

## Análisis de las Deformaciones Corticales, Asociado al Sismo del 30 de abril del 2017, Pinchollo – Chivay, con Mediciones GPS.

Rafael Miranda<sup>1</sup>, Edu Taipe<sup>1</sup>, Luis Cruz<sup>1</sup>, Jossep Huanca<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Observatorio Vulcanológico Ingemmet

**Palabras clave:** Sistema de Posicionamiento Global, Deformación, sismos.

### Introducción

El complejo volcánico Ampato-Sabancaya-Hualca Hualca (CVASHH) se ubica dentro de la Zona Volcánica Central de los Andes, tectónicamente está limitado por un sin número de fracturas y fallas activas, de dimensiones y rumbos variados (Rivera et al., 2016) que probablemente ejercen un control en el desarrollo estructural del complejo y específicamente del lado norte del Hualca Hualca. Rodeado por un número importantes de fallas (Fig. 1) que se encuentran limitados y distribuidos por el lado noroeste compuesto por el sistema de fallas y las fallas subparalelas normales de Solarpampa y Trigal, hacia el noreste se tienen al sistema de fallas normales Ichupampa con dirección NO-SE y hacia el este se tiene el sistema de fallas normales Pampa Sepina con dirección NO-SE (Rivera et al., 2016; Jay et al., 2015; Gerbe y Thouret, 2004; Antayhua y Tavera, 2003; Ramos y Antayhua, 2003). Considerándose por lo tanto sísmicamente activa, la magnitud de los sismos rara vez superan los 4.5 ML (Jay, 2005).

Los registros sísmicos del OVI que datan desde el año 2014 registran una fuente de generación de sismos hacia el norte, distribuyéndose de manera dispersa entre el NW y NE del CVASHH. Esta fuente se caracteriza por presentar al menos un sismo por mes con magnitudes mayores a 4.0 ML (según registros sísmicos del IGP) y probablemente evidenciaría una estrecha relación entre el vulcanismo y la actividad de los sistemas de fallas. Al norte del CVASHH el 30 de abril 2014 se produce un sismo de magnitud 4.6 ML a hora UTC 13:29 con una profundidad de 11 km, atribuido a la actividad del sistema de fallas Huambo-Cabanaconde, registrándose hasta cinco réplicas al sismo principal. El epicentro del sismo estuvo localizado a lo largo del límite del sistema de fallas (Fig. 1).

Los efectos de este evento fueron registrados por la red de estaciones de monitoreo geodésico del volcán Sabancaya que consisten en cuatro estaciones permanentes con registro desde el 05 de octubre del 2016, ubicadas a 4000 m del epicentro del sismo principal. Los datos GPS de la estación SBMI se utilizaron para encontrar la distribución del

desplazamiento y deformación antes, durante y posterior al sismo de Pinchollo. Las investigaciones sobre la respuesta sísmica registrados por la estación GPS proporcionarían nuevos conceptos sobre el comportamiento del sistema de fallas del CVASHH y de las deformaciones locales, para tener una mejor comprensión de la evolución dinámica de las fallas. Debido a que existen diferentes entornos geológicos que rodean a un sistema de fallas sismogénicas, donde los mecanismos detrás de la respuesta postsísmica probablemente sean muy específicos de cada sismo y del sistema de fallas (Deng et al, 1998; Pollitz et al 2000; Reilinger et al., 2000; Ryder et al., 2017).

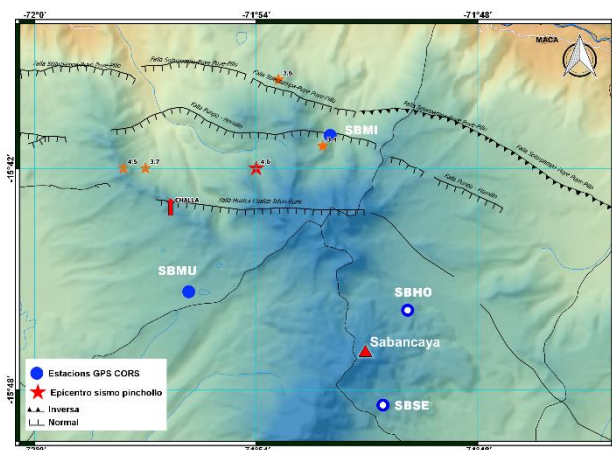


Fig. 1. Red de estaciones GPS permanentes, símbolos circulares de color azul, punto color azul epicentro del sismo de Pinchollo, símbolos color rojo réplicas del sismo principal indicando su magnitud y las líneas representan el sistema de fallas del complejo volcánico.

### Mediciones GPS, análisis y procesamiento de datos.

Específicamente, el sector norte y NW del CVASHH es una región limitada por un conjunto de sistemas de fallas y sísmicamente activa, un área provista de vegetación y despoblada con relieves de gran altitud (Rivera et al., 2016), de geografía muy accidentada y variada morfología. Con climas muy adversos hace extremadamente difícil de realizar campañas de mediciones GPS a lo largo de los sistemas de fallas, por lo tanto, las observaciones de deformación registradas antes, durante y después del

sismo, corresponde a los datos registrados por la red de estaciones geodésicas de monitoreo del volcán Sabancaya (Fig. 2). La estación SBMI permitió cuantificar las deformaciones tectónicas en el sector norte y NW del complejo volcánico. Esta estación, ubicada al norte del complejo, consta de un receptor GPS TRIMBLE de doble frecuencia con antenas tipo Zephyr Geodetic, registrándose a un paso de muestreo de 15 s. Los datos GPS continuos diarios se procesaron con el software GAMIT/GLOBK v 10.5 (Herring et al., 2010) utilizando los procedimientos estándares, considerando efectos globales y locales, tales como los coeficientes de carga oceánica, mareas terrestres y efectos atmosféricos, así como las orbitas finales combinadas del Servicio Internacional de GPS (IGS) para generar una solución final en la que se muestran los movimientos de la estación de monitoreo en términos de velocidad y desplazamiento, donde la pendiente de la serie temporal equivale a la velocidad promedio.

#### Análisis de las series de tiempo de la Estación GPS Milluca - SBMI.

La estación geodésica SBMI ha proporcionado una importante información de la evolución temporal de la deformación, observado en el lado norte del CVASHH, las series temporales fueron generadas con las coordenadas cartesianas XYZ diarias de la estación, extraídos de los archivos RINEX. Para encontrar la deformación del ciclo sísmico respecto al movimiento cortical de la estación se han restado utilizando el campo de velocidades inter-sísmica estimado por Sánchez y Drewes (2016), propuesto en el modelo de velocidades para SIRGAS VEMOS2015 en referencia a la estación AREG. El análisis de la deformación asociado al sismo del 30 de abril de magnitud 4.6ML, ocurrido a 4.0 km al NW de la estación GPS SBMI, seguida de cinco replicas consecutivas, asociados al sistema de fallas Pungo-Hornillos.

La serie temporal obtenida para las componentes ESTE, NORTE y ALTITUD de la estación geodésica SBMI ha registrado con mayor resolución espacial el proceso de deformación, mientras las estaciones SBMU (Mucurca) y Hornillos (SBHO) no han mostrado mayores cambios durante el sismo.

La deformación registrada por la estación GPS Milluca (SBMI) se puede apreciar claramente los procesos de acumulación y liberación de la energía, donde la falla Pungo-Hornillo habría experimentado procesos de deformación donde se muestran diferentes patrones en cada una de las etapas claramente registrados.

En la serie temporal de la componente ESTE y NORTE (Fig. 2) de la estación SBMI, se puede observar claramente que la dirección de

desplazamiento es en sentido E y N, inicialmente a una velocidad 2.1 mm/mes y 1.5 mm/mes. A partir del día 31 de marzo al 29 de abril, la pendiente de la serie temporal muestra un cambio en el sentido de la deformación (Fig. 02 y 03) comenzando a desplazar en dirección NW, así mismo la componente VERTICAL cambio de sentido decreciendo a razón de 4 mm/mes, lo cual significaría la primera etapa de liberación de la energía acumulada de deformación de manera muy lenta que correspondería al movimiento inter-sísmico (reacumulación gradual de esfuerzos; Ruegg, 2004), si bien es cierto los registros presentan vacíos en la serie el cual corresponde a los periodos de mayor precipitación con pocas horas de sol, sin completarse la carga en los sistemas de almacenamiento de energía, no permitiendo correlacionar el periodo en el cual las curvas de deformación cambian de sentido.

Así mismo no se han observado sismos precursoros antes del cambio en la pendiente de la serie. De acuerdo a Ruegg (2004) existe un periodo de comportamiento anormal antes de una ruptura, llamada etapa pre-sísmica, donde la deformación puede ocurrir de manera súbita o rápida, lo cual probablemente corresponda al periodo entre el 29 y 30 de abril, donde las tres componentes muestran un salto súbito en la serie de tiempo, registrándose para la componente ESTE de 12 mm y de 16 mm para la NORTE, mientras la deformación fue de 42 mm (Fig. 3). Consecuentemente se observó un desplazamiento co-sísmico asociado al sismo de Pinchollo (4.6 ML, líneas verticales color negro en Fig. 2 y 3), con desplazamiento para las componentes horizontales de 9 mm y 11 mm, en la Fig. 3, se puede observar a mayor detalle los primeros momentos del desplazamiento de las señales post-sísmicas y una variación no-lineal de las posiciones que evolucionó muy lentamente permaneciendo por un periodo de 75 días (14 de julio del 2017) hasta alcanzar la estabilización de la componente VERTICAL y ESTE. En este tiempo, la componente NORTE se estabilizó en un periodo de tiempo menor, en adelante la serie continua registrándose con la tendencia inicialmente observada por la estación GPS.

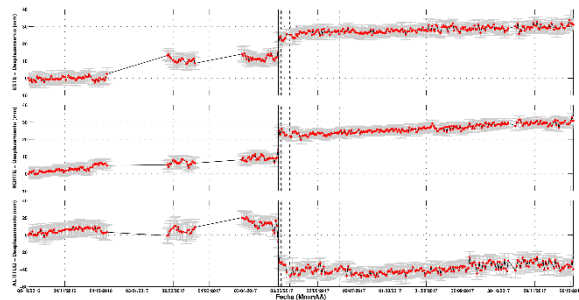


Fig. 2. Serie temporal de las coordenadas de las componentes EW, NS, Altitud, de la estación SBMI (Milluca), los desplazamientos de la serie temporal presentan una

dirección hacia el NE, los gaps en la serie corresponden al periodo con mayor presencia de lluvias y nevadas.

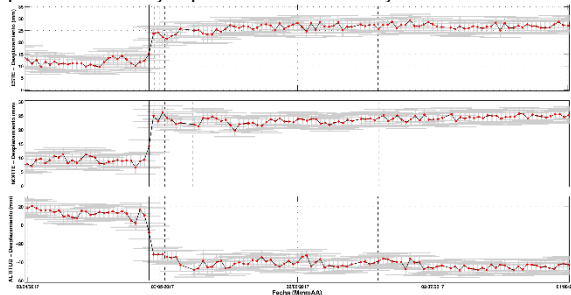


Fig. 3. Serie temporal en una ventana de tiempo ampliada del sismo del 30 de abril, ocurrido al norte del CVASHH, a 4 km al NW de la estación GPS SBMI, donde se muestra las diferentes etapas del ciclo sísmico.

### Conclusiones y Discusiones

En la Fig. 4, se muestra el vector de desplazamiento co-sísmico de la estación SBMI, con una tasa de desplazamiento horizontal de 14 mm, en dirección NE en dirección del plano de falla Pungo-Hornillo y la componente vertical registro un hundimiento de 24 mm, durante la etapa co-sísmica.

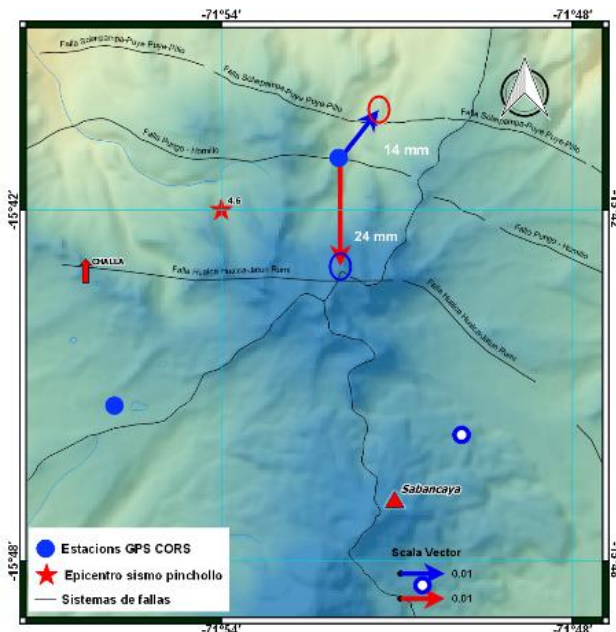


Fig. 4. Mapa de velocidades calculados a partir del registro de la estación GPS Milluca (SBMI), la flecha indica la dirección y la magnitud del desplazamiento, las líneas negras el sistema de fallas, y la estrella indica el epicentro del sismo de Pinchollo.

Los desplazamientos post-sísmicos observados fueron de al menos de 11 mm durante los 75 días, donde las series de tiempo de las coordenadas de posición mostraron un desplazamiento post-sísmico en dirección NE. Las características de esta deformación registrada indicarían probablemente que el plano de deslizamiento sea la causa probable del

incremento en la velocidad de fricción. De acuerdo a Freed (2005), los planos de deslizamiento pueden provocar un incremento en el esfuerzo en áreas limitados por los sistemas de fallas, por lo que pueden ocasionar cierta carga en las fallas, la deformación registrada del área se encuentra limitado por el extremo sur por el sistema de fallas Hualca-Hualca – Jatun Rumi y por el norte definida por el sistema de fallas Pungo-Hornillo. Una característica importante es mencionar que el comportamiento del bloque mostraba un levantamiento, registrado por la estación GPS SBMI a razón de 16 mm y con una dirección de desplazamiento horizontal en dirección NE, probablemente correspondería a la etapa de acumulación de esfuerzos o de deformaciones elásticas (Udias y Buforn, 2011).

Después del 31 de marzo, la serie temporal mostraba un cambio en la pendiente de deformación registrándose un hundimiento de hasta 9 mm del bloque, lo cual correspondería a la etapa de la relajación o liberación gradual de la energía acumulada que se mantuvo por un periodo de 29 días. Cabe mencionar que no se registraron sismos precursores asociados al cambio en la deformación, probablemente la causa de la deformación estuvo asociado al esfuerzo determinado por la presión litostática (Ramos J., Catalan M. 2003), después de este periodo los esfuerzos tectónicos habrían superado el límite de resistencia del plano de falla del bloque, liberando de manera súbita la energía acumulada, probablemente asociado a las extensiones normales generado por las fuerzas gravitacionales comunes en regiones montañosas (Pritchard et. al., 2015), el periodo post-sísmico fue registrado por un periodo de 75 días, posterior al sismo principal. Luego de este periodo la serie de tiempo de las componentes horizontales y verticales registra el mismo patrón de la serie inicial. Las estaciones GPS permiten obtener información importante no solo para investigaciones volcánicas, sino también es importante para comprender la estructura del comportamiento de los sistemas de fallas y de su geología.

### Agradecimientos

Al Observatorio Vulcanológico del Ingemmet, en especial al Área de Geodesia por poner a disposición los archivos RINEX de las estaciones GPS. Así como el equipo que labora en dicha área por compartir los conocimientos y apoyo de manera desinteresados.

### Referencias

Altamimi, Z., Sillard, P., & Boucher, C. (2002). ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10).

- Alvarez Robles, Y. V. (2017). Estudio estructural y del sistema hidrotermal de los volcanes Sabancaya y Hualca-Hualca mediante el método de potencial espontaneo.
- Antayhua, Y., & Tavera, H. (2003). Volcanes y sismicidad en la región del volcán Sabancaya (Arequipa). Gerbe, M. C., & Thouret, J. C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6), 541-561.
- Antayhua, Y., & Tavera, H. (2003). Volcanes y sismicidad en la región del volcán Sabancaya (Arequipa).
- Deng, J., Hudnut, K., Gurnis, M., & Hauksson, E. (1999). Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks following the 1994 Northridge, California, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 26(21), 3209-3212.
- Gerbe, M. C., & Thouret, J. C. (2004). Role of magma mixing in the petrogenesis of tephra erupted during the 1990–98 explosive activity of Nevado Sabancaya, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 66(6), 541-561.
- Henderson, S. T., & Pritchard, M. E. (2013). Decadal volcanic deformation in the Central Andes Volcanic Zone revealed by InSAR time series. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(5), 1358-1374.
- Herring, T.; King, B.; McClusky, S. Introduction to GAMIT/GLOBK Reference manual Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program. Release 10.3. EAPS. 2010.
- Jay, J. A., Delgado, F. J., Torres, J. L., Pritchard, M. E., Macedo, O., & Aguilar, V. (2015). Deformation and seismicity near Sabancaya volcano, southern Peru, from 2002 to 2015. *Geophysical Research Letters*, 42(8), 2780-2788.
- Pollitz, F. F., Peltzer, G., & Bürgmann, R. (2000). Mobility of continental mantle: Evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 8035-8054.
- Ramón, J., & Catalán, M. *Geología Estructural y Dinámica Global*, 2003
- Reilinger, R. E., Ergintav, S., Bürgmann, R., McClusky, S., Lenk, O., Barka, A., ... & Aktug, B. (2000). Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M= 7.5, Izmit, Turkey earthquake. *Science*, 289(5484), 1519-1524.
- Rivera, M., Mariño J., Samaniego P., Delgado R., & Manrique N. (2016). *Geología y evaluación de peligros del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, Arequipa - [Boletín C 61]*.
- Ruegg, J. C. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, (6), 201-243.
- Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., & Campos, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201), 1165-1169.
- Ryder, I., Parsons, B., Wright, T. J., & Funning, G. J. (2007). Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake: InSAR observations and modelling. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1009-1027.
- Sánchez, L., & Drewes, H. (2016). Crustal deformation and surface kinematics after the 2010 earthquakes in Latin America. *Journal of Geodynamics*, 102, 1-23.
- Udías, A., & Buforn, E. (2011). Terremotos y fallas. *Dinámica de la Tierra. Revista Española de Física*, 17(6).