo focal ha sido calculado junto con el mapa estructural de Lavallée et al., (2009), notando que los sismos se observan próximos a la falla F2. Una apreciación más es que en la vista de perfil (Fig. 2) estos sismos son parte de la sismicidad que se encuentra alineada con un buzamiento próximo a los 70°.

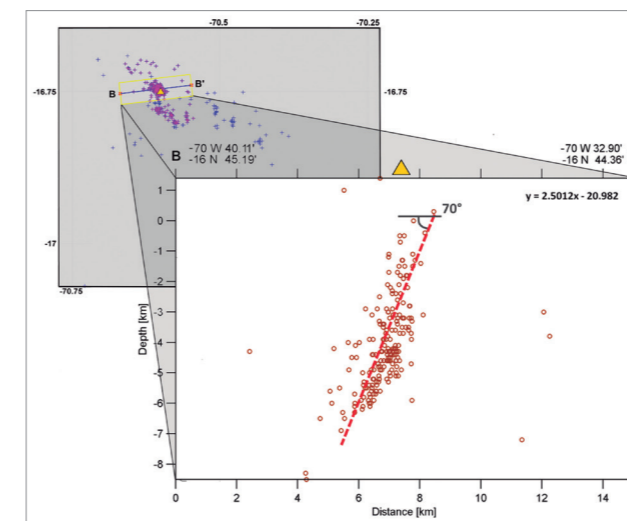


Fig. 2.- Perfil B-B' realizado sobre el domo 3 (domo reciente). Se observa un ángulo próximo a 70° grados entre la horizontal y la línea de tendencia (línea discontinua roja).

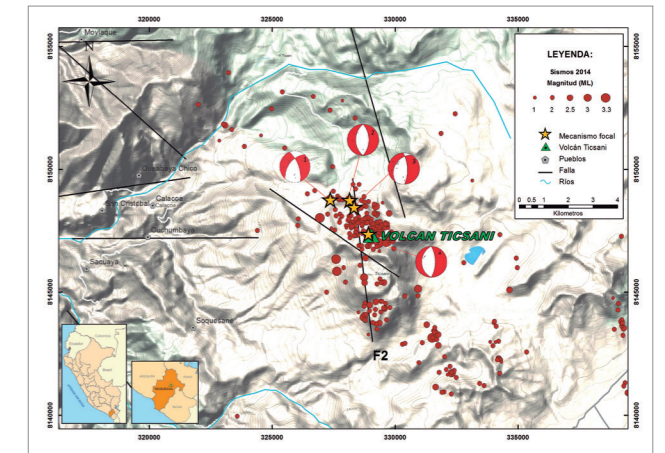


Fig. 3.- Mapa sísmico y mecanismos focales de los principales sismos. Se observa también las fallas determinadas por Lavallée et al., (2009), donde destaca la falla F2.

Enjambres sísmicos con más de 24 horas de duración

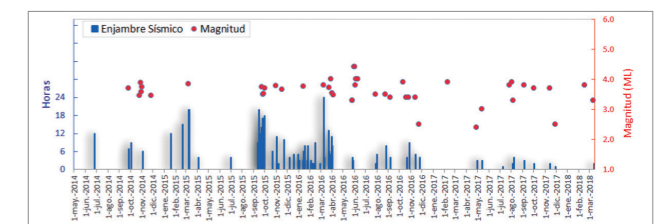


Fig. 4.- Distribución de enjambres sísmicos en el tiempo y magnitud de sismos principales durante mayo de 2014 y marzo de 2018.

El agrupamiento de sismos en espacio y tiempo indica que la interacción entre sismos puede proporcionar información valiosa acerca de la fuente que los origina. Una manifestación de un agrupamiento de sismos es la ocurrencia de enjambres sísmicos caracterizados por el incremento de la tasa de sismicidad sin un sismo principal denominado *mainshock* (Mogi, 1963). Los enjambres sísmicos denotan la influencia de fluidos magmáticos en las proximidades a fallas tectónicas preestablecidas, y pueden ser indicios precusores de procesos eruptivos (White & McCausland, 2016). Una importante característica de la actividad sísmica en el volcán Ticsani es la ocurrencia de enjambres sísmicos (Fig. 5), siendo estos probablemente un importante indicio de la componente magmática.

Desde el inicio del monitoreo sísmico en 2014, se ha observado este tipo de secuencia sísmica. Hasta marzo de 2018, se han registrado alrededor de 76 enjambres sísmicos albergando miles de sismos de fractura. Con respecto a su duración, esta es variable; sin embargo, se han observado enjambres que llegaron fácilmente hasta las 24 horas de duración (Fig. 4). Uno de los días de mayor incidencia de sismos en enjambre fue el 30 de marzo de 2016

con más de 1200 sismos en enjambre. Los análisis de las secuencias de sismos registrados en la zona del volcán Ticsani en 1999, 2005, 2014 y 2015 han permitido establecer que la sismicidad en forma de enjambre se observa desde 2005.

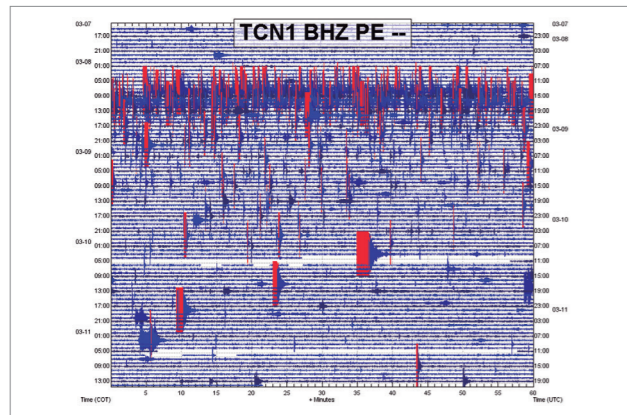


Fig. 5.- Sismograma de la estación sísmica TCN1 que muestra la importante actividad sísmica VT Proximal en forma de enjambre registrada en la zona del volcán Ticsani los días 8 y 9 de marzo de 2016.

Sismicidad de tipo Híbrido con muy bajas frecuencias

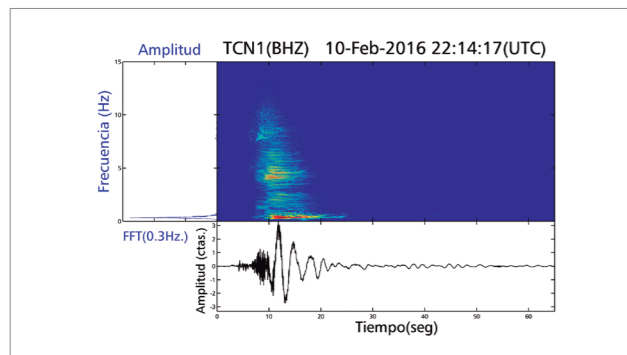


Fig. 6.- Ejemplo de sismo tipo Híbrido registrado en el volcán Ticsani. Se observan frecuencias de 0.3 Hz y 8 Hz. Se muestra su forma de onda (abajo), espectrograma (derecha) y espectro de frecuencias (izquierda).

Los sismos Híbridos son denominados así debido a que en su contenido espectral presentan casi de manera simultánea altas y bajas frecuencias (Fig. 6). Se ha observado que estos están asociados a movimientos magmáticos (Buurman & West, 2013). Los equipos de banda ancha de la red Ticsani han permitido la identificación de eventos de tipo Híbrido (Fig. 6). La mayor ocurrencia de estos eventos se observó entre noviembre de 2015 y julio de 2016, coincidente con el incremento de sismos de fractura y enjambres observados en este periodo (Fig. 7-A y B). Los eventos Híbridos del Ticsani, a diferencia de los otros volcanes (Ubinas y Sabancaya), muestran frecuencias muy bajas que se encuentran por debajo de 1 Hz. Algunos de estos sismos han sido

registrados por las redes geofísicas de los volcanes Misti y Sabancaya, ubicados a más de 150 km de distancia.

Un claro ejemplo de los Híbridos es el evento registrado el 10 de febrero de 2016 a las 22:14 UTC, tal como se observa en la Fig. 6, evento que alcanzó una magnitud de 3.2 ML. Análisis realizados en este estudio han determinado los parámetros hipocentrales para algunos sismos de esta naturaleza. En efecto, los eventos se encuentran localizados muy próximos al volcán Ticsani dentro de los focos de sismicidad proximal con profundidades de hasta 8 km respecto al cráter.

Los sismos Híbridos, por lo general, se han observado en niveles muy superficiales en escenarios muy próximos a una explosión, como es el caso de los volcanes Ubinas y Sabancaya; sin embargo, para el caso del volcán Ticsani, estos eventos se encuentran a un nivel mucho más profundo.

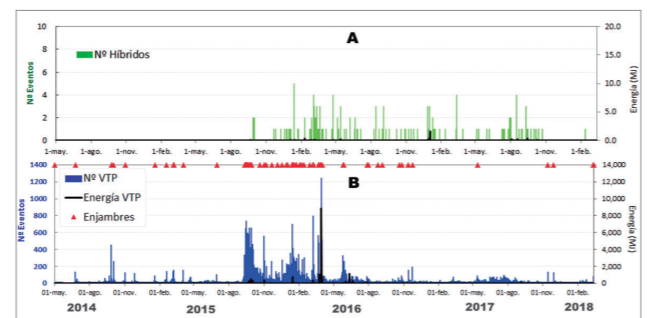


Fig. 7.- A: Histograma de eventos Híbridos registrados. B: Sismicidad VTP y enjambres sísmicos (triángulos rojos). Datos registrados entre mayo de 2014 y marzo de 2018.

Intrusiones de magma

A partir de las altas tasas de sismicidad observadas anteriormente, se ha estimado el momento sísmico acumulativo de los sismos de fractura proximales (VTP) y Distales (VTD) para la zona del volcán Ticsani, habiéndose obtenido un valor de $6.87E+16$ Nm, lo cual equivale a una magnitud acumulada de 5.2 ML. Recientes investigaciones muestran que los enjambres de sismos VT preceden a las intrusiones magmáticas en volcanes que no presentaron erupciones por décadas, y que este tipo de actividad precursora ocurre días hasta años antes de una erupción (White & McCausland, 2016). Asimismo, dichos autores muestran que el volumen de magma intruido puede ser estimado de manera sencilla a partir del momento sísmico acumulativo ($Log_{10}Moment=16.1 + (3/2) Magnitud$ de Hanks de Kanamori [1978]) de los sismos VT mediante la expresión: $Log_{10}V=0.71 Log_{10}Moment-5.32$. Aplicando la expresión anterior y el momento sísmico acumulativo de la zona del

volcán Ticsani, se obtiene un volumen de magma intruido de $4.322,000$ m³ entre mayo de 2014 y marzo de 2018.

Aparición de nuevos focos sísmicos y migración de la sismicidad

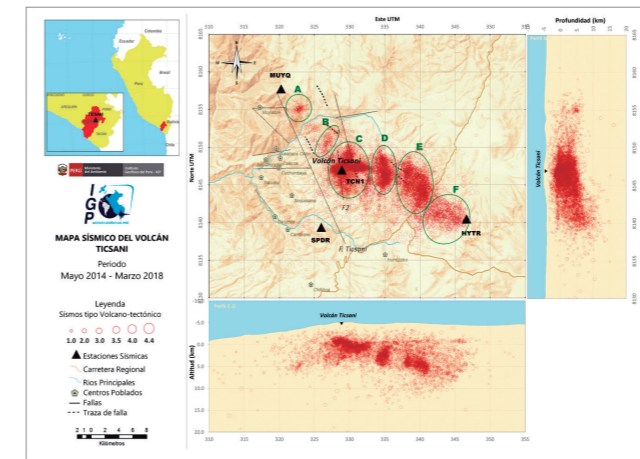


Fig. 8.- Distribución en superficie y profundidad de sismos VTP y VTD registrados en la región del volcán Ticsani, periodo mayo de 2014-marzo de 2018. Se observan seis agrupamientos de sismos (A, B, C, D, E y F).

Durante el monitoreo ininterrumpido realizado de la actividad del Ticsani, se ha observado cómo la sismicidad ha migrado en el espacio (Fig. 8) y tiempo (Fig. 7-B). La migración sísmica ha sido observada en un radio de 20 km respecto al volcán, destacando que en esta región el modo de ocurrencia se dio en la mayoría de ocasiones en forma de enjambre sísmico. El mapa de distribución de la sismicidad VT presenta seis agrupamientos importantes, graficados dentro de circunferencias verdes representadas por una letra de izquierda a derecha (Fig. 8): el agrupamiento A se concentra a 9 km al NO del Ticsani, próximo a la estación MUYQ (3 km); el agrupamiento B se encuentra a 3.5 km también al NO de este macizo. Cabe señalar que este agrupamiento se encuentra sobre el lóbulo de subsidencia registrado entre 2004 y 2006 (Jay et al., 2013; Gonzales, 2006). El agrupamiento C se encuentra próximo al volcán, pero muestra la particularidad de que la sismicidad conforma lineamientos con direcciones N-S y E-O. Es preciso señalar que el lineamiento N-S es coincidente con la falla F2. El cuarto agrupamiento D se ubica hacia el lado este del Ticsani, a 6 km, y también conforma un lineamiento de dirección N-S no descrito geológicamente. Finalmente, los focos sísmicos E y F se encuentran en el sector ESE y presentan sismicidad dispersa. También es importante destacar que los sismos registrados en estos agrupamientos se encuentran en la zona donde se registró una amplia subsidencia elíptica (Gonzales, 2006). También, en

los perfiles E-O y N-S (Fig. 8), se puede observar que los sismos alcanzan profundidades de hasta 25 km respecto a la superficie.

3. DISCUSIÓN

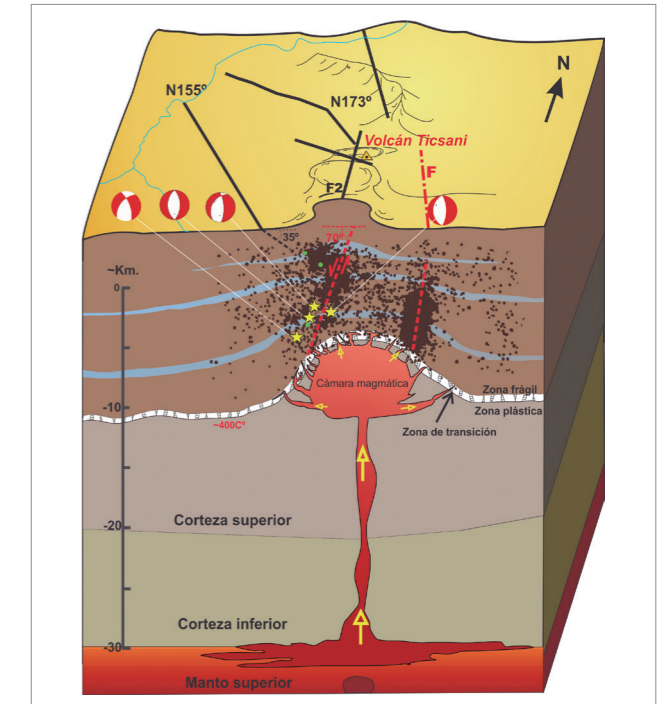


Fig. 9.- Esquema a partir de Fournier (1999), el cual explica la generación de los sismos de fractura debido a intrusiones de magma y a la presión de fluidos volcánicos. Los círculos en verde representan los sismos Híbridos.

Se ha realizado un esquema (Fig. 9) con base al modelo general de Fournier (1999) para explicar de manera sucinta la aparente dinámica interna del volcán Ticsani, integrando los signos de intranquilidad observados en los últimos años. Los sismos de tipo Híbrido registrados, en especial sus bajas frecuencias, constituyen indicios del ascenso de magma y su ingreso a una probable cámara magmática. El magma en ascenso genera incremento de temperatura y de presión en el entorno. White y McCausland (2016) estiman que los fluidos del sistema hidrotermal pueden transmitir la presión hasta decenas de kilómetros. Es muy probable que, mientras el magma intruye, se sobrepresuricen los acuíferos y, por tanto, aumente el lubricante en la fallas aledañas locales generando sismicidad bajo el macizo volcánico. Una falla afectada es la F2 descrita por Lavallée et al., (2009) y otras probables fallas como F no documentadas. Cada pulso de intrusión de magma transmite presión a través de acuíferos que también intersecan fallas tectónicas preestablecidas a varios kilómetros de distancia favoreciendo la aparición de focos de sismos VT distales en forma de enjambre sísmico. Los indicios

de intranquilidad analizados están estrechamente relacionados a intrusiones de magma que no han logrado alcanzar la superficie. Esto significa que los conductos internos que llegan hasta la zona del cráter continúan presentando un fuerte taponamiento. Por otro lado, este estudio considera que se debe tener en cuenta los importantes esfuerzos tectónicos que afectan permanentemente a esta parte de los Andes.

4. CONCLUSIONES

Análisis sísmicos demuestran que, en 2014, la actividad se localizaba bajo el domo reciente D3 del volcán Ticsani y que estaba asociada a una falla activa "F2". Los esfuerzos que intervinieron aquella ocasión fueron de tipo extensivo con una orientación de falla norte-sur.

Se ha observado que el modo de ocurrencia del gran número de sismos VT es de tipo de enjambre sísmico. Esta importante actividad es un indicio característico de que la actividad observada presenta una componente magmática, además de los esfuerzos tectónicos de la cordillera altoandina. Este tipo de ocurrencia de sismos se viene observando desde 2005 hasta la actualidad.

Se detectaron señales de tipo Híbrido asociadas al movimiento de magma. Estos eventos de ocurrencia esporádica, generados próximos al Ticsani a una profundidad cercana a los 8 km del cráter, fueron detectados a grandes distancias incluso por la red de vigilancia geofísica del volcán Sabancaya.

Se ha observado la aparición de focos sísmicos y su migración en el espacio y tiempo. Los eventos sísmicos que constituyen estos focos de sismicidad alcanzaron magnitudes de hasta 4.4 ML, y se distribuyen con profundidades que alcanzan los 20 km respecto a la superficie. Otra observación importante es que los agrupamientos sísmicos siguen un lineamiento acorde con el sistema regional de fallamiento.

Según los sucesos y la documentación de casos similares, probablemente la intranquilidad sísmica registrada en el volcán Ticsani está relacionada a intrusiones de magma. Los enjambres de sismos VT Proximales y Distantes ocurren por la sobrepresurización del sistema a causa de aportes de magma evidenciados por los sismos tipo Híbrido.

5. REFERENCIAS

- Aguilar, V., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H., &

Kosaka, R. (2001). Análisis y evaluación del sismo de Calacoa (Omate - Moquegua) del 6 de Mayo de 1999 (MW=4.0). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú v. 91 (2001) p.69-80.

- Buurman, H., and M. E. West (2013), Magma fracture and hybrid earthquakes in the conduit of Augustine Volcano, Geophys. Res. Lett., 40, 6038–6042, doi:10.1002/2013GL057864.
- Fournier, R. (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into Brittle rock in the Magmatic-Epithermal environment. Bulletin of the society of economic Geologists, p. 1205-1208.
- Gonzales, K., Froger, J., Rivera, M., & Audin, L. (2006). Deformación co-sísmica producida por el sismo Mb=5.4 del 01 de Octubre de 2005 (Carumas-Moquegua), detectada por interferometría radar - InSAR. In XIII Congreso peruano de Geología. Vol. 2005, pp. 488-489.
- Hanks, T.C., Kanamori, H., 1978. Moment Magnitude Scale No. 12 Transactions — American Geophysical Union Vol. 59. Amer Geophysical Union, 2000 Florida Ave NW, Washington, DC 20009, p. 1128.
- Jay, J., Pritchard, M., Aron, F., Delgado, F., Macedo, O., & Aguilar, V. (2013). Volcano-tectonic interactions at Sabancaya and other Peruvian volcanoes revealed by InSAR and seismicity. American Geophysical Union, Fall Meeting Abstracts V51E-2735.
- Lavallée, Y., De Silva, S., Salas, G., & Byrnes, J. (2009). Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research 186 (2009) 253–264.
- Mogi, K. (1963). Some discussions on aftershocks, foreshocks, and earth-quake swarms: the fracture of a semi finite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena. Bull. Earthq. Res.Inst., 41, 615–658.
- Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2010). Volcanoes of the world. Third edition. Smithsonian Institution, University of California Press, Berkeley.
- avera, H. (2006). Características sismotectónicas de la crisis sísmica de octubre de 2005 en la región del volcán Ticsani (Moquegua). Instituto Geofísico del Perú, Lima.
- White R., & McCausland W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research 309 (2016) 139–155. Published by Elsevier B.V.
- Zobin, V. (2012). General Properties of Volcano-Tectonic Earthquake Swarms. Introduction to Volcanic Seismology. Second edition, pp. 144-160. Elsevier, 482 p.

IMPACTOS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA (1600 D. C.) EN EL SUR DEL PERÚ

Luisa Macedo¹, James Apaéstegui¹, José Torres¹, Jean Claude Thouret², Anthony Finizola⁴, Saida Japura³, Kevin Cueva⁵

¹ Instituto Geofísico del Perú
² Institut de Recherche pour le Développement IRD – Francia
³ Universidad Nacional del Altiplano Puno – Perú
⁴ Université de la Réunion – Francia
⁵ Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico

ABSTRACT

The historical largest eruption in Latin America occurred at Huaynaputina volcano between 19 February and early March 1600. This event caused the deaths of approximately 1,500 people, buried more than ten villages located within 20 km around the vent and disrupted the early Colonial economy in Peru, northern Chile and western Bolivia. With the aim to unravel the variety of impacts of such a large-scale volcanic eruption (VEI 6), the Volcano Observatory of INGEMMET together with other Peruvian and international Institutions initiated the "Huayruro" project (funded by CienciaActiva - Fondecyt), and gathered Peruvian and foreign researchers interested in studies of large scale eruptions at historically active volcanoes. This project is being carried out by a multidisciplinary group encompassing geologists, geophysicists, climate experts, archaeologists and educators at different stages of the project development.

Palabras clave: volcán Huaynaputina, erupción pliniana, riesgo volcánico, impacto.

Key words: Huaynaputina volcano, plinian eruption, volcanic hazard, risk, impact

1. INTRODUCCIÓN

El volcán Huaynaputina (4850 m s.n.m.) se encuentra ubicado en la provincia de Omate, al extremo norte de la región de Moquegua. Es uno de los 16 volcanes considerados como activos y potencialmente activos del Perú, todos ellos localizados en la Zona Volcánica Central (ZVC) de la cordillera Occidental de los Andes. La cima, con coordenadas 8162195N, 302187E (UTM – WGS 84 - Zona 19 Sur), se eleva a 2300 m sobre el cauce del río Tambo.

La mayor erupción volcánica del último milenio en el hemisferio sur ocurrió en el volcán Huaynaputina entre el 19 de febrero y alrededor del 6 de marzo

de año 1600 d. C. Esta erupción alcanzó un Índice de Explosividad Volcánica de 6 (IEV 6, en una escala que va de 0 a 8) y ocasionó la muerte de aproximadamente 1500 personas, sepultando más de 10 poblados localizados a menos de 20 km alrededor del volcán (Navarro, 1994; Thouret et al., 1999, 2002; Jara et al., 2000). Varios relatos históricos y dibujos, como los del cronista Guamán Poma de Ayala (1613), muestran cuán importante fue la erupción del volcán Huaynaputina aún vista desde la ciudad de Arequipa, emplazada a 75 km de distancia.

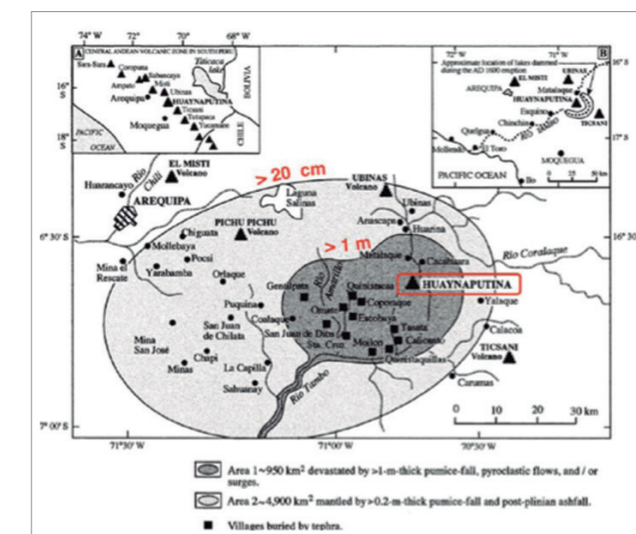


Fig. 1.- Se muestra en la parte superior izquierda de la figura la distribución de los principales volcanes activos del Perú. Al otro extremo, se precisan las ciudades y caminos empleados en la economía virreynal. La figura principal (abajo) grafica la dispersión de los depósitos piroclásticos asociados a la erupción del volcán Huaynaputina. Nótese que los colores indican el espesor de los depósitos encontrados, variando entre espesores de > 1 m (gris oscuro) y > 20 cm (gris claro). Adicionalmente, se observan puntos y cuadrados que referencian las principales ciudades sepultadas y/o afectadas por la erupción. (modificado de Thouret et al., 2002).

Este proyecto busca entender las consecuencias de esta gran erupción en las poblaciones próximas al volcán, en su infraestructura, actividades económicas regionales e interregionales y el impacto climático que generó esta erupción en la región y a nivel mundial.

Se ha congregado la colaboración de diversas instituciones nacionales e internacionales, conformando así un equipo multidisciplinario que trabaja de la mano con autoridades y población local y regional.

2. OBJETIVOS Y ESTRATEGIAS DE INVESTIGACIÓN

Este proyecto tiene como objetivo el conocimiento del impacto ambiental, social y cultural de la erupción del Huaynaputina (1600 d. C.) sobre los poblados que existieron alrededor del volcán. Para desarrollar esta investigación, es necesario trabajar en varias áreas y disciplinas que se enumeran a continuación:

2.1. Identificación de los poblados sepultados, probablemente entre 10 y 17 según información preliminar. Este dato se precisará en cuanto avance el referido proyecto.

2.2. Recopilación y procesamiento de la información histórica, así como de las publicaciones modernas.

2.3. Geofísica de subsuperficie mediante georadar, magnetometría y cámara térmica, ya que las viviendas de aquella época se construían con roca, cuya densidad contrasta con la de las piedras pómez que las sepultaron; por tanto, es fácil detectarlas mediante estos métodos. Los estudios geofísicos ayudarán a localizar y cuantificar la extensión de los pueblos, el contenido estructural (construcciones, muros, suelos agrícolas, etc.) y los diversos aspectos de impactos físicos y mecánicos.

2.4. Tefroestratigrafía: el estudio detallado de los depósitos piroclásticos que cubrió a los pueblos sepultados permitirá cuantificar el impacto de la erupción. Eso incluye la extensión, el volumen de los depósitos (en particular la caída pliniana), las características físicas y texturales de las pómez, etc. La finalidad es modelar la dispersión de la caída y entender la dinámica de la erupción pliniana.

2.5. Arqueología: esta información permitirá a los arqueólogos desenterrar, recomponer y poner en valor los vestigios encontrados.

2.6. Paleoclimatología: mediante el uso de trazadores ambientales en registros geológicos y/o biológicos es posible determinar cambios en las características principales del clima. Es así que para este proyecto se pretende estudiar registros de dendrocronología (anillos de árboles) y trazadores isotópicos en espeleotemas de cavernas, con el objetivo analizar los cambios en el clima relacionados a esta

erupción volcánica. Para este fin se recopilarán los registros publicados en Sudamérica y se trabajarán nuevos indicadores a fin de complementar las interpretaciones previamente publicadas.

2.7. Educación, difusión y sensibilización: constituye una parte importante del proyecto, brindando charlas en las escuelas de los pueblos ubicados en los alrededores del volcán, charlas dirigidas a las autoridades y población, con el fin de que comprendan la información brindada y la utilicen para el desarrollo turístico, cultural, económico y social de las comunidades.

2.8. Un museo de sitio permitirá perennizar los hallazgos, conscientizar a la población de los peligros a los que están expuestos dentro del área de influencia de la actividad volcánica.



Fig. 2.- Evidencia de los pueblos sepultados por la erupción de 1600 d. C. del volcán Huaynaputina: ruinas localizadas en Calicanto, cerca de Quinistaquillas.

3. IMPACTO CLIMÁTICO

Stoffel et al., (2015) mencionan que esta gran erupción del volcán Huaynaputina tuvo un gran impacto en el cambio climático a nivel del hemisferio norte, disminuyendo la temperatura del verano extratropical entre 0.8 y 1.3 °C. La erupción de 1600 d. C. del Huaynaputina en Perú fue una de las erupciones volcánicas más grandes de la historia en los últimos 1500 años.

De Silva y Zielinski (1998) indican que la erupción de 1600 d. C. del Huaynaputina en el sur de Perú sería uno de las mayores erupciones de los últimos 500 años; Fei et al., (2015) detallan picos de acidez de Groenlandia y Antártida ice 3-5, cronologías de anillos de árbol 6-8, junto con registros de perturbaciones atmosféricas a principios del siglo XVII en Europa y China, lo cual implican una erupción de magnitud similar o mayor que la del volcán Krakatoa en 1883.

La evidencia histórica apunta a la conclusión de que la erupción fue seguida por un período abrupto de enfriamiento y brotes de epidemias en el año 1601 d. C. dentro de China y la península coreana (Fei et al., 2015). Estos registros se manifiestan en condiciones inusualmente frías, con severas heladas que condicionaron la mortandad en el norte de China en el verano y otoño de 1601 d. C. En el sur de China (Zhejiang y las provincias de Anhui y el municipio de Shanghai), julio fue anormalmente frío con registro de nieve, con un otoño que vio de forma anómala un clima caliente.

4. GEOLOGÍA

Apesar de su magnitud y de su complejidad, la erupción de 1600 d. C. representa solo un episodio en un largo proceso eruptivo. El estratovolcán Huaynaputina ya estaba destruido, mostrando un anfiteatro en forma de herradura que fue modificado por erupciones anteriores. Cubriendo las altas terrazas del río Tambo se encuentran depósitos de avalancha de escombros y depósitos de caída y flujos piroclásticos superpuestos, productos que indican erupciones antes del evento de 1600 d. C., hace aproximadamente 9700 años. La parte pronunciada de la pared del anfiteatro del norte y los depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas de gran espesor, preerupción del año 1600, indican que el área de la cumbre acogió un grupo de domos, probablemente volados antes del evento en mención (Thouret 2002).



Fig. 3.- Se observa la gran caldera post eruptiva del volcán Huaynaputina, donde además se muestra los 3 cráteres que dejó la erupción del año 1600 d. C. Todo esto evidencia la gran magnitud de aquella erupción pliniana, que cambió el clima a nivel mundial, especialmente en el hemisferio norte.

El edificio volcánico tiene aproximadamente 500 m de altura y no presenta características típicas de un estratovolcán. Consta de una cicatriz de avalancha de escombros en forma de herradura, de 2.5 km x 1.5 km de diámetro, formada anteriormente a la erupción de 1600 d. C. (Thouret et. al., 1999). La cicatriz de colapso presenta paredes escarpadas y a la vez se encuentra abierta hacia el este del cañón, con dirección al río Tambo, y tiene aproximadamente 2.2 km de profundidad.

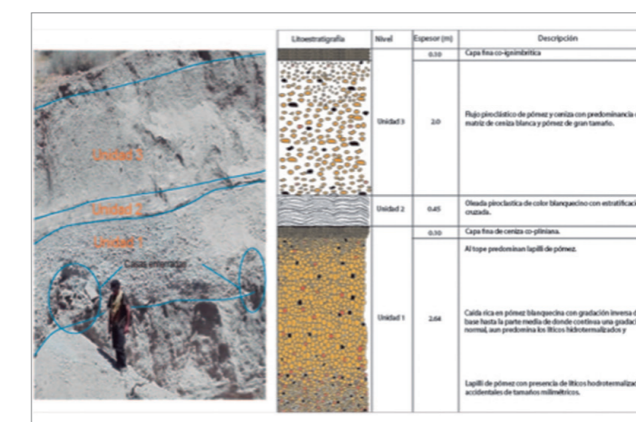


Fig. 4.- Columna estratigráfica de las 3 primeras unidades estratigráficas referentes a depósitos piroclásticos de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d. C. en la quebrada Calicanto, a 14 km al sur del cráter del volcán.

Según el estudio estratigráfico, los depósitos de la erupción de 1600 d. C. comprenden cinco unidades estratigráficas (Fig. 4): Unidad 1, depósito de caída pliniana; Unidad 2, depósito de capas de ceniza pliniana; Unidad 3, depósito de flujo piroclástico tipo PDC, con la subunidad 3a, depósito de oleadas basales intercalada con ignimbritas y subunidad 3b, depósito coignimbrítico; Unidad 4, depósito de caída rica en cristal; Unidad 5, depósito de flujo de ceniza.

Se elaboraron mapas de isópacas e isopleas para conocer parámetros, caracterizar cualitativa y cuantitativamente el tamaño de la erupción (el volumen, área del depósito, IEV, altura y dirección de la columna eruptiva).

Con base en las secciones estratigráficas medidas de la caída pliniana y empleando el método de Pyle (1989), se calculó un volumen estimado de 8.60 km³ + 0.3; sin embargo, parte del volumen de la zona distal y el océano Pacífico ha sido ignorado por causas de erosión, lo que hace que el valor obtenido sea el volumen mínimo. El depósito de caída pliniana cubre un área extensa >128 072 km². Basándose en los diagramas de Walker & Croasdale (1971) y Carey & Sparks (1986), que relacionan áreas de isopleas de pómez y líticos vs. diámetros máximos de pómez y líticos, respectivamente, se ha calculado una altura máxima de 37 km y altura mínima de 33 km, con una velocidad de viento entre 10 y 20 m/s, con dirección de dispersión al SO-NO.

Según Walker (1971), el área de dispersión D (área encerrada por la isópaca de T_{máx.} 0.01) es de 4103 km², donde se ubica la isópaca de 12 cm de espesor y el porcentaje de fragmentación F del depósito de caída pliniana igual a 62.45 %. El D/F muestra una alta fragmentación y dispersión del depósito, el cual se encuentra en los campos de erupciones altamente explosivas de tipo pliniano y freatoplino.

La correlación área vs. espesor de la caída muestra un adelgazamiento exponencial conforme se aleja del volcán Huaynaputina. En el caso de la correlación área vs. diámetro máximo de pómez (MP), esta muestra una mayor dispersión de las pómez con respecto a la distancia. Finalmente, en la correlación área vs. diámetro máximo de líticos, se observa una disminución brusca de los líticos con respecto a la distancia, lo que sugiere que la fragmentación del magma era muy alta.

5. CONCLUSIONES

La gran erupción de 1600 d. C. del volcán Huaynaputina es, sin duda, una de las más grandes ocurridas no solo en Latinoamérica, sino en el planeta, por cuanto su impacto se puede apreciar por un decrecimiento de la temperatura del hemisferio norte de 1.3 °C. (Stoffel et al., [2015])

El estudio de estas grandes erupciones permite recopilar evidencia asociada a la dinámica atmosférica y mejorar nuestra comprensión sobre los cambios climáticos que pueden ocasionar futuros escenarios eruptivos.

Mediante el proyecto Huayruro se podrá entender una de las más grandes erupciones ocurridas en tiempos históricos. Se podrá desenterrar pueblos sepultados por esta gran erupción y entender una parte importante de la historia del Perú: la transición entre el incanato y la colonia. Se podrá apreciar cómo la erupción influyó en el clima, el aspecto económico y social a nivel regional e interregional.

La erupción del volcán Huaynaputina originó una completa destrucción de comunidades por las caídas piroclásticas y posteriores flujos de lodo, las cuales arrasaron ganado, terrenos de cultivo y poblados situados en el cauce, lo que conllevó gran una pérdida económica para la región.

6. REFERENCIAS

- Barriga BM (1951) Los terremotos en Arequipa (1582-1868). La Colmena, Arequipa.
- De Silva SL, Zielinski GA. 1998. Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. Nature 393: 455-458.
- Fei, J.; Zhang, D. & Lee, H. (2015) - 1600 AD Huaynaputina Eruption (Peru), Abrupt Cooling, and Epidemics in China and Korea. Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology Article ID 958295, p. 13
- Hildreth, W., and Drake, R. E., 1992, Volcan Quizapu,

- Chilean Andes: Bulletin of Volcanology, v. 54, p. 93-125.
- L. Jara, J.-C. Thouret, J. Davila, (2000) "the AD 1600 Eruption of Huaynaputina as described in early Spanish chronicles".
- Mateos, F., 1944, Historia general de la Compañía de Jesús en la provincia del Perú: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 240 p.
- Navarro, R. (1994) - Antología del Valle de Omate. Centro de Publicaciones de la Facultad de Cs. Biológicas Y Agropecuarias UNSA, p. 72.
- Ocaña, D. de, 1969, Un viaje fascinante por la América Hispana del Siglo XVI: Madrid, Edición A. Alvarez, Historia 16, 256 p.
- Pyle, D. M., 1989, The thickness, volume, and grain size of tephra fall deposits: Bulletin of Volcanology, v. 51, p. 1-15.
- Stoffel, M., Khodri, M., Corona, C., Guillet, S., Poulain, V., Bekki, S., ... Masson-Delmotte, V. (2015). Estimates of volcanic-induced cooling in the Northern Hemisphere over the past 1,500 years. Nature Geoscience, 8, 784. Retrieved from <https://doi.org/10.1038/ngeo2526>
- Thouret, J.-C.; Davila, J.; Rivera, M.; Gourgaud, A.; Eissen J.-P.; Le Pennec, J.-L. et Juvigne E. (1997) - L' eruption explosive de 1600 au Huaynaputina (Pérou), la plus volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. Comp Rend Acad. Sci. Paris Géomatér. 325:931 - 938
- Thouret, J.-C.; Juvigné, E.; Gourgaud, A. and Boivin, P. & Dávila, J. (2002) - Reconstruction of the AD 1600 explosive eruption at Huaynaputina volcano, Peru, based on geologic evidence and Spanish chronicles. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 115, (3-4): 529-570.
- Vásquez de Espinosa, A., 1942, Compendium and description of the West Indies (translated by C. U.
- Clark): Smithsonian Miscellaneous Collection, v. 102, 862 p.
- Walker GPL (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. J Geol 79:696-714.

VIGILANCIA

Monitoreando, minuto a minuto y los 365 días del año, el comportamiento de los volcanes activos del sur del Perú.



Sabancaya

Elevación

5960 m s.n.m.

Región

Arequipa

Provincia

Caylloma

Última erupción

2016 - 2018 (continúa)

Población en riesgo

23 mil personas aprox.

Vigilancia

5 estaciones sísmicas
permanentes

1 cámara en tiempo real

1 estación de GPS



Enero-Marzo

La actividad eruptiva del Sabancaya, que inició en noviembre de 2016, continuó durante 2018, aunque de manera disminuida con respecto a lo visto en 2016 y 2017. Durante el primer trimestre, el IGP, como entidad rectora del monitoreo de la actividad sísmica y volcánica en la país, informó de la evolución del proceso eruptivo mediante la emisión de 13 reportes.

La sismicidad del Sabancaya se vio reflejada principalmente en la actividad explosiva. De acuerdo a ello, se han podido distinguir dos etapas (Fig. 1).

Durante la primera etapa (1 de enero-26 de enero / sombreado amarillo), la actividad sísmica registró promedios de 45 EXP/día, 7 HIB/día (asociados al ascenso de magma) y 158 LP/día (asociados al movimiento de fluidos) (ver Fig. 1-A, 1-C y 1-D, respectivamente). En general, la energía de estos eventos no mostró mayor variación con excepción de las explosiones, las cuales registraron un incremento de energía al inicio de esta etapa para luego ir disminuyendo progresivamente. El monitoreo satelital

MIROVA registró un valor máximo de anomalía térmica de 33 Mw, mientras que la densidad de SO₂ alcanzó un valor máximo de 14 DU (Unidades Dobson), valor considerado como bajo (Fig. 1-B).

La segunda etapa (27 de enero-31 de marzo / sin sombreado) mostró valores de sismicidad con promedios de 17 EXP/día, 4 HIB/día y 163 LP/día. Con respecto al registro de las energías, solo las explosiones presentaron una disminución importante (15 MJ/día). El monitoreo satelital registró una disminución en el número de anomalías; sin embargo, se registró un valor de 42 Mw. Por otro lado, se notó un incremento de la densidad de SO₂ (Fig. 1-B).

En términos generales, se puede mencionar que en los primeros días de este trimestre se apreció un incremento de las explosiones, correlacionado muy bien con el número de los eventos Híbridos. La presencia de este ascenso de magma se vio reflejado en las anomalías térmicas que indicaron presencia de magma en la superficie del cráter.

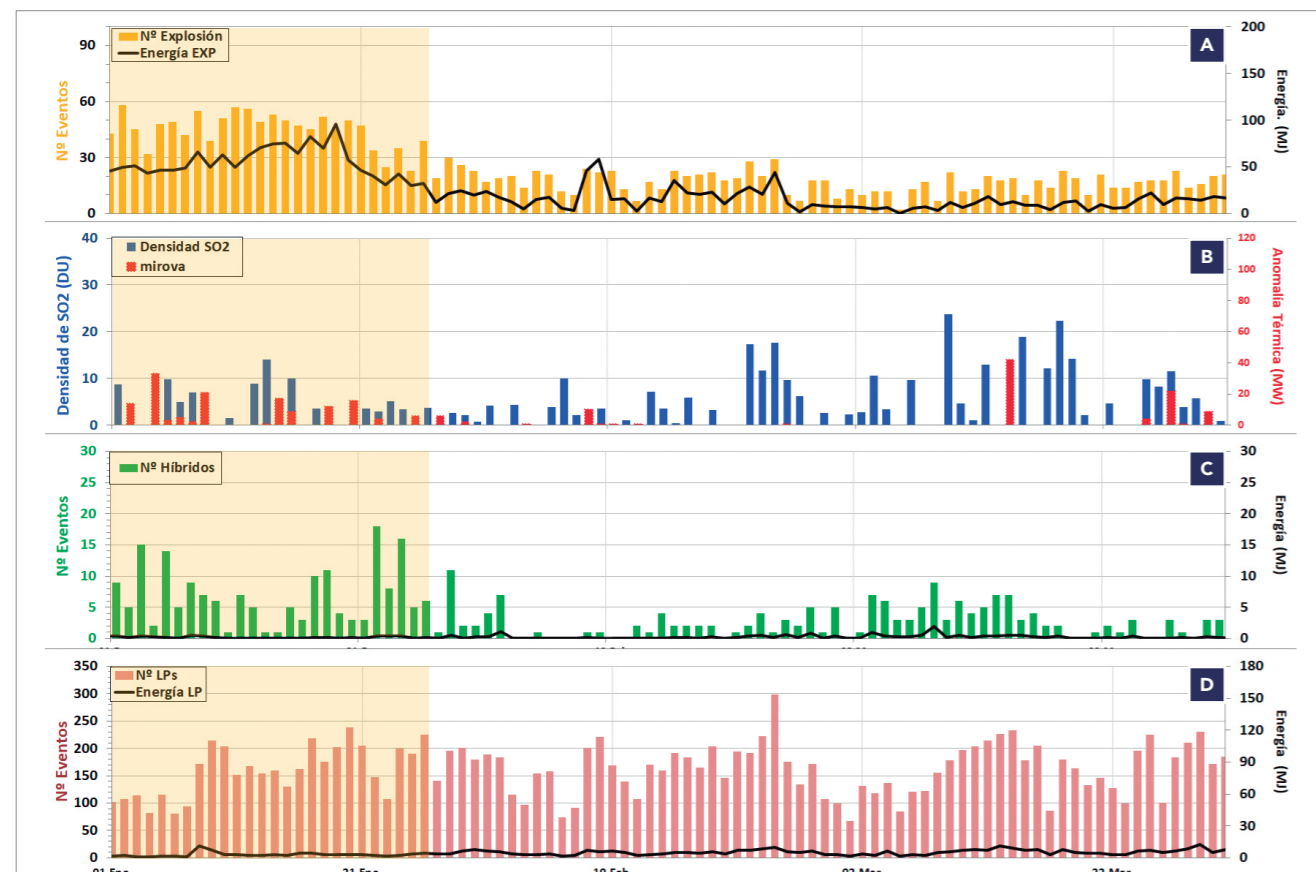


Fig. 1.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos, valores de energía (líneas negras) y estadística del monitoreo satelital (densidad SO₂ y MIROVA), entre el 1 de enero y el 31 de marzo de 2018.

Abril-Junio

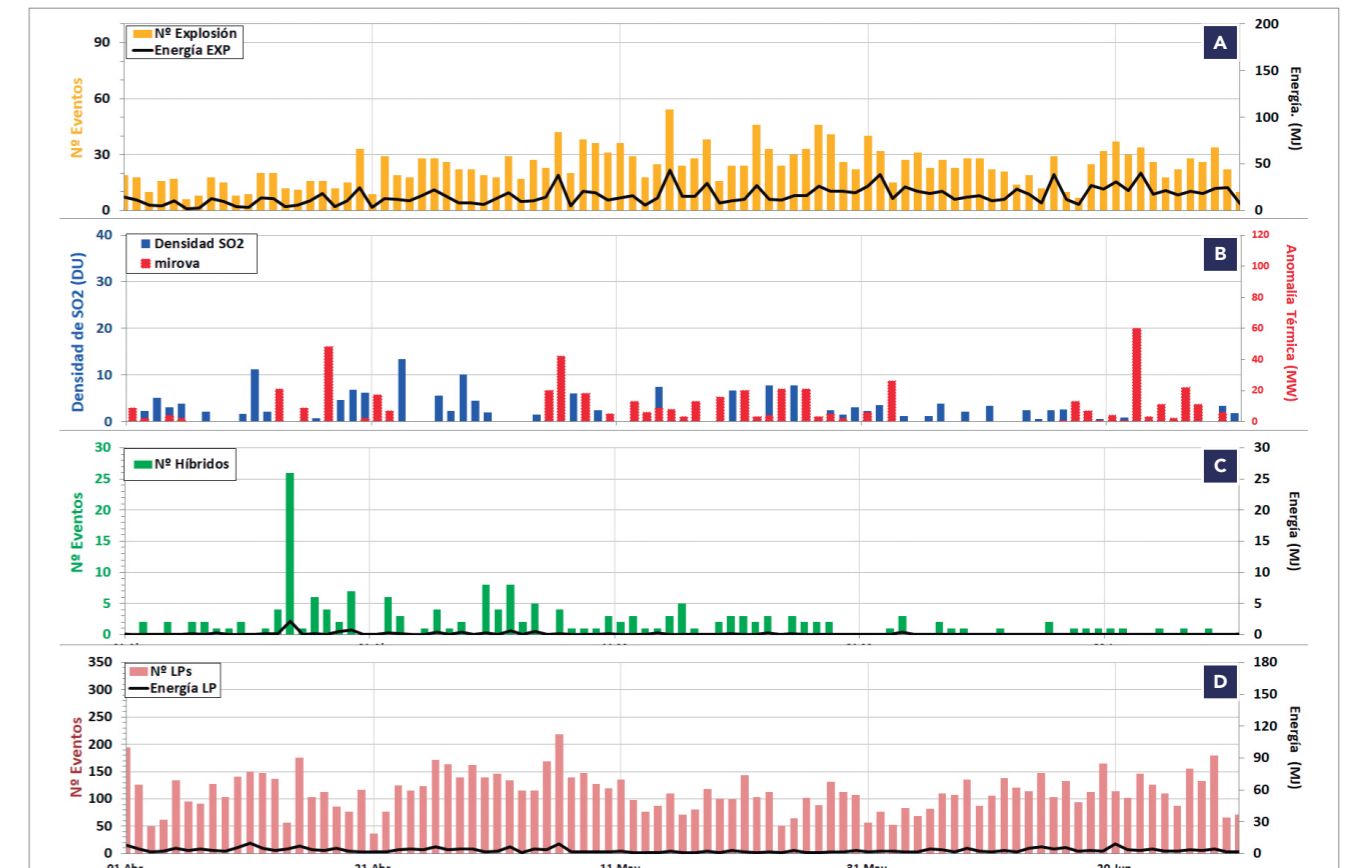


Fig. 2.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos, valores de energía (líneas negras) y estadística del monitoreo satelital (densidad SO₂ y MIROVA), entre el 1 de abril y el 30 de junio de 2018.

En general, durante este segundo trimestre de 2018, la actividad sísmica y satelital mostró ligeras variaciones en los diferentes parámetros de monitoreo, con excepción de los eventos Híbridos que registraron un incremento importante. En este periodo, el IGP realizó 13 reportes semanales.

La actividad explosiva mostró una ligera disminución entre el 1 y el 20 de abril, para luego incrementarse en los meses de mayo y junio con un pico de 54 explosiones (15 de mayo) (Fig. 2-A). Siguiendo la misma evolución, los Híbridos presentaron una disminución durante las dos primeras semanas de abril (1 HIB/día). Seguidamente, se distinguió un registro importante de 26 sismos Híbridos el 14 de abril (pico más alto registrado en 2018) (Fig. 2-C). En los días siguientes, dichos eventos fueron disminuyendo. Los eventos LP y la energía de los eventos sísmicos no experimentó variaciones importantes (Fig. 2-D). Los sistemas de monitoreo satelital, como la densidad de SO₂, presentaron ligeras variaciones muy de acuerdo a la evolución del registro de los Híbridos. Por su parte,

el sistema satelital térmico determinó un incremento de anomalías después del pico de Híbridos, las mismas que fueron disminuyendo posteriormente para después volver a incrementarse en los últimos 14 días del mes de junio, con un pico máximo de 60 Mw (Fig. 2-B). Este último incremento coincidió con un ligero aumento de las explosiones.

Los parámetros analizados indican que cada cierto tiempo se produce un ascenso de magma, el cual queda graficado en el aumento de los eventos Híbridos (pico de 26 eventos en este periodo). Posteriormente, esto se traduce en anomalías térmicas (48 Mw el 17 de abril) y, finalmente, en un incremento de las explosiones (20 de abril). Con respecto a la anomalía térmica de 60 Mw registrada el 22 de junio, esta no coincide con el aumento de eventos Híbridos; sin embargo, se distingue un ligero incremento de las explosiones que podría explicarse tras el leve aumento en número y energía de los sismos LP y la disminución de la densidad SO₂ que indicaría la obstrucción del magma depositado en el cráter.

Julio-Septiembre

De manera general, durante este tercer trimestre la actividad explosiva fue moderada, sin variación importante en el número y energía, alcanzando un promedio de 21 EXP/Día. En este periodo, el IGP continuó con el monitoreo de la erupción del Sabancaya y elaboró 13 reportes semanales informando su evolución.

El registro de las explosiones no mostró cambios con relación al número, pero su energía sí experimentó algunas ligeras variaciones, tal como el incremento registrado el 26 de agosto de 74 MJ (Fig. 3-A). Los eventos Híbridos mostraron un incremento notorio entre el 21 de julio y el 7 de agosto, alcanzando un promedio de 5 HIB/día; posteriormente, estos disminuyeron a un promedio de 1 HIB/día en los meses de agosto y septiembre (Fig. 3-C).

Los eventos LP no presentaron variación en el número pero sí en la energía, registrando un pico importante de 112 MJ el 4 de septiembre (Fig. 3-D). Por otro lado, el monitoreo satelital MIROVA mantuvo niveles bajos durante casi todo el primer

mes; sin embargo, se apreció un incremento de las anomalías térmicas desde el 31 de julio hasta el 1 de septiembre, registrándose un pico máximo de 87 Mw. La densidad de SO₂ se mostró disminuida durante el inicio de este trimestre hasta el 10 de agosto (valor máximo de 6 DU el 1 de julio). Posteriormente, este valor fue creciendo hasta alcanzar un valor de 17 DU el 5 de octubre (Fig. 3-B).

El incremento de eventos Híbridos registrado entre el 21 de julio y el 7 de agosto posiblemente denotó un nuevo ascenso de magma, el cual, posteriormente, se tradujo en el registro de anomalías térmicas desde el 31 de julio hasta el 1 de septiembre. La máxima anomalía registrada de 87 Mw (1 septiembre) posiblemente se haya visto reflejada en los eventos asociados al movimiento de fluidos (LP), los cuales alcanzaron su pico de energía de 112 MJ el 4 de septiembre; por otro lado, las explosiones mostraron un ligero incremento en su energía (26 de agosto=74 MJ), coincidiendo con el registro de las mayores anomalías térmicas (24 agosto=66 Mw y 1 septiembre=87 Mw).

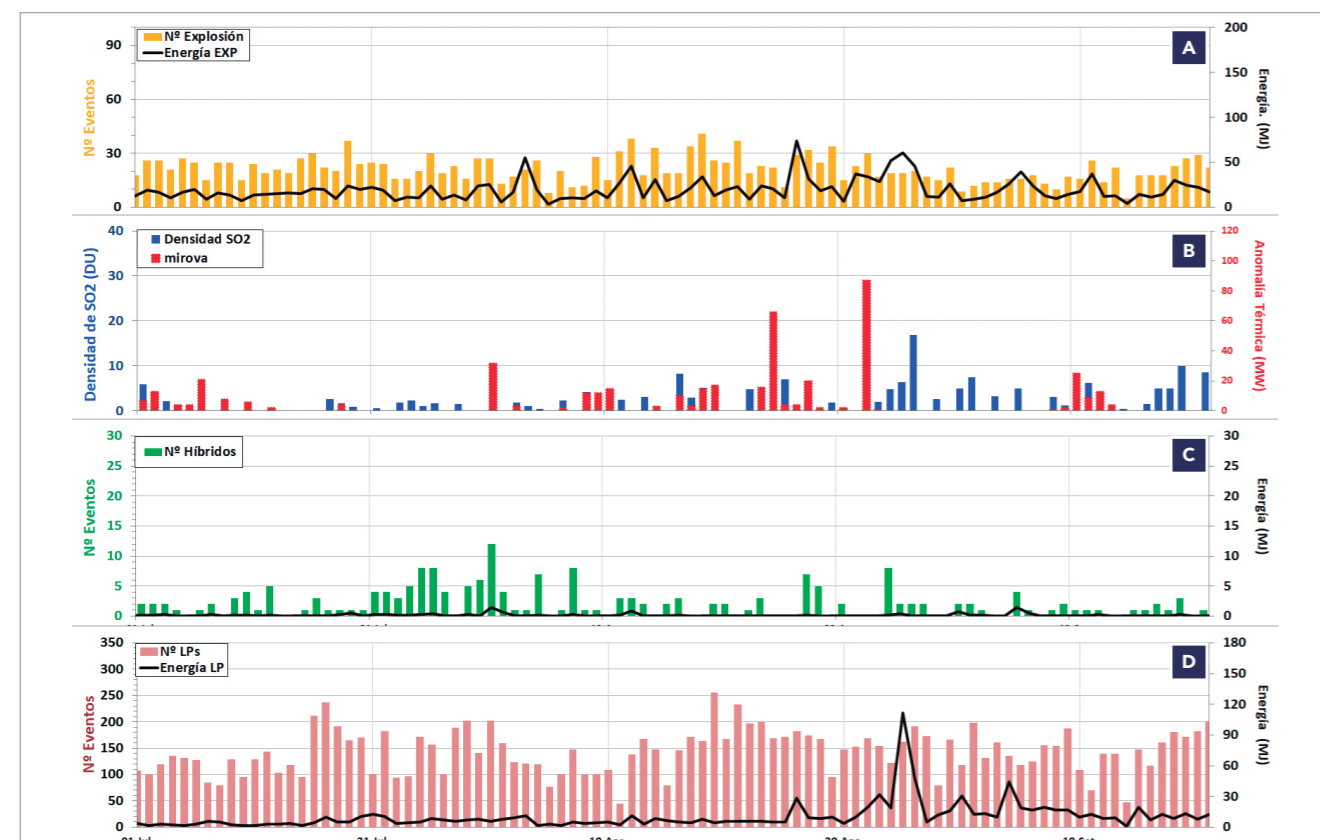


Fig. 3.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos, valores de energía (líneas negras) y estadística del monitoreo satelital (densidad SO₂ y MIROVA), entre el 1 de julio y el 30 de septiembre de 2018.

Octubre-Diciembre

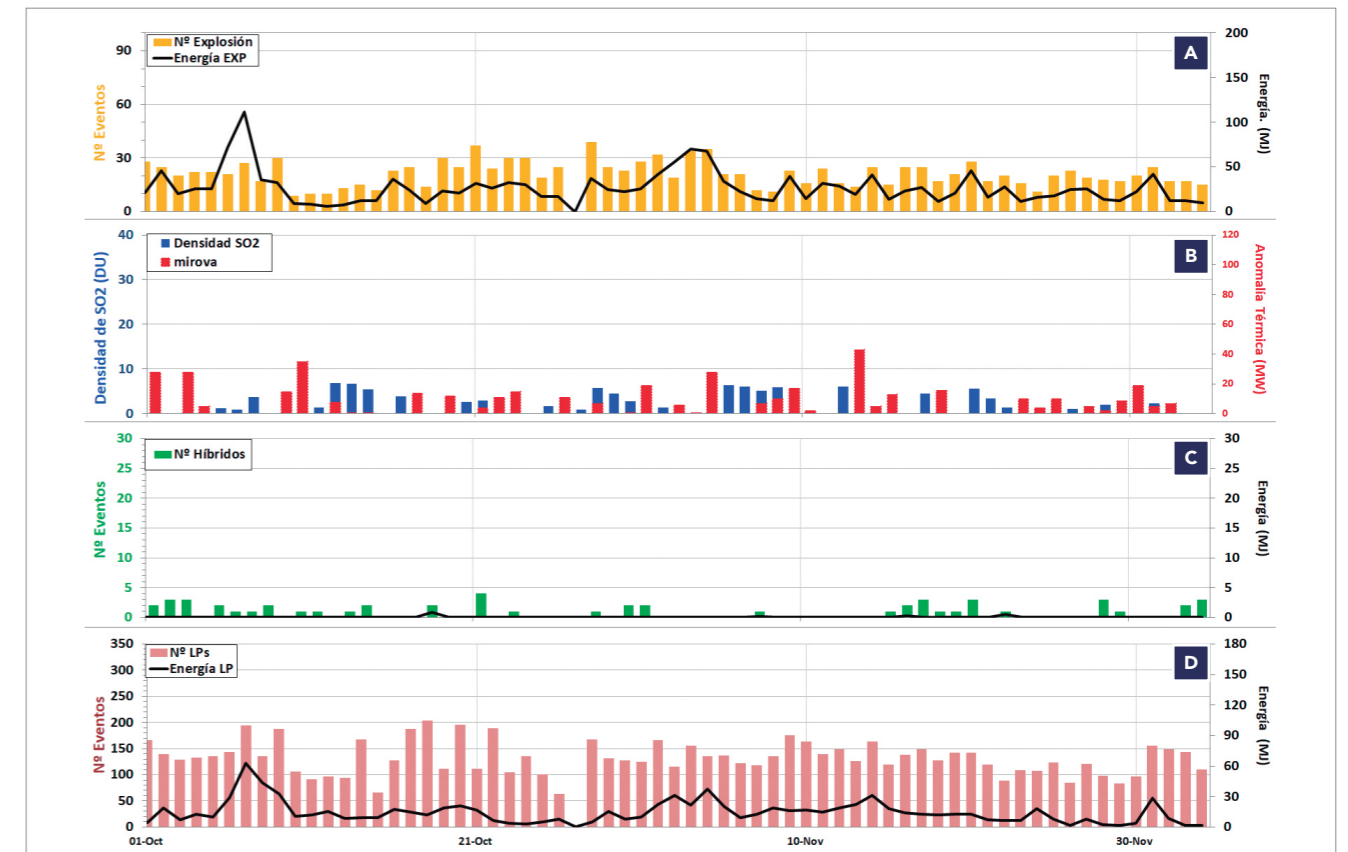


Fig. 4.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos, valores de energía (líneas negras) y estadística del monitoreo satelital (densidad SO₂ y MIROVA), entre el 1 de octubre y el 4 de diciembre de 2018.

En general, durante este último trimestre de 2018, la actividad sísmica representada por las explosiones (promedio de 21 EXP/día) y satelital térmica (pico máximo de 43 Mw) no experimentaron variaciones importantes y se mantuvieron con una actividad moderada (Fig. 4). El IGP continuó con el monitoreo y elaboró 13 reportes semanales durante este periodo.

La actividad explosiva mostró ligeras variaciones en el número de eventos; no obstante, su energía registró cambios notorios, además de un pico máximo de 112 MJ de energía el 7 de octubre; posteriormente, estos valores disminuyeron hasta el 16 de octubre, cuando nuevamente se incrementaron para luego mantenerse constantes hasta el 4 de diciembre (Fig. 4-A). Los eventos Híbridos mostraron una ligera agrupación al inicio de este trimestre hasta el 14 de octubre, luego, su ocurrencia fue esporádica (Fig. 4-C).

Los eventos LP, vinculados al movimiento de fluidos magmáticos, siguieron la misma tendencia mostrada por las explosiones, tanto en número como en

energía. El incremento, en el caso de la energía de estos eventos, se observó al inicio del trimestre (pico máximo de 63 MJ el 7 de octubre), manteniéndose constante con el paso de las semanas (Fig. 4-D). Con respecto al monitoreo satelital MIROVA, se registraron anomalías térmicas de manera constante a lo largo del trimestre, observándose un valor máximo de 43 Mw el 13 de noviembre. Los valores de densidad SO₂ se mantuvieron en niveles moderados y con ligeras variaciones (Fig. 4-B).

La interpretación del monitoreo en este periodo señala un ligero incremento en la energía de las explosiones y de los sismos LP, esto como consecuencia de dos anomalías de 28 Mw (1 y 3 de octubre); además de ello, se observó una ligera agrupación de eventos asociados al ascenso de magma (Híbridos) a inicios de este trimestre.

En las últimas semanas de noviembre y hasta la segunda semana de diciembre, no se experimentaron variaciones importantes en la erupción del Sabancaya.

Ubinas

Elevación

5672 m s.n.m.

Región

Moquegua

Provincia

General Sánchez Cerro

Última erupción

2013 - 2017

Población en riesgo

20 mil personas aprox.

Vigilancia

6 estaciones sísmicas

permanentes

1 cámara en tiempo real



Enero-Junio

Durante el primer semestre de 2018, la sismicidad bajo el volcán Ubinas mantuvo bajos niveles de actividad. Recordemos que el último proceso eruptivo finalizó en enero de 2017.

Bajo este nuevo escenario, los sismos relacionados al movimiento de fluidos volcánicos (gases, vapor, magma, etc.), representaron únicamente el 21.5 % de toda la sismicidad registrada en este periodo. Esta información nos permitió afirmar que no hubieron indicios de que el volcán Ubinas pudiera reactivarse en un corto o mediano plazo. Sin embargo, entre abril y junio, se observó la generación de sismos de tipo Tornillo (Fig. 1-A), eventos considerados como precursores de erupciones volcánicas de acuerdo al modelo de pronóstico desarrollado por el Instituto Geofísico del Perú.

El análisis realizado de este tipo de señales sísmicas indicaba que el volcán Ubinas mantenía una probabilidad del 25 % de desarrollar un proceso de reactivación volcánica, lo cual, finalmente, no ocurrió. Por otro lado, el 78.5 % del total de sismos

observados estuvieron asociados, principalmente, a fractura de rocas (eventos Volcano-Tectónicos). En esa línea, entre enero y junio de 2018 se observaron 150 VT a razón de 1 sismo por día.

Los sismos localizados durante el segundo trimestre de este periodo no mostraron agrupaciones de eventos (enjambres). Contrario a ello, se observaron dispersos en su ubicación, es decir, eventos generados bajo el edificio volcánico y en sus alrededores, a profundidades de entre 0.5 km y 11 km bajo la superficie. Las magnitudes calculadas oscilaron entre 1.6 ML y 3.1 ML, consideradas como valores de baja energía.

En cuanto al monitoreo satelital realizado sobre el volcán Ubinas, se ha logrado estimar en 0.7 DU (Dobson Units) el promedio de densidad de SO₂ emitido diariamente por este edificio volcánico. Este valor es considerado de nivel bajo. Asimismo, la cámara de vigilancia científica, instalada a 25 km del volcán, no ha registrado ningún tipo de actividad fumarólica anómala.



Julio-Diciembre

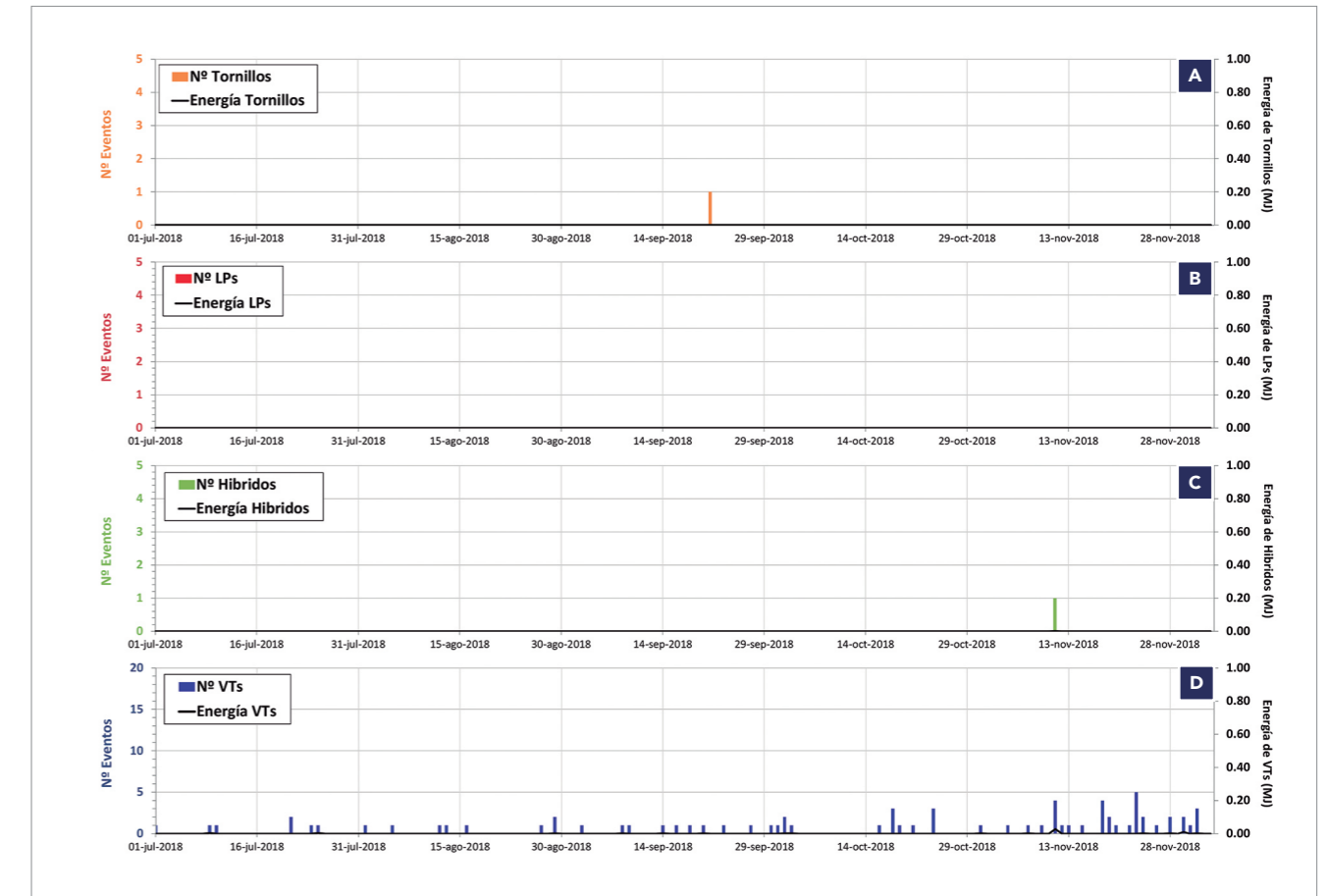


Fig. 2.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos registrados por la red de vigilancia geofísica permanente del volcán Ubinas entre 1 de julio y el 2 de diciembre de 2018. Los niveles de actividad fueron incluso menores a los observados en el primer semestre de 2018.

Entre julio y diciembre, se observó, claramente, una sustancial disminución en el número de eventos registrados diariamente en el volcán Ubinas en comparación con lo ocurrido en el primer semestre de 2018.

Durante este periodo, se clasificaron solamente un total de 75 sismos, es decir, 60.7 % menos eventos que los observados en la anterior etapa. La sismicidad relacionada al movimiento de fluidos volcánicos no fue representativa; por lo tanto, no existieron indicios de ascenso de nuevo material magmático.

Contrario a ello, los sismos Volcano-Tectónicos representaron el 97 % de toda la actividad registrada entre julio y diciembre (Fig. 2-D), y, aunque la fractura de rocas bajo el edificio volcánico y alrededores fue la única sismicidad que mostró el Ubinas, los niveles fueron bajos. En cuanto a la localización de sismos, se observaron distribuciones aleatorias, tanto bajo

como alrededor del edificio volcánico. Así también, los niveles en la densidad de SO₂ fueron bajos, y el monitoreo mediante la cámara de vigilancia científica no mostró evidencia de emisiones anómalas.

El análisis efectuado para el año 2018 concluye que el volcán Ubinas no presenta indicios que puedan desencadenar una futura erupción volcánica en el mediano plazo; por tanto, este edificio volcánico no representa riesgo para las poblaciones asentadas cercanas a él en el mencionado lapso de tiempo. Sin embargo, no debemos olvidar que el Ubinas es considerado el volcán más activo del Perú, y que en promedio ha presentado entre 4 y 5 erupciones por siglo. Debemos mantener acciones de prevención y mitigación ante un eventual incremento de la actividad volcánica; además, estar bien informados sobre su comportamiento mediante los reportes emitidos periódicamente por el IGP que son de libre disponibilidad en su página web: www.igp.gob.pe

Misti

Elevación

5822 m s.n.m.

Región

Arequipa

Provincia

Arequipa

Última erupción

1454 ± 16 años

Población en riesgo

1 millón de personas aprox.

Vigilancia

7 estaciones sísmicas

permanentes

1 cámara en tiempo real

1 estación de GPS



Enero-Junio

Durante los meses de enero y junio de 2018, la actividad del volcán Misti fue reportada en 12 oportunidades, a través de reportes técnicos emitidos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) cada 15 días. En ellos se mostró un análisis detallado de la actividad volcánica, su interacción con el medio y sus respectivas recomendaciones. Estos fueron compartidos inmediatamente a autoridades vinculadas a la gestión del riesgo volcánico.

Una primera conclusión acerca del comportamiento del volcán Misti en este periodo es que no mostró cambios significativos que ameritaran un cambio en el nivel de alerta del volcán; sin embargo, su actividad experimentó un ligero incremento del 25 % respecto al segundo semestre de 2017, ello con relación a la tasa de ocurrencia de eventos sísmicos de origen volcánico, en especial los sismos Volcano-Tectónicos (VT), asociados a la ruptura de rocas al interior del macizo que, por lo general, son imperceptibles al sentido humano. El mayor registro de estos eventos correspondió a dos enjambres sísmicos ocurridos los días 11 de enero y 7 de marzo (Fig. 1-A). El evento

de mayor tamaño fue registrado el 1 de abril a las 09:21 HL (hora local), con una magnitud de 2.5 ML y localizado a 2 km por debajo del cráter del volcán.

Asimismo, los eventos LP, Tremor y Tornillo, asociados al tránsito de fluidos volcánicos al interior del Misti, no demostraron mayor variación respecto a lo observado al último semestre de 2017 (Fig. 1-B). La única diferencia respecto a dicho anterior periodo es el ligero incremento observado en el registro de eventos Tornillo (de 7 a 22 eventos), todos observados esporádicamente.

Por otro lado, los primeros resultados obtenidos del GPS instalado en el Misti (Fig. 1-C), concluyen que en este periodo no existieron indicios importantes de deformación en el volcán. Igualmente, el resto de parámetros utilizados para medir el comportamiento del Misti a nivel de superficie, como las imágenes térmicas del sistema MIROVA o las concentraciones de gas SO₂ del satélite "EOS Aura" de la NASA (OMI), no revelaron variaciones relevantes relacionadas al cráter del volcán Misti.

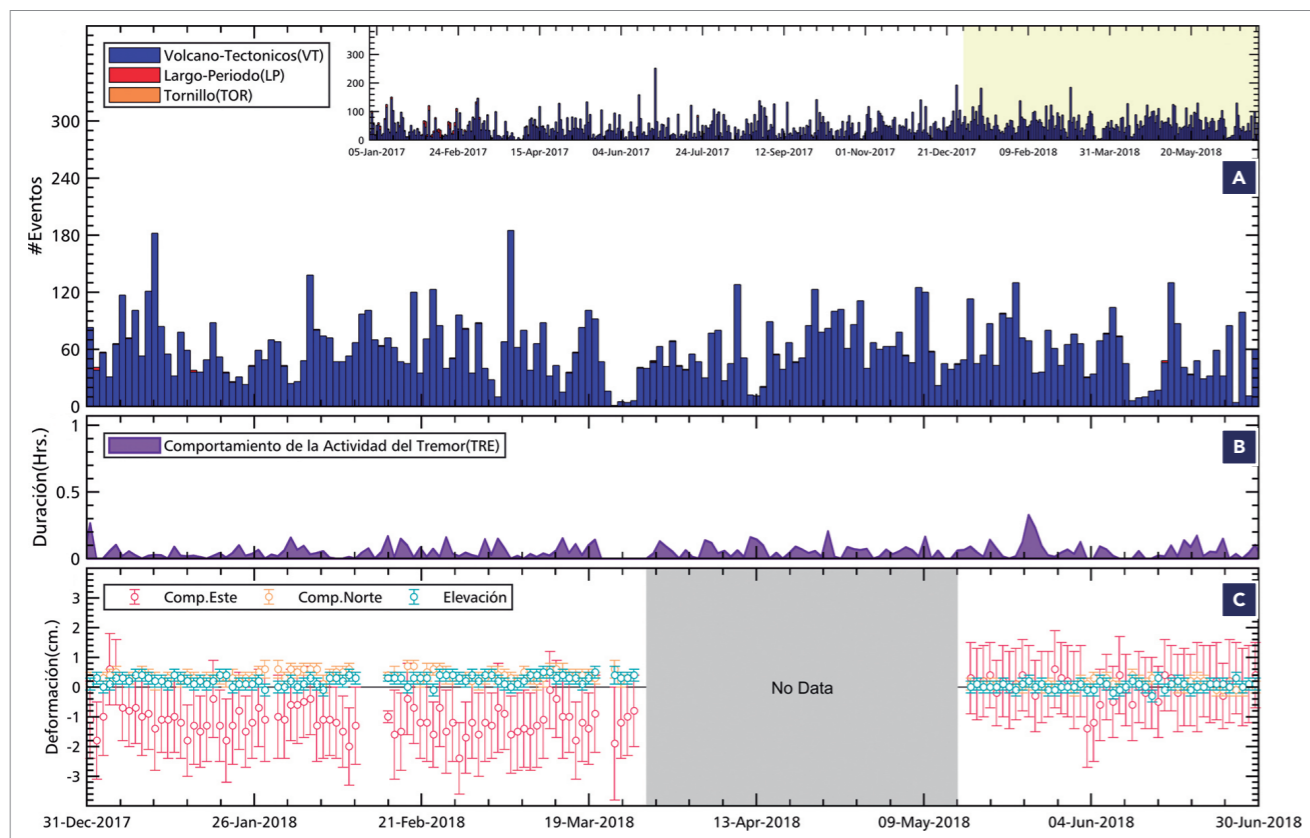


Fig. 1.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos y los valores de deformación superficial del volcán Misti entre el 1 de enero y el 30 de junio de 2018. El sombreado en amarillo corresponde al periodo de análisis.

Julio-Diciembre

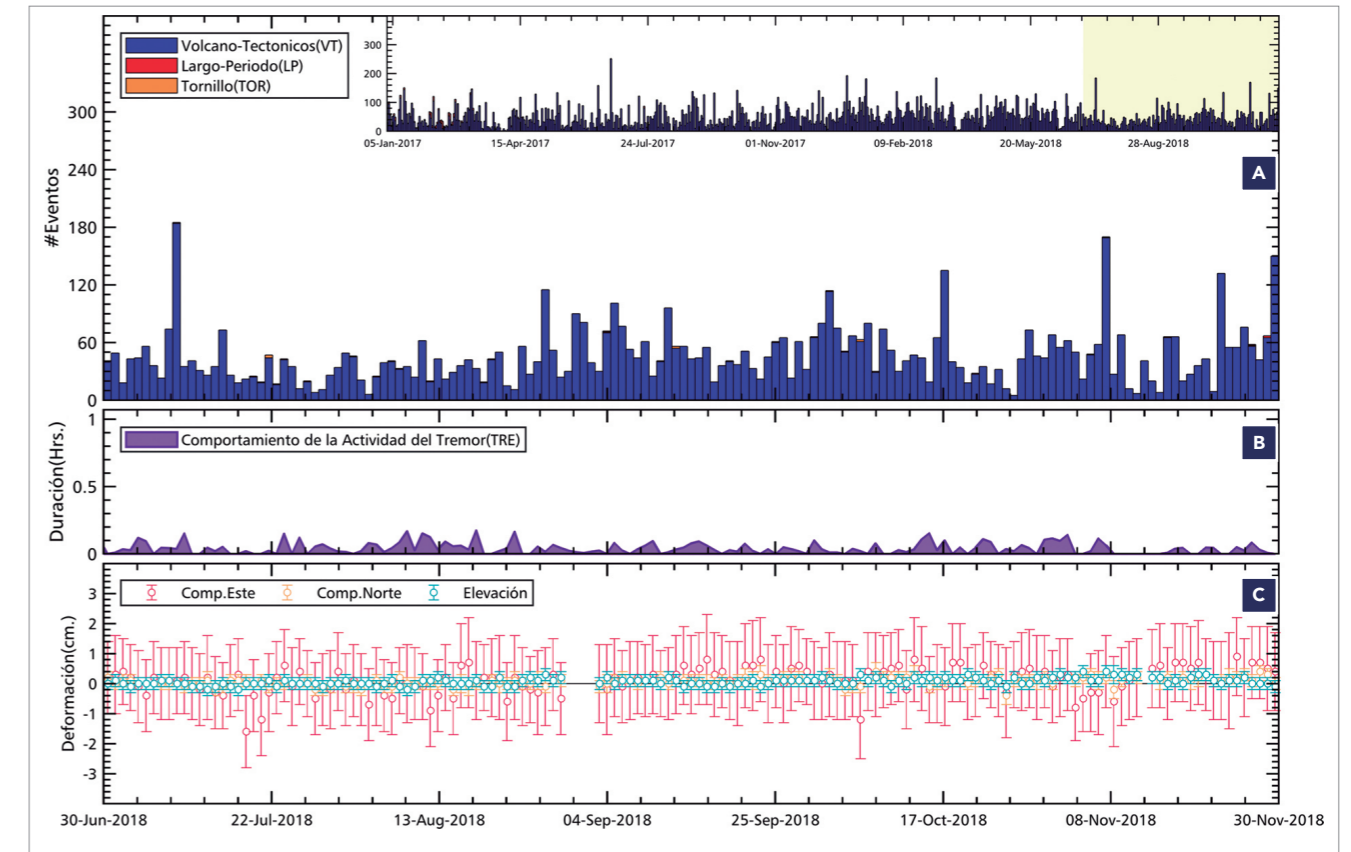


Fig. 2.- Evolución temporal de los principales eventos sismovolcánicos y los valores de deformación superficial del volcán Misti entre el 1 de julio y el 30 de noviembre de 2018. El sombreado en amarillo corresponde al periodo de análisis.

En el segundo semestre del año hasta la primera semana de diciembre (fecha de cierre del presente producto), fueron 10 los reportes técnicos emitidos por el IGP, los mismos que fueron compartidos con las instituciones y autoridades vinculadas a la gestión del riesgo volcánico en Arequipa, así como al público en general.

El comportamiento del volcán Misti en este semestre mostró una ligera disminución del 20 % respecto al periodo anterior, esto tomando como referencia la tasa de ocurrencia diaria de los eventos sísmicos de origen volcánico, en especial los sismos Volcano-Tectónicos, tipo de sismo más representativo en el volcán. Estos sismos ocurrieron en menor número respecto al semestre anterior (de 60 a 45 VT/día); sus magnitudes, por lo general, se mantuvieron bajas (<3 ML). Los enjambres sísmicos más importantes ocurrieron los días 10 de julio y 8 de noviembre, con 184 VT y 169 sismos VT, respectivamente (Fig. 2-A). El mayor de estos eventos ocurrió el día 11 de octubre a las 11:24 HL (hora local), con una magnitud

de 2.9 ML y fue localizado a 1.5 km por debajo del cráter del volcán.

Los eventos LP, Tremor y Tornillo mantuvieron un nivel de ocurrencia muy bajo. La duración del Tremor continuó siendo moderada (Fig. 2-B). Con relación a los eventos Tornillo, estos eventos fueron observados con mayor frecuencia en este periodo, pero sin cambios significativos en su tamaño y duración.

De la misma manera, los resultados obtenidos del GPS instalado en el Misti concluyeron que no existieron indicios importantes de deformación en el volcán (Fig. 2-C). Igualmente, el resto de parámetros utilizados en la vigilancia del Misti, como las imágenes térmicas del sistema MIROVA o las concentraciones de gas SO₂ del satélite "EOS Aura" de la NASA (OMI), no revelaron variaciones relevantes relacionadas al cráter del volcán Misti. Todas estas conclusiones justificaron que el nivel de alerta volcánica se mantuviera en color verde este semestre, tal como lo estuvo a lo largo de 2018.

Ticsani

Elevación
5408 m s.n.m.

Región
Moquegua

Provincia
Mariscal Nieto

Última erupción
1800 ± 200 años

Población en riesgo
12 mil personas aprox.

Vigilancia
4 estaciones sísmicas
permanentes



Enero-Junio

El Ticsani, catalogado como un volcán “de Alto Riesgo”, continuó presentando en este primer semestre de 2018 actividad sísmica en niveles bajos. Entre enero y junio, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) registró, mediante su red telemétrica, sismicidad asociada predominantemente a fractura de rocas.

Se observaron sismos Volcano-Tectónicos Proximales (VTP / distancia menor a 6 km respecto al cráter) y Distales (VTD / más de 6 km de distancia), con tasas de sismicidad de 12 y 8 eventos por día, respectivamente. Es importante destacar que los sismos de fractura se caracterizan por ser impulsivos y de amplia banda espectral. Su ocurrencia ha sido observada desde décadas atrás en la región del Ticsani.

Otro tipo de sismo registrado son los eventos de baja frecuencia (LP), asociados al paso de fluidos. Su ocurrencia fue esporádica, registrándose 41 eventos de esta naturaleza en todo el semestre. Una característica singular en el volcán Ticsani es la presencia de sismos de tipo Híbrido con frecuencias

que están por debajo de 1 Hz, asociados a aportes magmáticos profundos. En este periodo solo se registraron 6 eventos de poca energía (Fig. 1-C).

Otra característica importante de la sismicidad en el Ticsani es que la ocurrencia de los sismos de fractura se da en forma de enjambres sísmicos. Es decir, se observan varios eventos en un corto periodo de tiempo sin presentar un sismo principal. Para este periodo se registraron 6 enjambres, llegando a observarse hasta 295 eventos el día 9 de abril. La distribución espacial de la sismicidad muestra sismos superficiales dispersos con una orientación NO-SE, con magnitudes que alcanzaron los 3.8 ML.

Durante este periodo fueron publicados 12 reportes técnicos de actividad del Ticsani. Por otro lado, debido a las señales de intranquilidad observadas en los últimos años en el volcán, se realizó un informe técnico titulado “Estado actual de la actividad del volcán Ticsani: resultados del monitoreo y vigilancia 2014-2018”, el cual fue presentado a las autoridades de la región Moquegua y público en general.

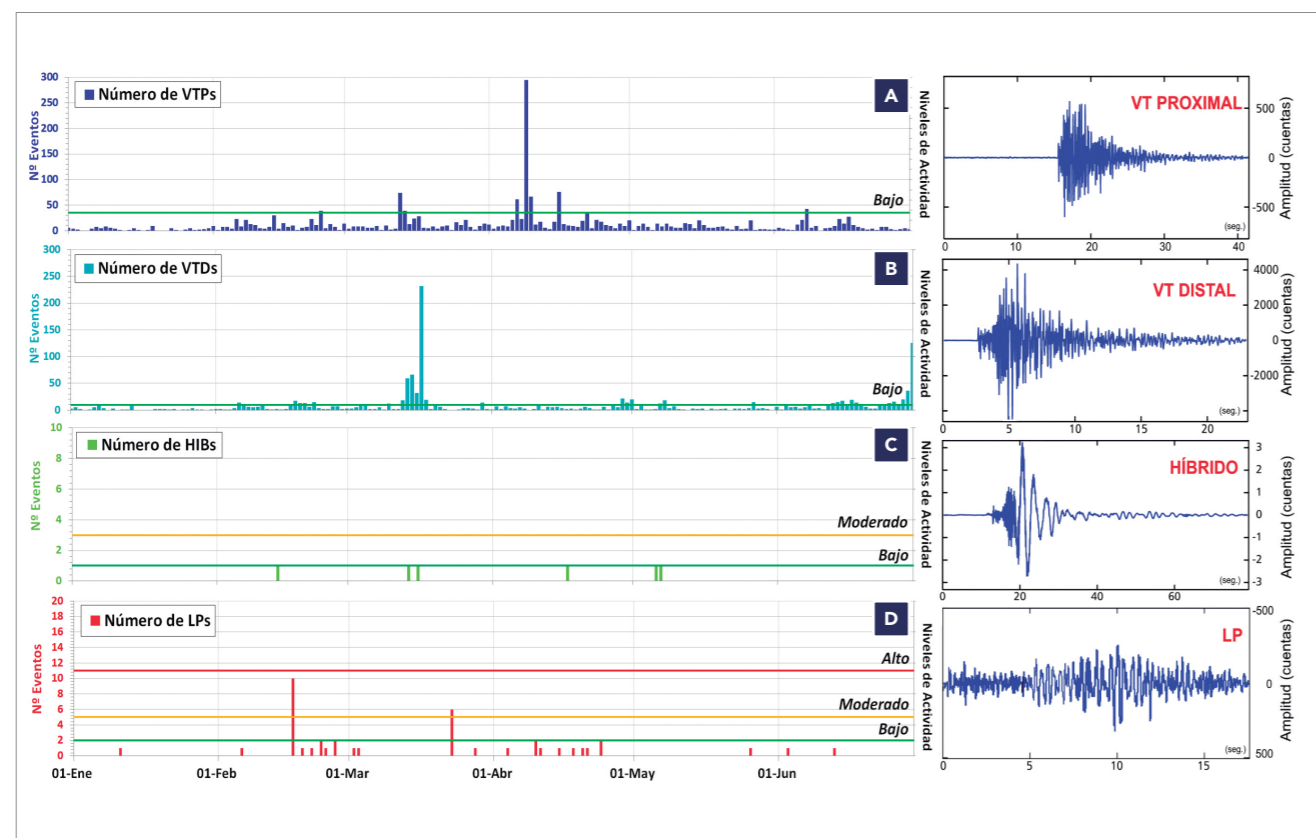


Fig. 1.- Distribución temporal de los eventos sismovolcánicos observados en la región del volcán Ticsani y su nivel de actividad (líneas de color horizontal) entre el 1 de enero y el 30 de junio. Se muestra también un ejemplo característico de los diferentes eventos registrados (lado derecho).

Julio-Diciembre

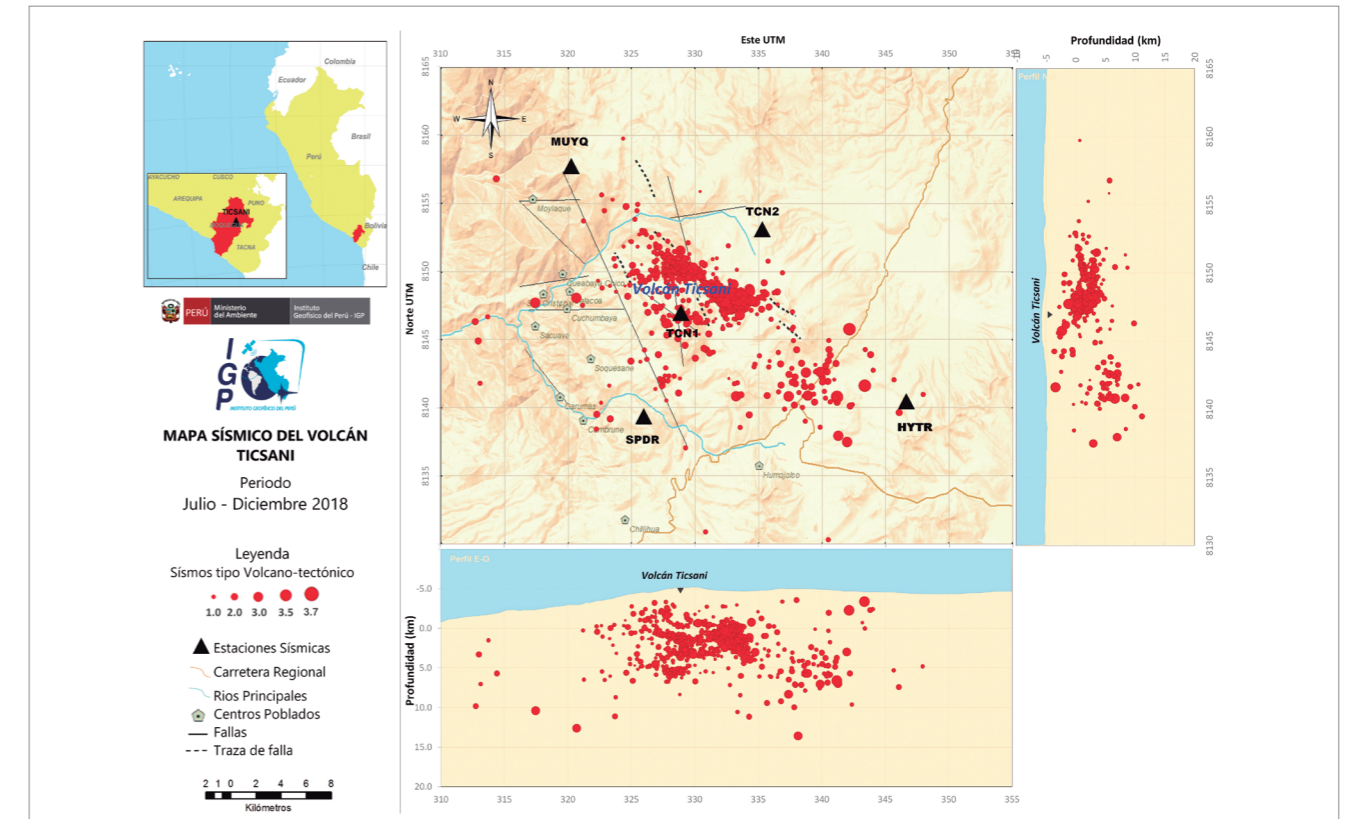


Fig. 2.- Distribución de eventos sísmicos en superficie y profundidad correspondiente al periodo julio-diciembre de 2018. Los sismos de fractura se concentran en su mayoría próximos al volcán Ticsani y se presentan, principalmente, en forma de enjambres sísmicos.

La actividad sísmica en la región del volcán Ticsani se incrementó en los últimos meses de este periodo. Se registró una tasa de sismicidad de 21 VT por día y de 10 VTD por día. Se observó, también, el incremento de enjambres sísmicos, registrándose en uno de ellos hasta 453 sismos por día. Un total de 24 eventos Híbridos fueron observados como parte de este aumento de sismicidad. Es importante destacar que el IGP monitorea con mucha meticulosidad este tipo de eventos, ya que denotan movimiento de fluidos magmáticos. En la distribución epicentral y en profundidad se observaron tres agrupaciones de sismos (Fig. 2): la primera agrupación se localizó a 5 km al norte volcán Ticsani; una segunda agrupación se observó a 5 km al NE del cráter y, finalmente, una tercera agrupación se registró a 15 km al SE del coloso, en la misma zona donde se observó deformación en 2005. Los sismos superficiales se concentraron a profundidades próximas a los 20 km respecto al cráter, con magnitudes que alcanzaron los 3.7 ML.

Ante esta importante actividad, el IGP continuó implementado el monitoreo sobre el Ticsani. Es

así que en noviembre se adicionó una moderna estación sísmica, denominada TCN2, al NE del cráter. WWPor otro lado, como parte del monitoreo multidisciplinario, se realizaron dos campañas de Potencial Espontáneo (PE) sobre el Ticsani: en la primera campaña se adquirieron tres líneas de PE, cuyos resultados mostraron una pequeña anomalía en la zona hidrotermal. La segunda campaña, desarrollada en diciembre de 2018, tuvo como objeto el análisis detallado de esta anomalía mediante la implementación del método de PE de registro continuo. Estos equipos modernos y novedosos se encuentran adquiriendo datos de PE y temperatura de manera ininterrumpida en el Ticsani. Los resultados permitirán observar variaciones del sistema hidrotermal y su relación con los fluidos magmáticos.

El incremento de la actividad sísmica en el Ticsani refleja un estado de intranquilidad, aunque no ha iniciado un proceso eruptivo aún. El IGP viene prestando especial atención a su situación, puesto que es el tercer volcán, luego del Ubinas y Sabancaya, en presentar intranquilidad sísmica importante.

Coropuna

Elevación

6377 m s.n.m.

Región

Arequipa

Provincias

Castilla y Condesuyos

Última erupción

Hace 700 años aprox.

Población en riesgo

90 mil personas aprox.

Vigilancia

5 estaciones sísmicas permanentes



Julio-Diciembre

La vigilancia en tiempo real del volcán Coropuna inició en julio de 2018. En el transcurso del segundo semestre de dicho año, el IGP emitió 9 reportes técnicos sobre la actividad del Coropuna, periódicamente, cada 15 días. En los mismos se detallaron una serie de análisis que intentaron explicar el comportamiento del volcán.

Para determinar sus niveles actuales de actividad, se tomó como referencia un estudio de sismicidad del Coropuna efectuado en 2018, en el cual se utilizaron datos sísmicos obtenidos en una campaña de campo realizada muy cerca al volcán en 2009. La principal conclusión de dicho estudio señala que el tipo de sismicidad predominante asociada al volcán Coropuna es de tipo Volcano-Tectónico (VT / ruptura de roca al interior del volcán). Luego, destacan algunos eventos de tipo Largo Período (LP / asociados al tránsito de fluidos volcánicos: gas, magma o vapor de agua a través de grietas al interior del volcán). En menor proporción, se observó un tercer tipo de sismicidad denominada distal (VTD), muy probablemente asociada a fallas geológicas

ubicadas en los alrededores del Coropuna.

A partir de mayo de este año, por primera vez, se instaló una estación sísmica permanente en el flanco oeste del volcán, sobre la cual se basó el estudio del Coropuna hasta octubre de 2018, cuando se instalaron otras 4 estaciones sísmicas en los diferentes flancos del complejo volcánico. Es así que a partir de julio de 2018, se ha generado información que es enviada a las autoridades responsables de la toma de decisiones vinculadas a la gestión del riesgo volcánico en la región Arequipa, así como al público en general.

Entre julio y diciembre, la actividad predominante en el volcán Coropuna estuvo relacionada a eventos Volcano-Tectónicos. Estos mostraron una tasa de ocurrencia diaria de 9 VT/día en promedio, exhibiendo similitud con lo observado en 2009 (5 VT/día) (Fig. 1-A). Gran parte de estos eventos fueron de baja magnitud e imperceptibles al sentido humano (<3 ML). El más destacado de estos ocurrió el 30 de septiembre a las 19:47 HL (hora local), con una

magnitud aproximada de 2.6 ML (Fig. 3). Asimismo, se observaron 6 casos de eventos LP y ningún evento de tipo Tremor o Tornillo.

En conclusión, la actividad del volcán Coropuna en 2018 mantuvo un nivel bajo con respecto a lo visto en 2009 (Fig. 1-A). Además, no se tiene registro alguno de anomalías térmicas como tampoco de acumulación de gas SO₂ asociada a la cumbre del Coropuna, ello de acuerdo a los sistemas satelitales MIROVA y EOS-Aura NASA(OMI), respectivamente.

Es preciso señalar que existe un grupo de sismos asociados a la dinámica del glaciar del Coropuna (Fig. 2). Estos eventos sísmicos son muy comunes en glaciares y su principal mecanismo de fuente está relacionado a la ruptura de hielo como consecuencia de la acumulación de esfuerzos en las capas de hielo superficial. A la fecha, se tienen 862 casos registrados (Fig. 1-B), la mayoría de ellos apreciados entre julio y comienzos del mes de septiembre de 2018, periodo donde la presencia de nieve y hielo fue mayor en la zona del Coropuna. Esto fue corroborado por imágenes satelitales Sentinel-2 (Fig. 4), mediante el cálculo de la cobertura del índice de nieve y hielo (NDSI), un parámetro que actualmente sirve para explicar mejor la ocurrencia de este tipo de eventos.

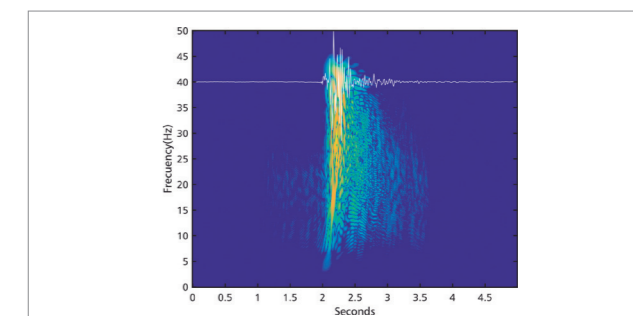


Fig. 2.- Ejemplo de un sismo de origen glaciar del Coropuna registrado el 22 de junio a las 04:05 HL.

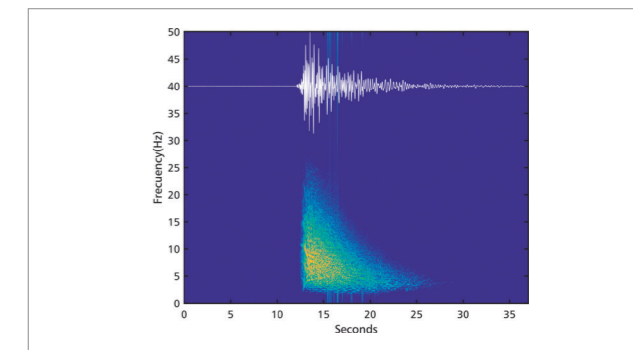


Fig. 3.- Ejemplo de un sismo tipo VT del Coropuna registrado el 30 de septiembre a las 19:47 HL.

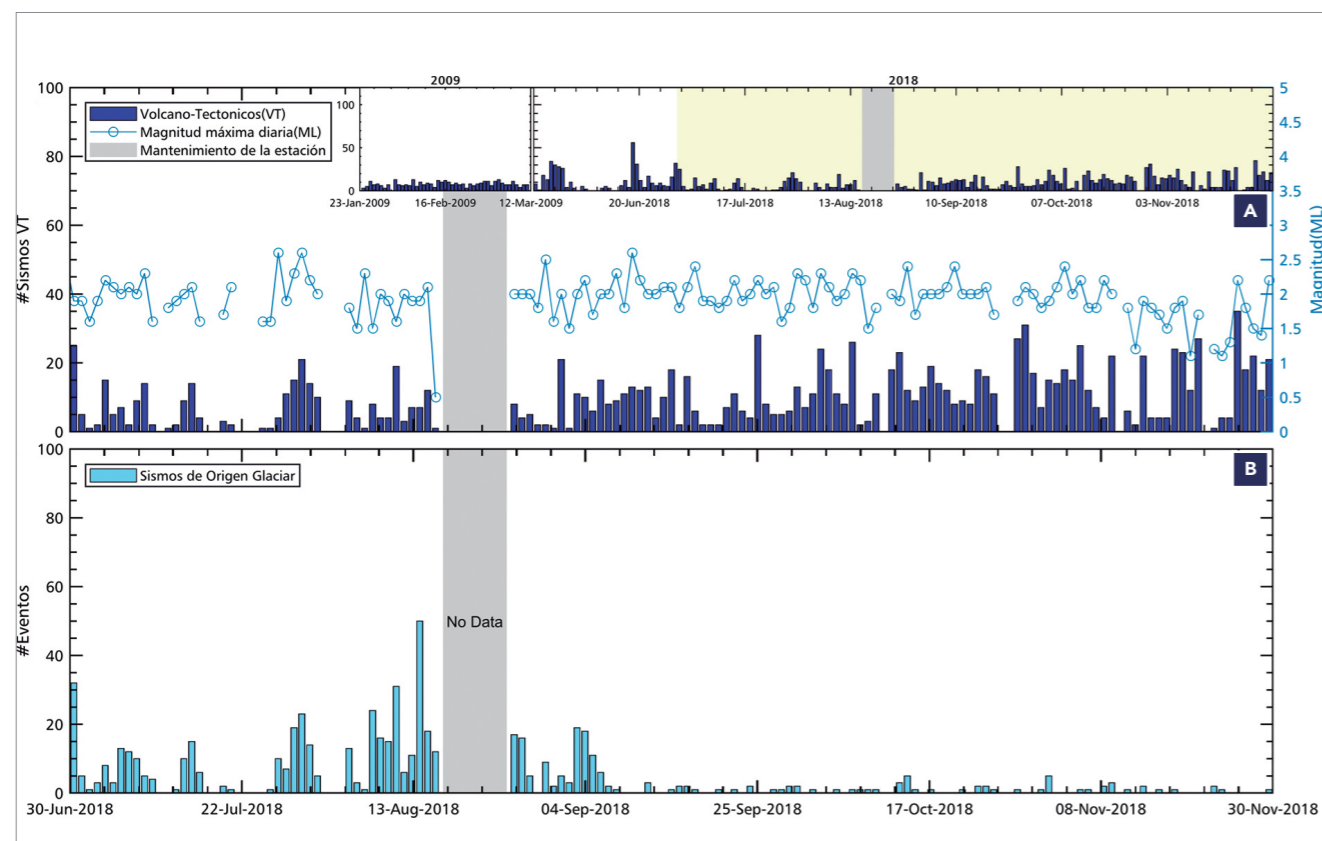


Fig. 1.- Evolución temporal de los principales tipos de actividad sísmica asociada al volcán Coropuna entre el 1 de julio al 30 de noviembre de 2018, teniendo como referencia la actividad observada el año 2009. El área sombreada en amarillo corresponde al periodo de análisis.

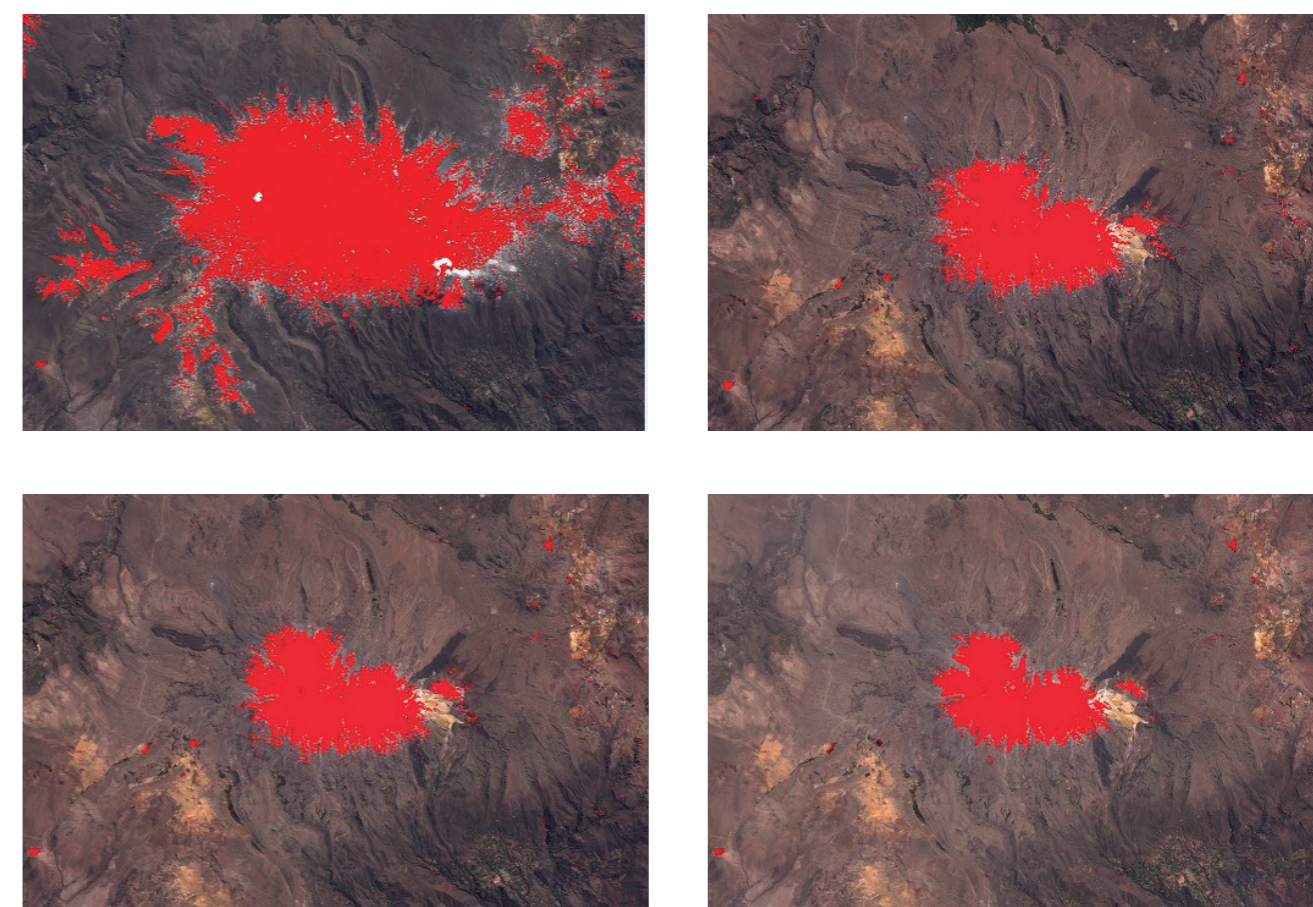


Fig. 4.- Imágenes satelitales representativas del satélite Sentinel-2 entre el 24 de julio y el 2 de octubre de 2018. El color rojo representa el nivel de nieve y hielo superficial en el volcán Coropuna.

Chachani

Elevación

6057 m s.n.m.

Región

Arequipa

Provincia

Arequipa

Última erupción

Hace 56 mil años aprox.

Población en riesgo

1 millón de personas aprox.

Vigilancia

1 estación sísmica
permanente



Agosto-Diciembre

El complejo volcánico Chachani es considerado como un volcán potencialmente activo y es uno de los colosos de mayor tamaño de la Zona Volcánica Central de Sudamérica. La historia eruptiva de este macizo evidencia que sus erupciones fueron mucho más explosivas que las del Misti, lo que se ve reflejado en el crecimiento lateral del complejo (constituido por varios edificios volcánicos construidos a base de coladas de lava). Se estima que la erupción más reciente ocurrió hace 56 mil años (Aguilar et al., 2015).

Al respecto, Suaña (2012) señala que el Chachani se ha desarrollado en tres etapas, presentando actividad

efusiva (tranquila) y explosiva (violenta). En cada una de las fases se formaron varios puntos de emisión que desarrollaron nuevos edificios volcánicos, cráteres y domos. Es decir, hubo migración de la actividad volcánica (Fig. 1).

Debido a estos evidentes rastros de constante actividad eruptiva, el IGP realizó entre 2011 y 2012 estudios en el Chachani, instalando sismómetros temporales en las proximidades de este volcán y el vecino volcán Misti. Con estos registros, se determinó la ocurrencia de sismicidad de tipo Volcano-Tectónico, la cual fue localizada en zonas tectónicamente activas,

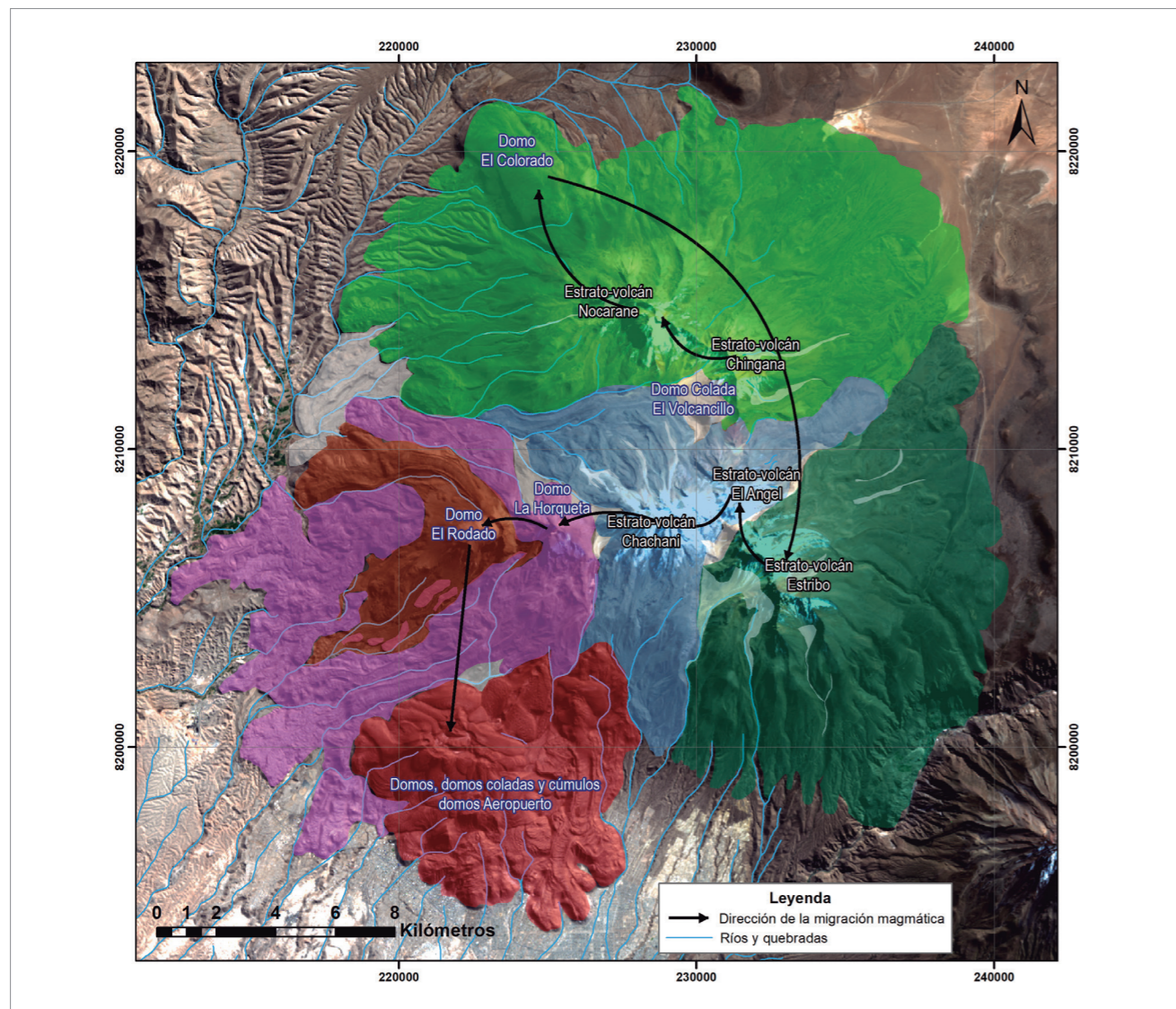


Fig. 1.- Modelo de evolución del complejo volcánico Chachani con base en estudio morfológico (modificado de Suaña, 2012). Etapa I: estrato volcán Chingana, Nocarane, Estribo y Domo El Colorado. Etapa II: estrato volcán El Ángel, Chachani, domos La Horqueta y El Rodado. Etapa III: domos, domos-coladas, cúmulos-domos Aeropuerto.

sistemas de fallas y/o alineamientos inferidos bajo el Chachani (Fig. 3). Toda esta información sísmica evidenció la necesidad de vigilar permanentemente este complejo volcánico.

Es así que el 27 de agosto de 2018, el IGP efectuó la instalación de una estación sísmica permanente en las inmediaciones del Chachani (Fig. 2-B). La información recolectada es transmitida, desde entonces, en tiempo real a la sede del IGP en Arequipa para ser inmediatamente procesada y analizada. Es la primera y única estación geofísica instalada para la vigilancia constante y exclusiva de este coloso.

Los primeros resultados de este monitoreo permanente mostraron que la estadística de sismos registrados en el Chachani se resume en eventos de tipo VT, los cuales están asociados a fractura de rocas. Entre las características de estos sismos se puede citar que son de amplitudes y magnitudes pequeñas, con una frecuencia y duración promedio de 7.4 Hz y 19 segundos, respectivamente. Los eventos VT en el Chachani se presentaron de forma esporádica: en promedio 1 sismo por día (Fig. 2-A). Esta actividad es considerada como normal, ya que no hay evidencia o signos de ascenso de magma.

El análisis del comportamiento del Chachani en 2018 también se efectuó teniendo en cuenta información térmica satelital. El sistema MIROVA de la Universidad

de Torino (Italia) no mostró valores anómalos de temperatura asociados al volcán Chachani. Cabe mencionar que entre el 15 y 18 de noviembre de 2018, se produjo un incendio forestal que se propagó en la parte alta y faldas del volcán (Fig. 2-C), registrándose, en consecuencia, valores altos de energía irradiada (VRP). El sistema MIROVA será capaz de detectar puntos de calor magmático en caso que el Chachani esté próximo a iniciar actividad eruptiva.

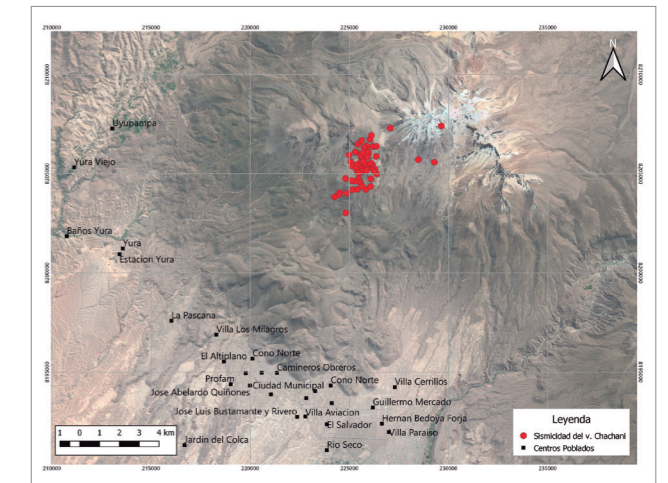


Fig. 3.- Sismicidad del volcán Chachani, periodo 2011. Esta campaña se desarrolló entre marzo y diciembre con 27 estaciones sísmicas temporales. Se identificaron 65 sismos con profundidades menores a 12 km y magnitudes entre 1.4 ML y 3.2 ML.

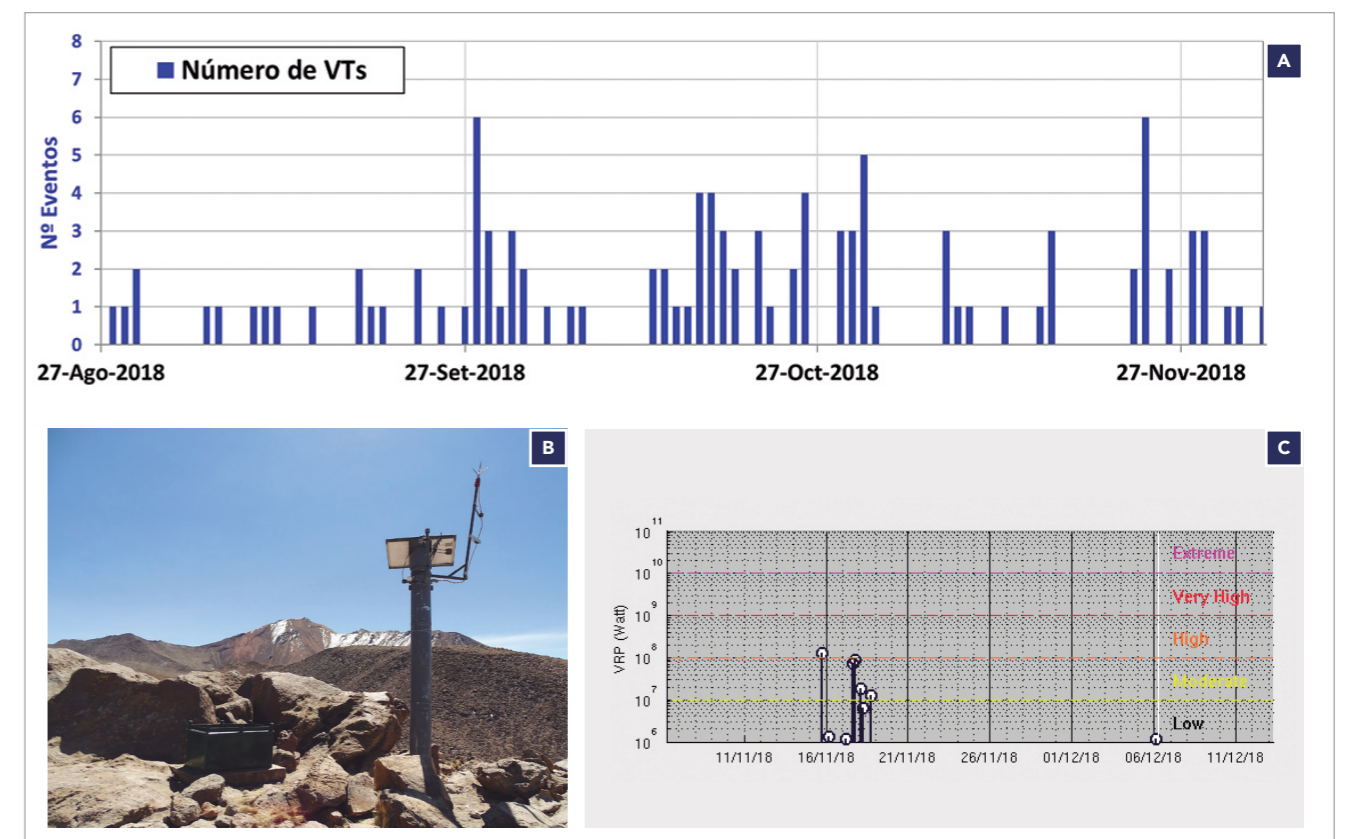


Fig. 2.- a) Número de sismos Volcano-Tectónicos registrados entre el 27 de agosto y el 4 de diciembre de 2018 en el volcán Chachani. b) Estación sísmica CHCH. c) Valores de energía irradiada (VRP) en las proximidades del Chachani detectados por el sistema MIROVA.

EDUCACIÓN Y DIFUSIÓN

Contribuyendo en la formación de una cultura de prevención responsable.



Instituciones



1. Taller educativo con profesionales de la Dirección de Salud Ambiental de la Gerencia Regional de Salud de Arequipa.
2. Taller educativo con personal administrativo y docente de la Universidad Católica San Pablo de Arequipa.
3. Taller educativo con estudiantes y docentes de la escuela profesional de Enfermería de la Universidad Alas Peruanas - Filial Arequipa.
4. Taller educativo con funcionarios de la Superintendencia de Banca y Seguros (SBS), sede Arequipa.
5. Taller educativo con personal administrativo y profesionales médicos del Instituto Regional de Enfermedades Neoplásicas de Arequipa (IREN Sur).
6. Taller educativo con profesionales médicos y administrativos del albergue del adulto mayor "El Buen Jesús", distrito de Paucarpata, Arequipa.

Colegios



1. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Jasna Gora, distrito de Sachaca, Arequipa.
2. Taller educativo con personal docente y administrativo de la I.E. Nuestra Señora de Fátima, distrito de Yanahuara, Arequipa.
3. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Milagro de Fátima, distrito de Sachaca, Arequipa.
4. Taller educativo con estudiantes de la I.E. José Luis Bustamante y Rivero, distrito de Sachaca, Arequipa.
5. Taller educativo con estudiantes de la I.E. General San Martín, distrito de Arequipa, Arequipa.
6. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Mariátegui, distrito de Yanahuara, Arequipa.

7. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Antonio José de Sucre, distrito de Yanahuara, Arequipa.
8. Taller educativo con estudiantes y docentes de la I.E. José Olaya, distrito de José Luis Bustamante y Rivero, Arequipa.
9. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Francisco Javier, distrito de Mariano Melgar, Arequipa.
10. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Héroes del Cenepa, distrito de Paucarpata, Arequipa.
11. Taller educativo con estudiantes de la I.E. Inmaculada Concepción, distrito de José Luis Bustamante y Rivero, Arequipa.
12. Taller educativo con estudiantes de la I.E. León XIII, distrito de Cayma, Arequipa.

PROYECTO

“Mejoramiento y Ampliación del Sistema de Alerta Volcánica en el Sur del Perú”, para la vigilancia de los 10 volcanes de mayor riesgo para la población.



Laboratorio Geofísico del Sur



Dos mil dieciocho ha sido el año en el cual el Instituto Geofísico del Perú ha realizado un importante desarrollo en la ejecución del proyecto de “Mejoramiento y Ampliación del Sistema de Alerta Volcánica en la Región Sur del Perú”, iniciativa vital para la articulación de estrategias orientadas hacia la reducción del riesgo volcánico en el país.

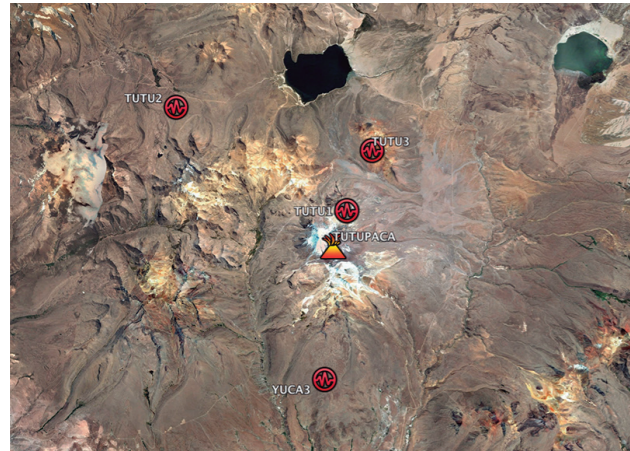
El proyecto, de una inversión aproximada de 18.5 millones de soles, contempla dos importantes aspectos. El primero de ellos está relacionado a la construcción de una moderna infraestructura en el AA.H.H. José María Arguedas, distrito de Sachaca, Arequipa, desde la cual se realizarán todos los estudios geofísicos para la gestión del riesgo de desastres en el sur del país. Este edificio comenzó a construirse en

mayo de 2018. A la fecha, se ha efectuado un avance importante en la habilitación de las vías de acceso a la infraestructura. Además de ello, ya se inició la ejecución de la edificación como tal.

El otro apartado fundamental del proyecto es la implementación de redes permanentes de vigilancia geofísica en 10 volcanes activos del sur del Perú. A inicios de 2017, solo 4 volcanes contaban con monitoreo en tiempo real. Hoy, son 8 los volcanes de las regiones de Arequipa, Moquegua y Tacna que son vigilados por los vulcanólogos del IGP las 24 horas del día. En los primeros meses de 2019, se implementarán las redes de vigilancia en los volcanes Huaynaputina (Moquegua), Sara Sara (Ayacucho) y Casiri (Tacna.)

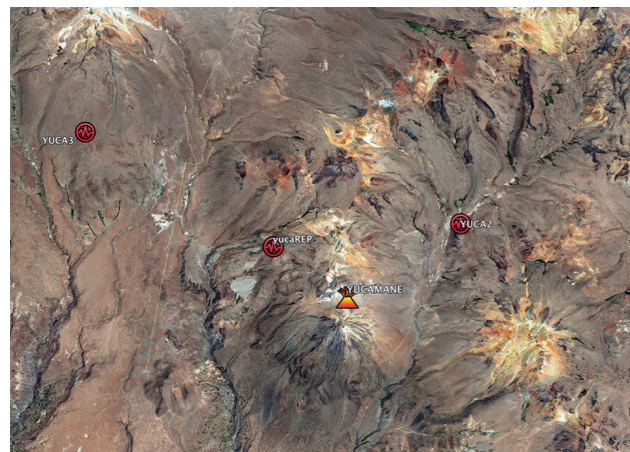
Redes de vigilancia

RED DE VIGILANCIA VOLCÁN TUTUPACA



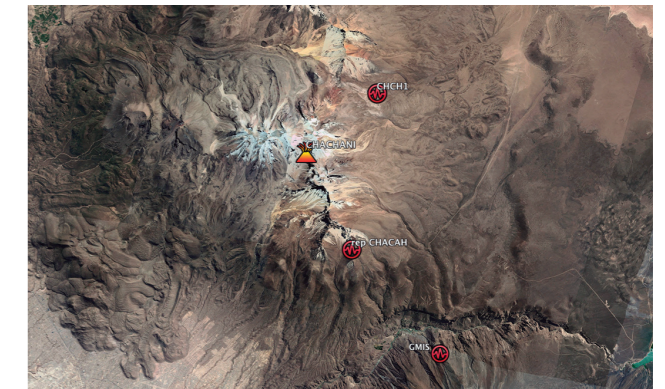
La red de vigilancia geofísica permanente del volcán Tutupaca está compuesta por 3 estaciones sísmicas. Adicionalmente, se instalará 1 cámara científica y 1 inclinómetro. Se viene usando también la información de la estación Yucamane 3, ubicada al sur de este coloso, para el estudio de la actividad de este macizo.

RED DE VIGILANCIA VOLCÁN YUCAMANE



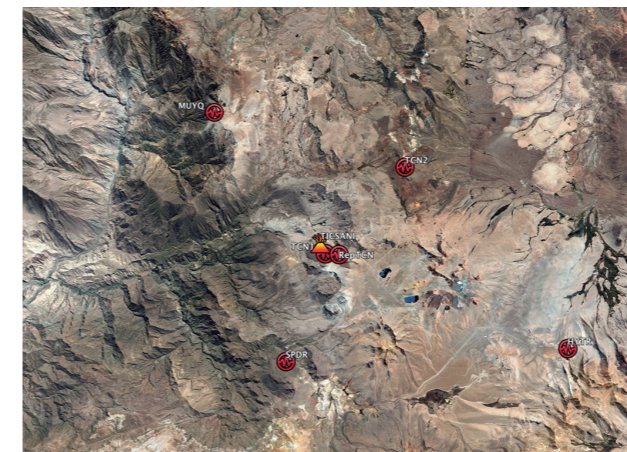
Actualmente, la actividad del volcán Yucamane se vigila mediante 2 estaciones sísmicas permanentes. Está prevista la instalación de 1 tercera estación en las inmediaciones del mismo edificio volcánico, además de 1 cámara científica para la monitorear posible actividad fumarólica.

RED DE VIGILANCIA VOLCANES MISTI-CHACHANI



En el marco del proyecto, se ha instalado 1 estación sísmica permanente en las proximidades del volcán Chachani, con la cual se vigila su actividad y la del volcán Misti. De este modo, en el caso del Misti, su red de vigilancia geofísica permanente estará conformada por 7 estaciones sísmicas, además de 2 estaciones GPS, 1 inclinómetro y 1 cámara científica.

RED DE VIGILANCIA VOLCÁN TICSANI



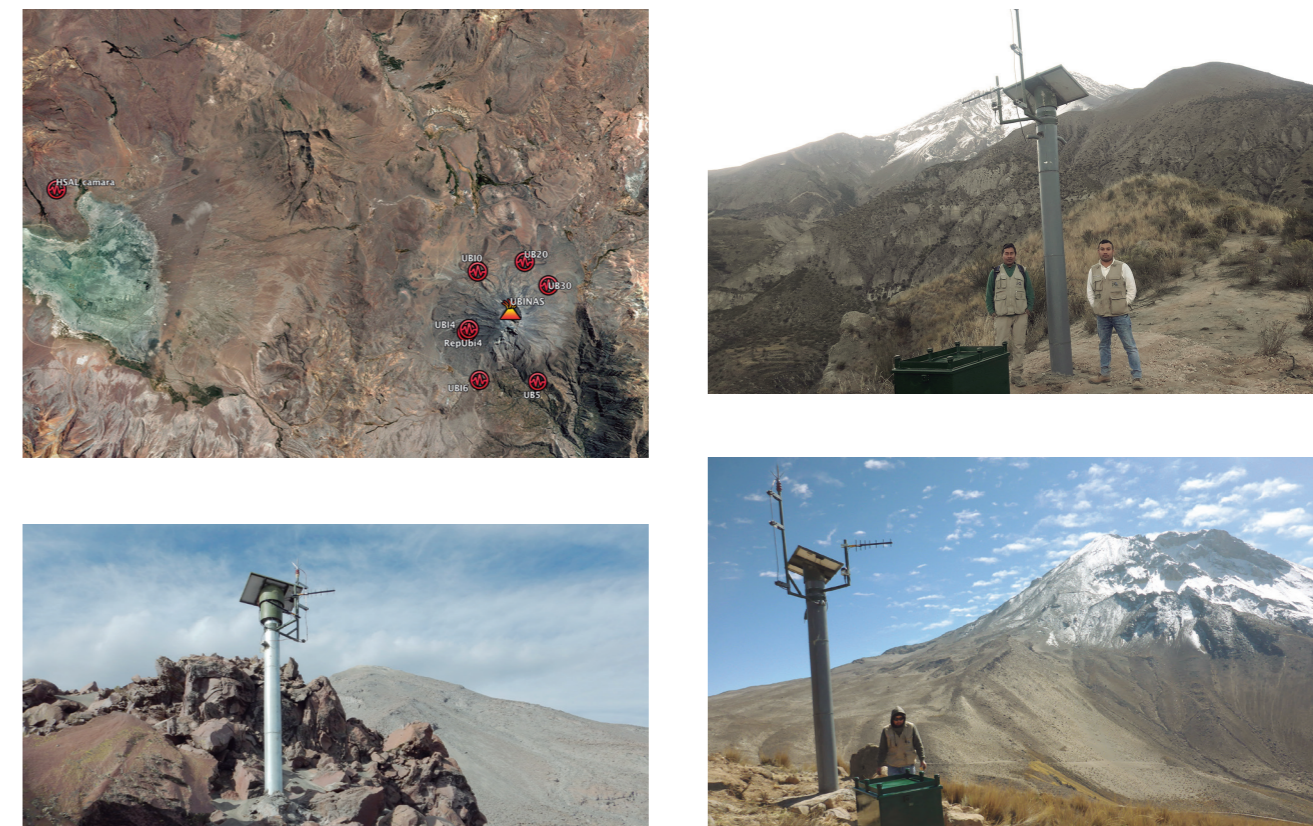
El Ticsani es vigilado por el IGP desde 2014. Se ha instalado 1 estación adicional en este volcán, con la cual, su red de vigilancia geofísica permanente se conforma a la fecha de 5 estaciones sísmicas. Está prevista la instalación de 1 cámara científica para monitorear su actividad fumarólica.

RED DE VIGILANCIA VOLCÁN COROPUNA



Este volcán cuenta con 5 estaciones sísmicas permanentes que conforman su red de vigilancia geofísica permanente. Adicionalmente, en el marco del proyecto, se instalará 1 cámara científica y 2 inclinómetros para medir posibles deformaciones en su vasto edificio volcánico.

RED DE VIGILANCIA VOLCÁN UBINAS



El volcán Ubinas ha visto repotenciada su red de vigilancia geofísica permanente con la ejecución del proyecto. Se han instalado 2 nuevas estaciones sísmicas permanentes y se tiene prevista la instalación de 1 cámara de vigilancia adicional, además de 1 estación GPS y 1 inclinómetro. De este modo, la red quedará conformada por 6 estaciones sísmicas, 2 cámaras científicas, 1 estación GPS y 1 inclinómetro.

RED DE VIGILANCIA VOLCÁN SABANCAYA




Como parte del proyecto, se ha instalado en la red de vigilancia geofísica permanente del Sabancaya 1 estación sísmica adicional y 1 estación GPS. Se prevé la instalación de 1 estación sísmica más y 1 cámara científica. De este modo, la red estará conformada por 7 estaciones sísmicas, 1 estación GPS y 2 cámaras de vigilancia.

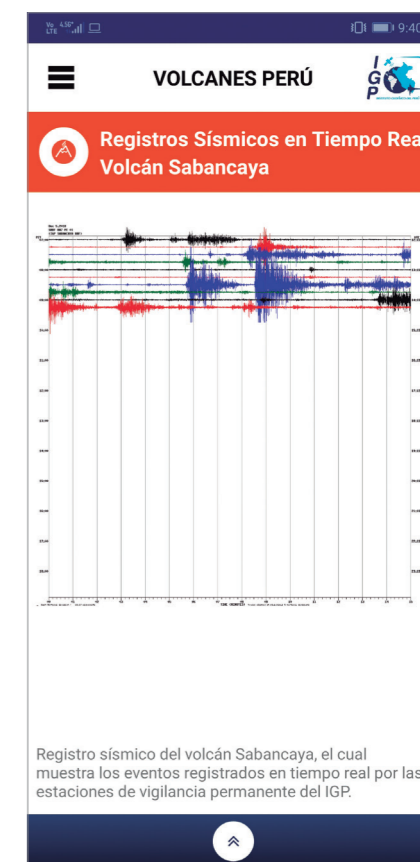
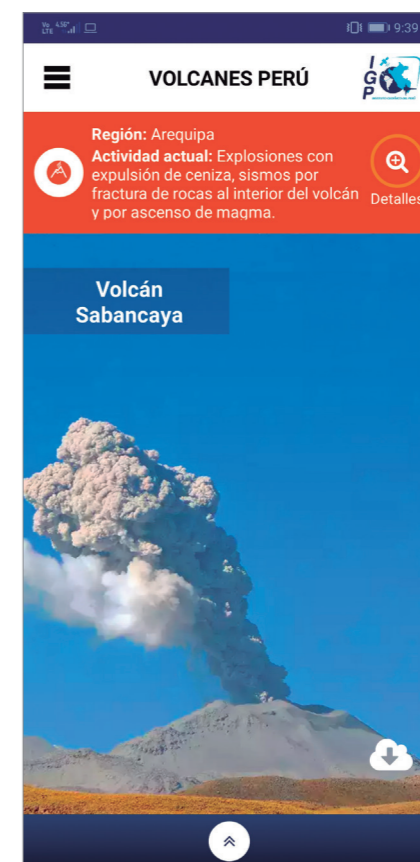
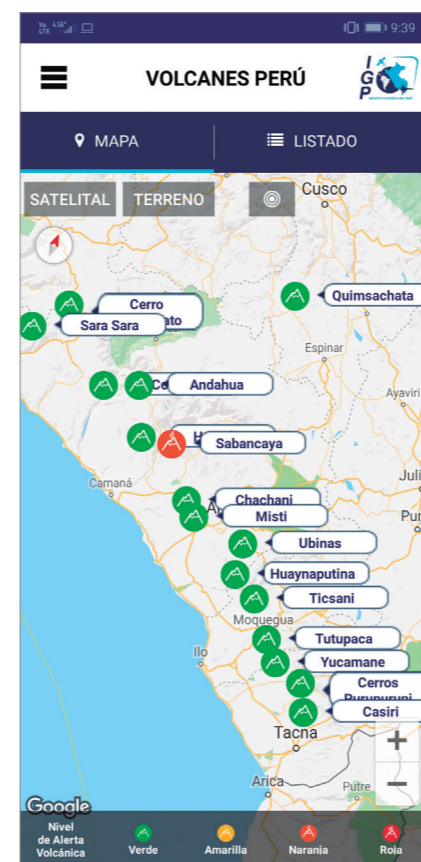
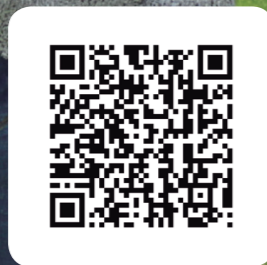
APP VOLCANES PERÚ

Conoce, a través de un lenguaje sencillo, la información científica veraz y actualizada de los 16 volcanes activos y potencialmente activos del país.



DISPONIBLE EN
 Google Play

Disponible en el
 App Store



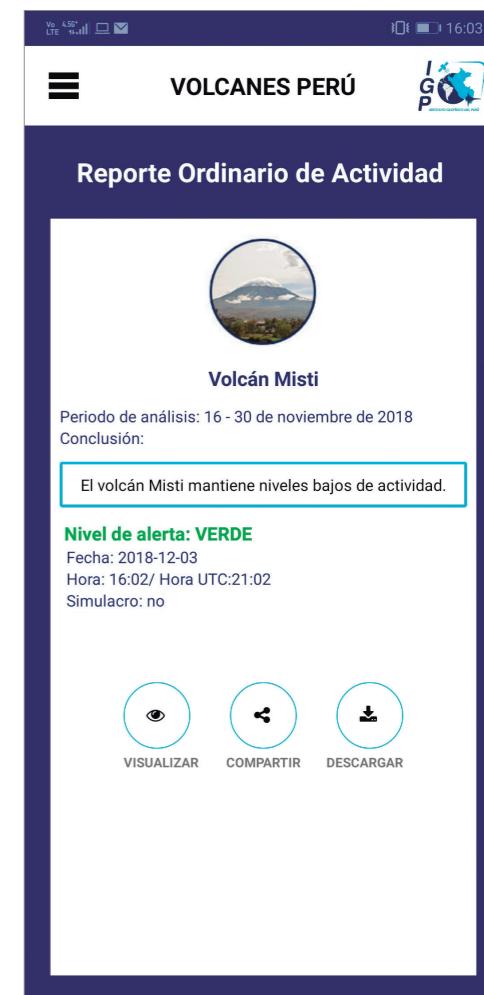
LOS VOLCANES EN TU MANO

La población del sur del Perú necesita una herramienta ágil, dinámica, con información actualizada en todo momento sobre el comportamiento de los 16 volcanes activos y potencialmente activos del sur del Perú.

Por ello, el Instituto Geofísico del Perú (IGP) ha creado la aplicación móvil "Volcanes Perú", disponible para smartphones de los sistemas operativos Android y iOS.

¿Qué nos ofrece "Volcanes Perú"?

- Listado completo de volcanes en estudio ordenados geográficamente y de acuerdo al nivel de riesgo relativo que representan.
- Mapa de distribución espacial de los volcanes correctamente georeferenciados.
- Últimos movimientos sísmicos generados como consecuencia de la actividad volcánica.
- Notificaciones y/o alertas por reactivación de volcanes y cambios en las alertas de acuerdo a la evolución del riesgo volcánico.
- Notificaciones y/o alertas por emisión y caída de cenizas y lahars.





Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo IV Etapa, Ate, Lima, Perú
Central Telefónica: (511) 3172300

-  www.igp.gob.pe
-  [/igp.peru](https://www.facebook.com/igp.peru)
-  [@igp_peru](https://twitter.com/igp_peru)
-  [@igp.peru](https://www.instagram.com/igp.peru)
-  [/igp_videos](https://www.youtube.com/channel/UC...)